

UNIVERSITE CHEIKH ANTA DIOP DE DAKAR
ECOLE SUPERIEURE POLYTECHNIQUE



Groupe de Formation Doctorale



Master 2 Recherche SI

Option: Météorologie, Océanographie et Gestion des milieux Arides (MOGMA)

Mémoire de stage préparé au Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de l'Océan Simeon-Fongang (LPAO-SF)

« Analyse des interactions air-mer en Atlantique Tropical Nord-Est : impact sur la dynamique du jet d'ouest et sur le cycle de l'eau régional »

Présenté et soutenu le 28 Décembre 2013 par :

Lala KOUNTA

Encadreurs: Dr. Rémi MEYNADIER, Dr. Gaëlle De COËTLOGON (LATMOS¹-IPSL²)
Dr. Alban LAZAR (LOCEAN³-IPSL)
M. Moussa DIAKHATE, Pr. Amadou T. GAYE (LPAO-SF)



1 = Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales

2 = Institut Pierre Simon Laplace

3 = Laboratoire d'Océanographie et du Climat : Expérimentations et Approches Numériques

Dédicaces

Je dédie ce mémoire de stage à mon adorable maman **Marie Jôe BARRO**, mon idole, ma référence. Celle qui s'est sacrifiée pour la réussite de ses enfants.

Merci pour l'attention et l'amour que tu nous portes **Maman**,
à mon papa adoré **Amadou makhtar KOUNTA**
à mes frères **Babacar KOUNTA, Cheilh Sidy Bécaye KOUNTA**
mon **petit chéri Moulaye** et sa maman **Awa DIATTA**
à **El- hadji GUEYE**
et à toute ma famille

Remerciements

je rends grâce à **ALLAH (SWT)** de m'avoir donné la force de terminer ce rapport de stage.

Mes remerciements vont à l'endroit de tout le personnel du **LPAO-SF** à commencer par le **Pr. Amadou Thierno Gaye** directeur du laboratoire, aux chercheurs **Seydou Moustapha SALL, Philippe ESTRADE, Eric MACHU, Daouda BADIANE ainsi que Malick WADE** (MERCI à vous de m'avoir initier à la recherche).

Je remercie vivement mes encadreurs qui m'ont beaucoup soutenus, épaulés, guidés, et conseillés tout au long de ce stage. Je veux nommer par là **Rémi MEYNADIER** qui a dirigé ce travail. Merci pour ta disponibilité, ton écoute, ta rigueur dans le travail, tu m'as donné goût à la recherche. Sans oublier **Moussa DIAKHATE** que j'ai fatigué tout au long de mon stage, merci pour tes conseils et ta disponibilité.

Ce travail n'aurait pas pu être mené sans l'implication de **Gaëlle De COËTLOGAN**, ainsi que **Alban LAZAR merci à vous !**

Je remercie tous les doctorants du laboratoire que je ne peux citer au risque d'en oublier certains.

Un remerciement tout particulier à mes camarades de promotion : ma pupuce **Aissatou FAYE**, ainsi que mes frères **Dahirou Wade, Moustapha TALL et Pierre Alexandre C. MANGA**.

Mes amis du promotion 2012/2013 de Master 2 recherche : **Alain, Bricos, Ndiaye DIOP, Lamime**, et ceux du Laboratoire d'Energies Renouvelables (**LER**).

Je ne saurais terminer sans remercier **El Hadji GUEYE, Khady NDIAYE** qui m'ont toujours soutenus ainsi que tous les membres de ma famille.

Résumé

Le jet d'Ouest est un flux de basses couches localisé sur l'Océan Atlantique Tropicale entre 8-11°N. Il s'étend de l'Est de l'Atlantique jusqu'aux côtes de l'Afrique de l'ouest. Présent de juin à octobre, il est maximal à 925 hPa au mois d'août avec des vitesses de plus de 5ms^{-1} en moyenne mensuelle. Les études sur la variation de la mousson africaine ont peu prêté attention sur ce jet qui se distingue du flux de mousson de par sa dynamique et son cycle diurne et joue un rôle important dans le transport d'humidité vers le continent.

Dans ce rapport nous avons étudié la variabilité du jet d'Ouest sur la décennie 2000-2009 avec les réanalyses dénommées Climate Forecast System Reanalysis (**CFSR**) du National Center for Environmental Prediction (**NCEP**). Hormis ces réanalyses, nous avons exploité les résultats de simulations numériques réalisés avec le Modèle Climatique Régional (**MCR**) Weather Research Forecast (**WRF**) pour bien représenter la dynamique du jet d'ouest et comprendre son rôle dans le transport d'humidité en Afrique de l'Ouest.

Les réanalyses montrent une variabilité saisonnière et inter-annuelle très marquée du jet d'ouest avec deux années contrastées, 2000 et 2007 présentant respectivement un jet d'ouest faible et fort. Les résultats ont révélés que les fluctuations notées sur la dynamique du jet d'ouest sembleraient influencer le cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest.

En effet, un apport important d'humidité venant de l'Est de l'Atlantique et une augmentation des précipitations en Afrique de l'ouest particulièrement au large des côtes sénégalaises et guinéennes sont observées en 2007, contrairement pour l'année 2000.

l'étude des simulations numériques faite avec **WRF** montre sa capacité à bien représenter la dynamique du jet d'ouest. Elle montre aussi l'importance de la migration de la **ZCIT** sur la formation du jet et le rôle de ce dernier dans le transport d'humidité vers le continent africain.

Mots clés : Jet d'ouest, Interaction, Atlantique Tropical, Cycle de l'eau

Liste des acronymes

AEJ : african Esterly Jet

AFWA : Air Force Weather Agency

ARW Advanded Reserach **WRF**

CAPS : Center for Analysis and Prediction of Storms

CEPMMT : Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (id. ECMWF)

CFSR : Climate Forecast System Reanalysis

ECMWF : European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (id. CEPMMT)

EM : Équateur Météorologique

ERA-Interim : ECMWF ReAnalysis-Interim

ESRL : Earth System Research Laboratory

FAA : Federal Aviation Administration

FIT : Front InterTropical

JAS : Juillet Août Septembre

JET : Jet d'Est Tropical

JOST : Jet d'ouest subtropical

MCR : Modèle Climatique Régional

NCAR National Center for Atmospheric Research

NCEP : National Center for Environmental Prediction

NMM Non-hydrostatic Meso-scale

NOAA : National Oceanic and Atmospheric Administration

PW : Precipitable Water

SLP : Sea Level Pressure

SST : Sea Surface Temperature

SKT : skin temperature

TMI : TRMM's Microwave Imager

TRMM : Tropical Rainfall Measuring Mission

WRF : Weather Research Forecast

WAWJ : West African Westerly Jet (id. jet d'ouest)

ZCIT : Zone de Convergence Inter Tropicale

Liste des figures

1.1: Cellules de Hadley (extrait du cours de J. P Lafore, 2012).....	4
1.2 : Déplacement de la ZCIT au cours de l'année (Source: cours de météorologie générale 2013)... 4	
1.3 : Cellule de Walker : (Source : cours de météorologie tropicale 2013)..... 5	
1.4 : Schéma conceptuel représentant, en moyenne zonale, les éléments clés de la circulation méridienne en Afrique de l'Ouest. Source : Manuel de Météorologie tropicale - Florent Beucher - Météo-France © - 2010..... 7	
1.5 : (a) Vent de surface (zonal et méridien vecteur) des données QuickSCAT le 17 Août 1999 et SLP (contours),(b) diagramme temps latitude du vent zonal (QuickSCAT) moyenné sur 25°-15°W(contours), position de la ZCIT (ligne), vent zonal (contours), les vents zonaux supérieurs à 5 m/s sont colorés en gris. Grodsky et al. 2003..... 8	
1.6 : Le vent (zonal et méridien en vecteurs) et les hauteurs du géopotentiels (gpm) (contours) à 925-hPa dans ERA-40 (a) et NCEP1 (b) sur la période 1958-2001, en moyenne climatologie de Juillet à Septembre. Les vitesses zonales supérieure à 4 m/s1 sont colorées en gris clair, et celles supérieures à 5 m/s en gris foncé. Intervalle de contour 3 gpm. Pu et Cook (2010)..... 9	
1.7 : Moyenne climatologique pour les 5 phases du cycle du jet d'ouest (a-e). La boîte noire claire (9.5°-10.6°N, 20°-30°W) représente la région d'accélération du jet d'ouest , la boîte foncée (9.5°-10.6°,15°-25°W) représente la région moyenne du jet d'ouest et la boîte noire sur le continent (9.5°-10.6°N,5°W-5°E) représente celle du flux de mousson. Le vent : u,v (vecteur), la hauteur du géopotentiel (contours) et le vent zonal (couleurs). les vitesses zonales égales à 4m/s en gris clair et celles supérieures à 5m/s en gris foncé. Pu et Cook (2010)..... 11	
1.8 : (a) Coupe transversale du vent dans ERA-40 moyennée sur 25°-15°W, en streamlines le vent méridien et vertical ($\times 10^3$), (b) coupe verticale du vent moyenné sur 9.5°N, en streamlines le vent zonal et vertical ($\times 10^3$). Moyenné entre le 22 Juillet et le 5 Septembre. Pu et Cook (2010)..... 12	
1.9 : Cycle diurne moyen de la vitesse du vent zonal (m/s) dans les régions moyenne du jet (ligne continu) et celle du flux de mousson (tiret) dans ERA-40 pendant la phase 3 du jet en temps universel. Pu et Cook (2010)..... 13	
1.10 : Composantes du vent : zonal, méridien et vertical ($\times 10^2$) dans les régions moyennes du WAWJ (a) et du flux de mousson (b), les numéros indique les phases du jet ; Pu et Cook (2010)..... 14	
1.11 : Série temporelle pour le jet d'ouest (ligne continue) en m/s, et les précipitations au sahel (tiret) en mm/jr, (b) variabilité décennale avec une moyenne glissante de 9 ans et (c) inter-annuelle du jet d'ouest et des précipitations au sahel sur la période 1958 à 2002. Pu et Cook (2012)..... 16	

1.12 : Anomalies du flux d'humidité pondéré par la masse intégré de la surface à 700 hPa pour (a) 1964, (b) 1984, (c) 1999 dans ERA-40 et (d) dans ERA-intérim. les vecteurs indiquent la valeur du flux d'humidité en $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$. Pu et Cook (2012).....	16
2.1 : Moyenne climatologique sur JAS du vent (zonal et méridien en vecteur) et du vent zonal en couleurs dans QuickSCAT et CFSR de 2000 à 2009.....	21
2.2 : Moyenne climatologique sur JAS de PW dans TMI et CFSR de 2000 à 2009.....	22
2.3 : Moyenne climatologique sur JAS de PW dans TMI et CFSR de 2000 à 2009.....	23
2.4 :Moyenne climatologique sur JAS du vent (zonal et méridien en vecteurs), le vent zonal en couleurs et la hauteur du géopotentiel en contours de 2000 à 2009.....	24
2.5 : Moyenne climatologique journalière de 2000 à 2009 des différentes phases du jet : de a à d respectivement: phase 1 du 7 au 27 juin, phase 2 du 28 juin au 21 juillet, phase 3 du 22 Juillet au 5 Septembre, phase 5 du 20 Septembre au 18 octobre.....	25
2.6 : (a) Coupe transversale du vent dans CFSR moyenné sur $25^{\circ}\text{-}15^{\circ}\text{W}$, en streamlines le vent méridien et le vent vertical $\times 10^3$, (b) coupe verticale du vent moyennée sur 9.5°N , en streamlines le vent zonal et vertical $\times 10^3$. Moyennée entre 22Juilletet le 5 Septembre en moyenne climatologique sur la période 2000-2009.....	26
3.1 : Évolution temporelle en moyenne mensuelle du vent zonal à 925 hPa moyenné sur $9.5\text{-}10.6^{\circ}\text{N}/20\text{-}15^{\circ}\text{W}$ de 2000 à 2009 (seuls les mois de Juin, Juillet, Aout et Septembre sont représentés).	29
3.2 : (a) Moyenne mensuelle du vent sur la décennie 2000-2009. vent (u,v) en vecteur et le vent zonal en couleurs. (b) anomalie pendant l'année 2000, © anomalie pendant l'année 2007.....	32
3.3 : (a) Moyenne mensuelle de l'humidité spécifique à 925 et 700 hPa et le flux intégré entre 1000 et 925 hPa. (b) anomalie pendant l'année 2000, © anomalie pendant l'année 2007.....	35
3.4 : (a) Moyenne mensuelle de l'évaporation, de PW et de la pluie pendant la décennie 2000-2009. (b) anomalie pendant l'année 2000, © anomalie pendant l'année 2007.....	37
3.5: (a) Moyenne mensuelle de la SST, SKT et de la hauteur du géopotentiel pendant la décennie 2000-2009. (b) anomalie pendant l'année 2000, © anomalie pendant l'année 2007.....	41
4.1 : Les trois étapes de la préparation des données (source Wang et al. 2009).....	43
4.2 : Le domaine de la simulation.....	46
4.3 : Moyenne mensuelle du vent de surface vu par QuickSCAT , CFSR , WRF , ERA-Intérin. U,V en vecteur, le vent zonal en couleurs en Août 2006.....	48

4.4 : Moyenne mensuelle en Août 2006 du vent à 925 dans WRF et CFSR les vents zonaux supérieurs à 4 m/s sont représentés en couleurs.....	49
4.5 : Même que pour la figure 2.6 moyenné sur 25.15° et 11°N.....	49
4.6 : Moyenne mensuelle en Août 2006 de la pluie dans TMI CFSR et WRF	50
4.7 : Moyenne mensuelle en Août 2006 du vent de surface (u,v en vecteur) et de la sst en couleurs : de gauche à droite : simulation de référence ; simulation sans refroidissement – simulation de référence ; simulation sans réchauffement – simulation de référence.....	52
4.8 : Même que la figure 4.7 mais en couleurs la température de surface de la mer (sea level pressure: SLP).....	52
4.9 : Moyenne mensuelle en Août 2006 : en vecteurs le flux d'humidité (zonal et méridien) intégré sur la verticale entre 1000 et 925 hPa et sa divergence en couleurs) de gauche à droite : simulation de référence ; simulation sans refroidissement – simulation de référence ; simulation sans réchauffement – simulation de référence.....	53
4.10 : Même que la figure 4.9 mais pour la pluie.....	53
4.11 : Coupe latitude-altitude du vent zonal moyené entre 21-19°W. le vent zonal en couleurs, le vent méridien et vertical en vecteur et les anomalies de hauteurs du géopotentiels en contour (les valeurs positives en noir et les valeurs négatives en mangeta).....	54

Table des matières

Introduction.....	1
1. Circulation atmosphérique dans les tropiques et études précédentes sur le jet d'ouest..	3
1.1 Rappels sur la circulation atmosphérique générale.....	3
1.2 Circulation atmosphérique dans les tropiques.....	5
1.2.1 Composantes de haute et moyenne troposphère.....	5
1.2.1.1 Le jet d'Est Africain (AEJ).....	5
1.2.1.2 Le Jet d'Est Tropical (TEJ).....	6
1.2.2 Composantes de basses couches.....	6
1.2.2.1 L'harmattan.....	6
1.2.2.2 Le flux de mousson.....	7
1.2.2.3 Le Jet d'Ouest ou West African Westerly Jet (WAWJ).....	8
• Différence entre le WAWJ et le flux me mousson.....	13
• Transport d'humidité par le WAWJ en Afrique de l'Ouest.....	15
2 Présentation des données utilisées et validation de CFSR.....	18
2.1 Données de validation : observations satellitaires.....	18
2.1.1 vent de surface du satellite QuickSCAT.....	18
2.1.2 contenu intégré en vapeur d'eau ou eau précipitable (precipitable water (PW) en anglais) de l'instrument TMI (TRMM's Microwave Imager).....	19
2.1.3 Précipitations du satellite TRMM.....	19
2.2 Réanalyses issues des modèles de prévision numérique du temps.....	19
2.2.1 Era-Intérim.....	19
2.2.2 Climate Forecast System Reanalysis (CFSR).....	20
2.3 Validation du jeux de données CFSR.....	20
2.3.1 Dynamique du vent de surface.....	21
2.3.2 Contenu en vapeur d'eau dans l'atmosphère.....	21
2.3.3 les précipitations.....	22
2.4 les caractéristiques du jet d'ouest vu par CFSR.....	23

2.4.1	Distribution spatiale.....	23
2.4.2	Cycle de vie.....	24
2.4.3	Niveau maximal.....	26
3	Étude de la variabilité du WAWJ pendant la décennie 2000 à 2009 dans CFSR.....	28
3.1	Variabilité inter-annuelle du WAWJ.....	28
3.2	Études de deux années contrastées : 2000 et 2007.....	29
3.2.1	Dynamique atmosphérique à la surface, à 925 et 700 hPa en 2000 et 2007....	29
3.2.2	Impact sur le cycle de l'eau pendant ces deux années.....	32
3.2.3	Origine du contraste.....	38
4	Simulation du WAWJ avec le MCR WRF.....	42
4.1	Présentation du MCR WRF	42
4.1.1	fonctionnement général.....	42
4.1.2	la compilation du MCR WRF	43
4.1.3	Préparation des données avec WPS.....	43
4.1.4	Initialisation et simulation.....	44
4.2	Validation de la simulation de référence.....	47
4.2.1	le vent en surface.....	47
4.2.2	le vent à 925 hPa.....	48
4.2.3	le niveau maximal du jet d'ouest.....	49
4.2.4	la pluie.....	50
4.3	simulation idéalisées.....	50
Conclusion et perspectives.....	55	
Bibliographie.....	57	
Wébographie.....	60	

Introduction

La circulation générale en Afrique de l'ouest est connue pour être fortement influencée par le contraste thermique entre le Sahara surchauffé et les eaux plus froides du golfe de Guinée. Le gradient de pression qui en résulte conduit les vents de sud-ouest venant du golfe de Guinée et chargés d'humidité vers le nord: c'est le flux de mousson. Ce flux arrivé sur le continent, s'élève, se refroidit et engendre d'importantes précipitations. C'est la saison des pluies en Afrique de l'ouest qui va de Juin à Septembre.

Récemment, un flux de basse couche, situé sur l'océan fut étudié pour la première fois par *Grodsky et al. (2003)* qu'ils définissent comme un jet d'ouest. Il est étudié à l'aide de données d'observation du satellite QuickSCAT. Le jet d'ouest est colocalisé avec la Zone de Convergence Inter Tropicale (**ZCIT**) et atteint sa vitesse maximale en Août, près de 7m/s en moyenne mensuelle. Il fut longtemps confondu avec le flux de mousson. Ce ne fut qu'en 2010 que *Pu et Cook*, étudièrent sa dynamique (climatologie, cycle saisonnier et diurne) à l'aide des réanalyses **ERA-40** et montrent qu'il a des caractéristiques dynamiques différents du flux de mousson. Ils montrent notamment que le jet d'ouest peut être influencé par les interactions air-mer. En effet, sa genèse est liée à la formation d'une dépression océanique en Atlantique ainsi qu'à la migration saisonnière de la **ZCIT**. Il est maximal au niveau 925 hPa.

Pu et Cook (2012) montrent également que le jet d'ouest peut jouer un rôle important sur les pluies au Sahel. Les fluctuations du jet sont très corrélées à celles de la pluie au Sahel aussi bien à l'échelle inter-annuelle, décennale et même pendant des années extrêmes (sahel sec jet d'ouest faible, sahel humide jet d'ouest fort).

Durant ce stage, nous allons analyser l'impact de la variabilité des interactions air-mer en Atlantique Tropical Nord-Est sur la dynamique du jet d'ouest ainsi que sur le cycle de l'eau régional.

Dans la première partie de ce rapport, nous allons retracer les études qui ont été faites sur le jet d'ouest principalement par *Grosdsky et al. (2003)* et *Pu et Cook (2010 et 2012)*.

Ensuite l'étude de sa variabilité sur la décennie 2000-2009 sera faite avec des données de résolutions très fines: il s'agit des réanalyses **CFSR** fournies par **NCEP**. Ces réanalyses prennent en compte le couplage océan-atmosphère, ce qui est un atout pour une étude des interactions air-

mer. Deux années contrastées (jet d'ouest fort et faible) seront étudiées pour voir l'influence sur le cycle de l'eau et le transport d'humidité. On essayera aussi de comprendre l'origine de ce contraste.

Enfin, une simulation numérique du jet d'ouest sera faite avec le modèle régional atmosphérique Weather Research Forecast (**WRF**) version 3.4 en mode non-hydrostatique ainsi que des simulations avec des test de sensibilité sur les températures de surface de la mer. Ce qui nous permettra de voir leurs impacts sur le jet d'ouest et le cycle de l'eau en Afrique de l'ouest.

Chapitre 1

Circulation atmosphérique dans les tropiques et études précédentes sur le jet d'ouest

1.1 Rappels sur la circulation atmosphérique générale:

La différence de rayonnement entre les basses et les hautes latitudes entraîne un fort déséquilibre énergétique entre les régions intertropicales excédentaires, et les régions polaires déficitaires. Ainsi, en l'absence d'autres phénomènes on aurait un réchauffement permanent à l'équateur et un refroidissement tout aussi permanent aux pôles. Mais il existe une circulation générale (atmosphérique et océanique) à l'aide de courants qui redistribuent l'excédent d'énergie des tropiques vers les pôles.

Hadley pensait au XVIII^e siècle que ces courants, en altitude, partaient de l'équateur (où l'air très chaud et léger s'élève; arrivé en altitude, il diverge) vers les pôles, et en surface, des pôles à l'équateur. Mais la rotation de la Terre impose une accélération des particules en mouvement vers la droite dans l'hémisphère Nord et vers la gauche dans l'hémisphère Sud. De plus la force de Coriolis, issue de la conservation du moment cinétique, transforme le mouvement méridional en un mouvement zonal.

Vers 30° de latitude nord et sud, la circulation acquiert ainsi une composante zonale d'ouest de plus en plus forte avec des vitesses maximales de 30-40 m/s, appelé Jet d'ouest subtropical (**JOST**). A ce niveau, l'excédent d'énergie est libéré, la cellule de Hadley subside vers une zone de haute pression (anticyclone, **figure 1.1**). Les vents de l'anticyclone de l'hémisphère Nord (l'anticyclone des Açores) et de l'hémisphère Sud (l'anticyclone de Sainte-Hélène) se dirigent alors vers l'équateur pour boucler les cellules de Hadley.

Sous l'action de la force de Coriolis, ces vents qu'on appelle également des Alizés sont déviés et acquièrent une direction nord-est (pour ceux du nord) et sud-ouest (pour ceux du sud) ; ils convergent vers une zone appelée **Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCI ou ZCIT)** (**figure 1.1**). C'est une zone de convection profonde caractérisée par des mouvements ascendants jusqu'à

200 hPa. Elle est associée à une bande zonale de fortes précipitations *Nicholson (2009)*. De l'espace, on reconnaît la **ZCIT** par sa bande nuageuse entourant la Terre.

La **ZCIT** se déplace en latitude au cours de l'année suivant les saisons. Elle suit les mouvements de la zone de maximum de température au sol, correspondant à l'équateur météorologique (EM) (**figure 1.2**). La **ZCIT** se décale donc vers le nord pendant l'été boréal, et reflué vers le sud pendant l'hiver. Sa position moyenne est de 10° N en Juillet, et de l'ordre de 2° N en Janvier.

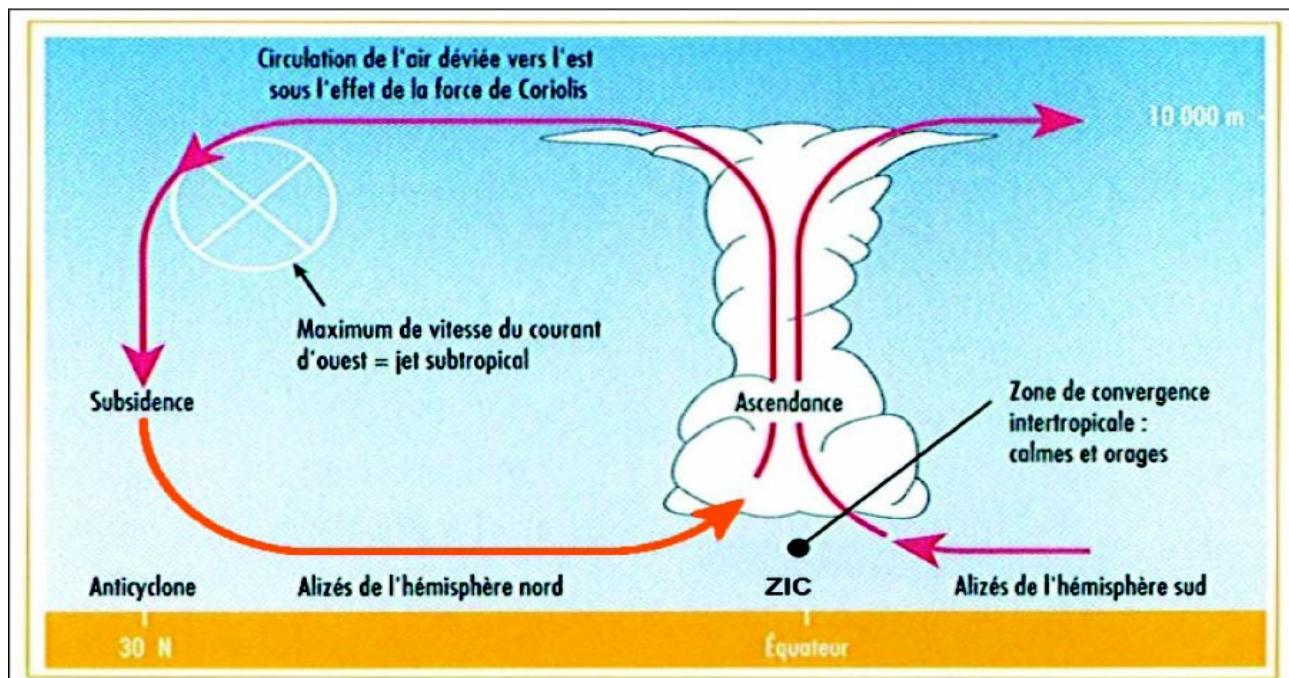
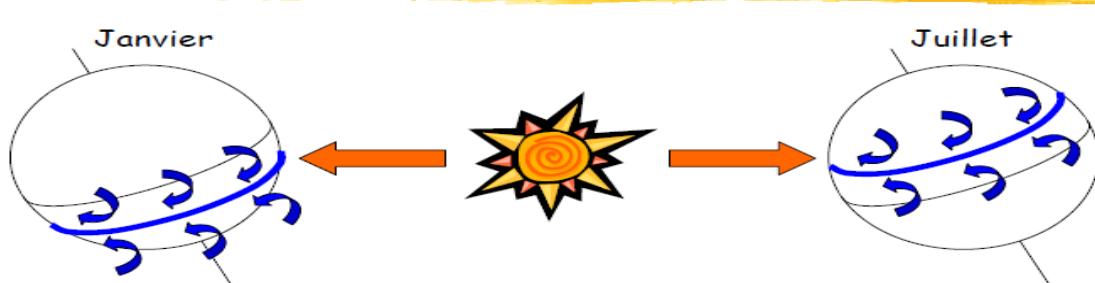


Figure n°1.1: Cellules de Hadley (extrait du cours de J. P Lafore, 2012)

Déplacements saisonniers de la ZIC



☞ La zone de convergence intertropicale (ZIC) s'établit là où le soleil chauffe le plus

Figure n°1.2: Déplacement de la ZCIT au cours de l'année (Source: cours de météorologie générale 2013)

A cette circulation méridienne, et suivant les mêmes principes, s'ajoute une circulation zonale remarquable à l'équateur, appelée circulation de Walker (**figure 1.3**). En effet, les alizés du nord-est (hémisphère nord) et du sud-ouest (hémisphère sud) qui convergent vers l'équateur mettent en mouvement les masses d'eaux chaudes de surface de l'est vers l'ouest. Ces dernières viennent alors s'accumuler sur le bord des continents asiatique et américaine. L'accumulation d'énergie qui en résulte génère un excédent de chaleur, qui sera redistribué dans l'atmosphère par évaporation, faisant de ces régions des zones de très forte convection.

Il existe 3 pôles majeurs de convection situés sur les continents: l'Afrique, l'Indonésie (appelé 'continent maritime') et l'Amérique Centrale. Chaque branche descendante générée de la subsidence de grande échelle, en particulier sur le Pacifique Est, l'Atlantique Est et dans une moindre mesure l'Océan Indien Ouest.

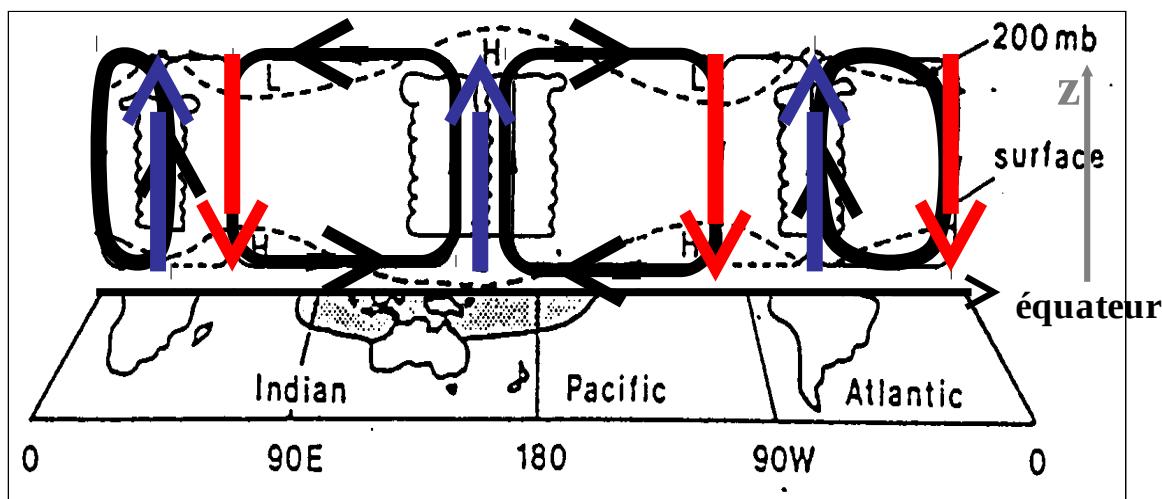


Figure n°1.3: Cellule de Walker : (Source : cours de météorologie tropicale 2013)

1.2 Circulation atmosphérique dans les tropiques:

la **figure 1.4** représente la circulation atmosphérique méridienne en Afrique de l'ouest illustrée par les composantes de basse-couche, et de moyenne et haute altitudes.

1.2.1 Composantes de haute et moyenne troposphère:

En moyenne et haute troposphère, on note essentiellement deux composantes :

1.2.1.1 Le jet d'Est Africain (AEJ) :

L'AEJ est un jet de moyenne troposphère situé entre 600 et 700 hPa, il s'étend de la mer Rouge (vers 50°E) jusqu'à l'Atlantique est (vers 40°W), soit sur près de 10000 km de long avec une

vitesse moyenne d'environ 10 m.s^{-1} . L'**AEJ** s'observe sur la région saharienne pendant toute la saison de mousson. Il se situe vers 10°N en régime de pré-mousson (mai-juin) et de retrait (Septembre-Octobre), et remonte entre 13° N et 15° N au cœur de l'été (Juillet-Août).

L'origine du l'**AEJ** est thermique : les vents d'est vers 600-700 hPa s'intensifient pendant la mousson d'été en liaison avec le renforcement du gradient méridien de température et d'humidité en basse troposphère entre le Sahara (45°C en surface et faible humidité) et le Golfe de Guinée (25°C en surface et forte humidité) (*Burpee (1972) ; Thorncroft et Blackburn (1999)*).

1.2.1.2 Le Jet d'Est Tropical (TEJ) :

La divergence créée en altitude, associée à la circulation méridienne de Hadley et à la circulation zonale de Walker, donne naissance au **TEJ** à 200hPa qui s'étend du sud de la mer de Chine à la côte ouest de l'Afrique.

Le **TEJ** est un jet de haute troposphère dont le cœur est situé entre 100 et 200 hPa. Entre fin juin et début Septembre, il se positionne sur l'Afrique de l'ouest vers 10°N et atteint une force moyenne de $15-18 \text{ m.s}^{-1}$. À grande échelle, la mousson indienne alimente le **TEJ** via la cellule de Walker. Cette cellule permet de transporter de l'énergie potentielle sur de grandes distances et participe ainsi au maintien du **TEJ** jusqu'en Afrique de l'est. Le **TEJ** se renforce à nouveau sur l'Afrique de l'ouest grâce aux hauts géopotentiels qui se développent en été vers 200 hPa au niveau du Sahara en réponse au chauffage thermique de surface.

1.2.2 Composantes de basses couches :

1.2.2.1 L'harmattan:

L'harmattan est un vent de secteur Nord-est, chaud et sec, en provenance du Sahara. Il est présent toute l'année sur l'Afrique du nord, à l'est du méridien de Greenwich. Il est particulièrement intense en hiver (5-8 m/s en moyenne mensuelle), période à laquelle il est associé à une circulation anticyclonique située sur la Libye. En été, l'Harmattan est associé à une dorsale anticyclonique localisée sur le bassin méditerranéen, et présente alors une intensité beaucoup plus faible (3-5 m/s en moyenne mensuelle).

1.2.2.2 le flux de mousson

Le flux de mousson est un vent de sud-ouest dans les basses couches dirigé de l'océan Atlantique vers le continent (**figure 1.4**). Son épaisseur varie de 3000 m sur la mer, à moins de 1000 m vers 15-20°N.

L'origine de ce flux est liée au gradient méridien de température qui s'oriente, à partir du printemps, du sud vers le nord, avec des températures de surface froides dans le Golfe de Guinée (0°N) et très chaudes sur le Sahel (15°N).

La rencontre entre le flux d'Harmattan et le flux de mousson crée une zone de convergence en basses couches appelée Front intertropical (**FIT**).

Entre le printemps et la fin de l'été, on observe au nord du **FIT** une région très sèche et très chaude qui favorise la formation d'une **dépression thermique ou heat low** sur le Sahara. Cette dépression thermique est également le siège d'une intense convection sèche.

Son rôle est d'évacué verticalement l'excédent d'énergie radiative des basses couches, et d'homogénéiser les profils verticaux de température et d'humidité. L'extension verticale de la dépression thermique saharienne est limitée à 600-700 hPa par la subsidence à grande échelle de la cellule de Hadley Gamo (1996). Cette subsidence renforce la divergence au sommet de la dépression thermique et contribue à inhiber le déclenchement de la convection en asséchant l'air et en stabilisant l'atmosphère.

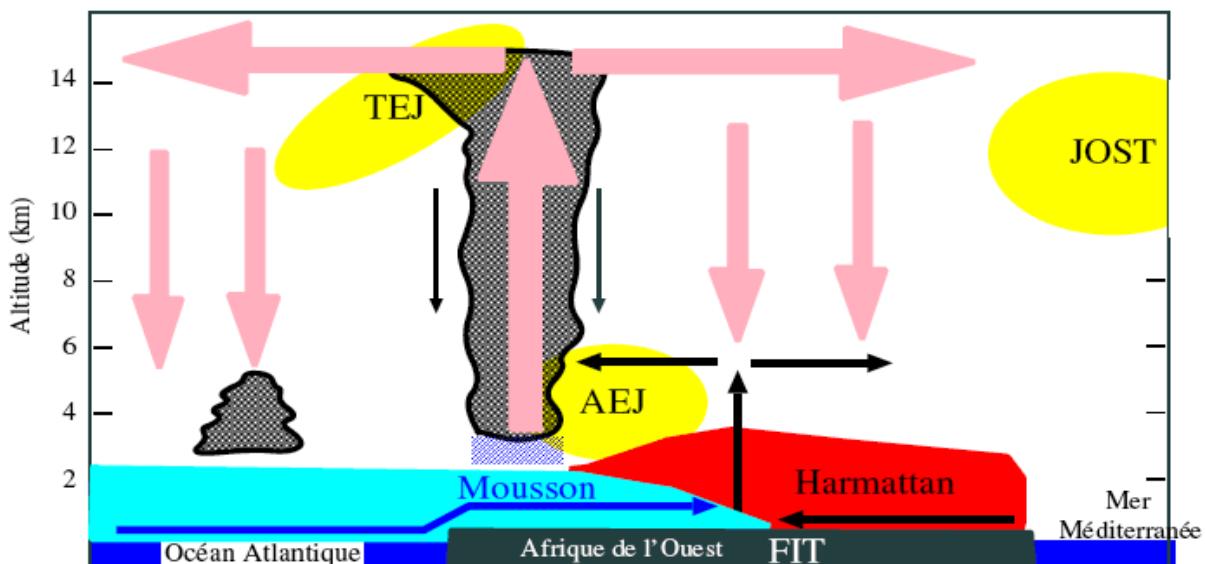


Figure N°1.4: Schéma conceptuel représentant, en moyenne zonale, les éléments clés de la circulation méridienne en Afrique de l'Ouest. Source : Manuel de Météorologie tropicale - Florent Beucher - Météo-France © - 2010

1.2.2.3 Le Jet d'Ouest ou West African Westerly Jet (WAWJ) :

En été, un autre flux de basse couche est localisé vers 8°-11°N. Il s'étend de l'est de l'Atlantique jusqu'aux côtes de l'Afrique de l'Ouest et atteint sa vitesse maximale en Août (*Grosdky et al, 2003*). Il se distingue du flux de mousson par ses cycles diurne et saisonnier, et sa dynamique (*Pu et Cook (2010)*) : c'est le jet d'ouest, ou West African Westerly Jet (**WAWJ**).

Grosdky et al. (2003) furent les premiers à le définir comme un jet d'ouest. A partir des données du satellite QuikSCAT pour la période 1999-2000, ils identifient un jet d'ouest de basse-couche qui se développe au dessus de l'océan Atlantique, dans la région de la **ZCIT**, pouvant atteindre des vitesses journalières de l'ordre de 15 m/s en été boréal (**figure 1.5a**). Il est localisé vers 10°N et s'étend de 40°W aux côtes de l'Afrique de l'ouest. Le **WAWJ** se forme durant l'été boréal et montre une forte variabilité intra-saisonnière (**figure 1.5b**), mais aussi inter-annuelle.

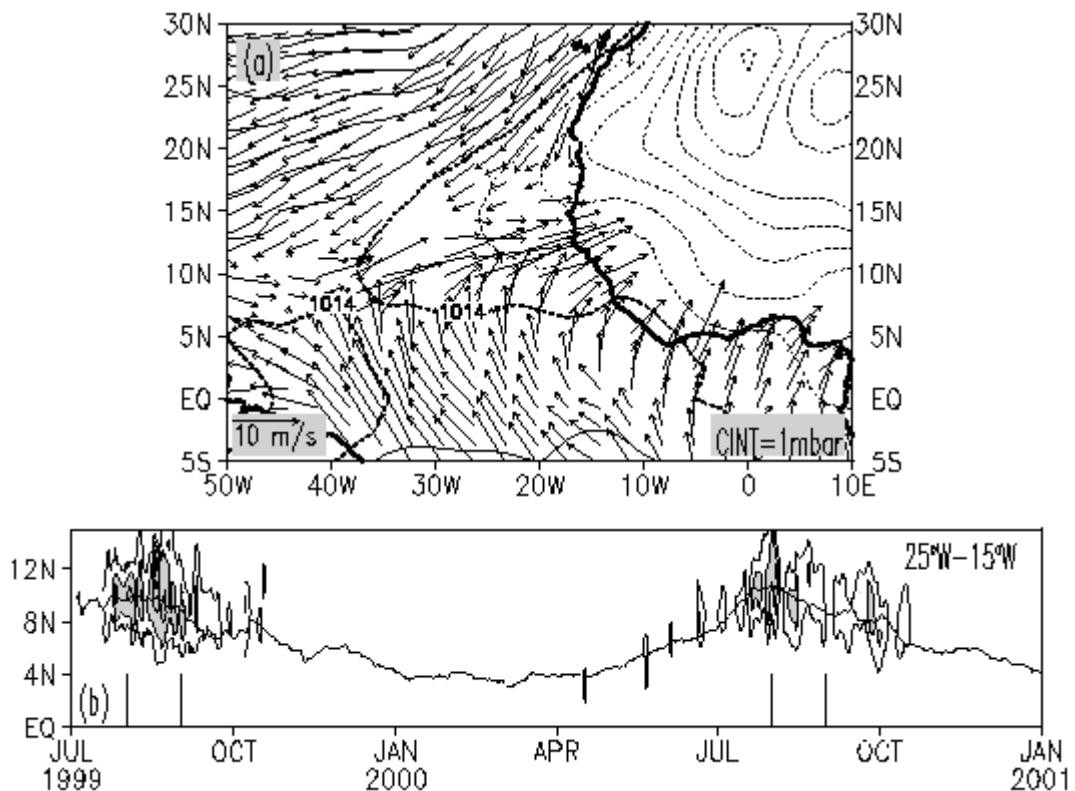


Figure 1.5: (a) Vent de surface (vecteur) des données QuickSCAT le 17 Août 1999 et SLP (contour),(b) diagramme temps latitude du vent zonal (QuickSCAT) moyen sur 25°-15°W(contours), position de la **ZCIT** (ligne), vent zonal (contours), les vents zonaux supérieurs à 5 m/s sont colorés en gris. *Grosdky et al. 2003*.

Pu et Cook (2010) complètent l'étude du **WAWJ** par une analyse dynamique sur une période de temps plus longue (1958-2001), à partir des réanalyses du centre européen (**ERA-40**) et américaines (**NCEP1**). La **figure 1.6** présente la moyenne climatologique de Juillet à Septembre pour les deux jeux de données de la circulation atmosphérique à 925hPa. Le jet est localisé dans

ERA-40 au large des côtes africaines vers 8-11°N (**figure 1.6a**) avec des vitesses de vent supérieures à 4 m/s.

Il semble moins bien représenté dans les réanalyses **NCEP1** (**figure 1.6b**), probablement à cause de la résolution horizontale plus grossière du modèle ($2.5^\circ \times 2.5^\circ$ pour **NCEP1**, et $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ pour **ERA-40**).

A partir des données **ERA-40**, Pu et Cook définissent un cycle de vie moyen du **WAWJ** suivant cinq phases:

- une phase de formation (phase 1) et de disparition (phase 5), quand le noyau du vent zonal a des vitesses comprises entre 1.5 et 3 m/s;
- une phase de renforcement (phase 2) et d'affaiblissement (phase 4), durant lesquelles le vent zonal a des vitesses comprises entre 3 et 5 m/s;
- une phase où le jet atteint son maximum (phase 3), avec des vents d'ouest de basses couches dont la vitesse est supérieure à 5 m/s.

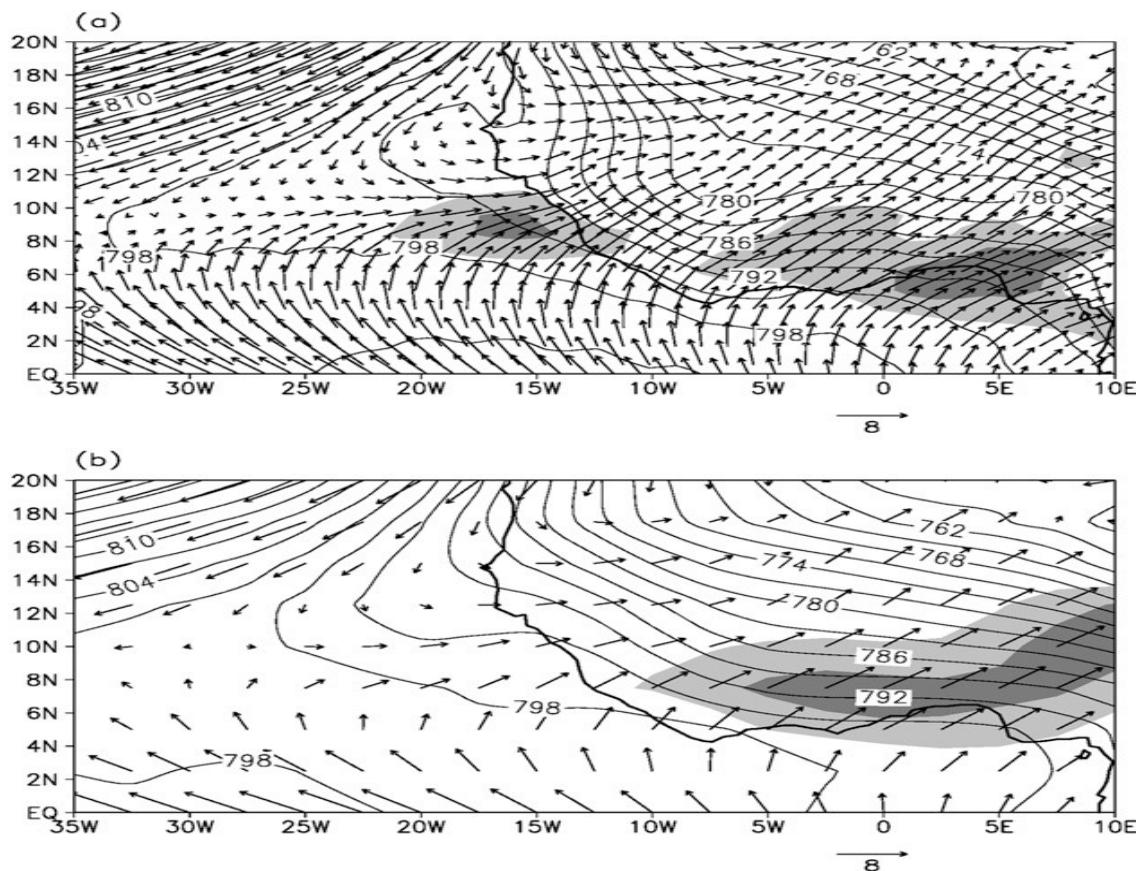


Figure N°1.6: Le vent (m/s) (vecteurs) et les hauteurs du géopotentiel (gpm) (contours) à 925-hPa dans ERA-40 (a) et NCEP1(b) sur la période 1958-2001 en moyenne climatologique de Juillet à Septembre. Les vitesses zonales supérieures à 4 m/s sont colorées en gris clair, et celles supérieures à 5 m/s en gris foncé. Intervalle de contour 3 gpm. Pu et Cook (2010).

A partir de ces définitions, ils datent précisément les différentes phases de développement du jet. On retiendra que ces dates sont propres aux réanalyses ERA-40 et à la période d'étude (1958-2001)

➤ **Phase de formation :**

Du 7 au 27 juin, le noyau du vent zonal est localisé près des côtes de l'Afrique de l'ouest (**Figure 1.7a**)

➤ **Phase de renforcement :**

Du 28 juin au 21 juillet, la région du jet se développe et s'agrandit vers l'ouest sous l'effet de la dépression thermique continentale (Heat-Low) qui s'intensifie et « déborde » sur l'océan Atlantique. La composante zonale des vents de basse-couche devient plus marquée autour de 10°N (**figure 1.7b**).

➤ **Phase d'intensité maximale :**

Du 22 Juillet au 5 Septembre, le jet s'étend zonalement entre 13°-30°W. La dépression océanique s'étend jusqu'à 34°W (**figure 1.7-c**). Les alizés du Sud sont plus intenses au nord de l'équateur sous l'effet de la migration saisonnière de La **ZCIT**. La vitesse zonale du jet est maximale et dépasse en moyenne sur la période les 5 m/s.

➤ **Phase d'affaiblissement :**

Du 6 au 19 Septembre, l'intensité du **WAWJ** diminue et devient inférieure à 4 m/s; la dépression continentale est plus faible en amplitude également (**figure 1.7d**).

➤ **Phase de disparition :**

Du 20 Septembre au 18 octobre, la composante zonale du **WAWJ** est nettement réduite, autour de 1-2 m/s, marquant la fin de vie du **WAWJ** (**figure 1.7e**).

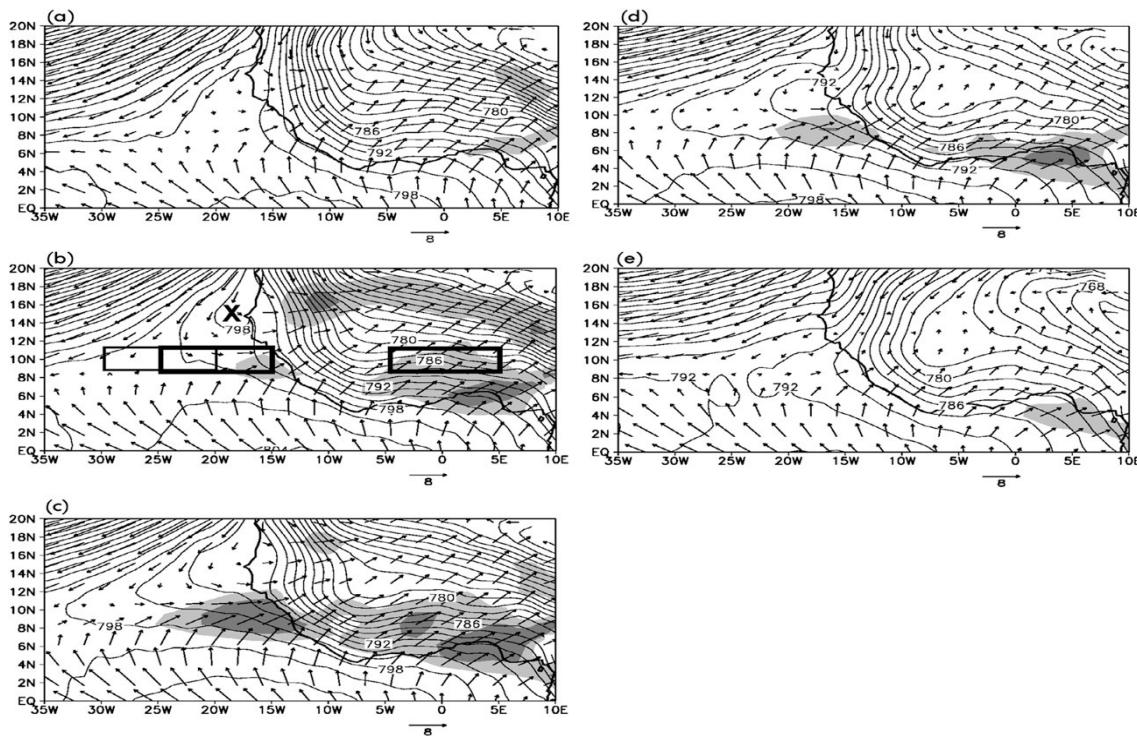


Figure N°1.7: Moyenne climatologique pour les 5 phases du cycle du jet d'ouest (a-e). La boîte noire claire (9.5° - 10.6° N, 20° - 30° W) représente la région d'accélération du jet, la boîte foncée (9.5° - 10.6° N, 15° - 25° W) représente la région moyenne du jet et la boîte sur le continent (9.5° - 10.6° N, 5° W- 5° E) celle de la mousson le vent (vecteur), la hauteur du géopotentiel (contour) et le vent zonal (couleurs) les vitesses de 4m/s en gris clair et en gris foncé celles supérieures à 5m/s. Pu et Cook (2010).

Pu et Cook (2010) montrent aussi que la formation du **WAWJ** résulte d'une interaction de grande échelle. Sur l'est de l'Atlantique, une région d'accélération de vent zonal se forme quand la région de la dépression thermique océanique se superpose à la **ZCIT** Atlantique.

En effet, la dépression thermique océanique est due à un réchauffement saisonnier de la **SST** dans l'est de l'atlantique.

De fin juin à mi-octobre, on note un contraste thermique au niveau de l'Atlantique Tropical. Cette différence de température est une réponse à la différence de rayonnement solaire et de chaleur latente entre ces deux régions pendant cette période. Dans le nord de l'Atlantique tropical, on note une zone d'inhibition de la convection causée par une augmentation de la température et une diminution de l'humidité dans la couche d'air saharienne (Saharan Air Layer en anglais, Wong and Dessler (2005)). Au contraire, vers 4° - 8° N, la présence de la **ZCIT** implique celle de beaucoup de nuages, de même qu'un minimum de rayonnement solaire ; d'où une variation de la **SST** moins importante qu'au nord. La **ZCIT** se déplace vers le Nord, alors que la dépression océanique s'étend

vers le sud. Quand elles se superposent, une région d'accélération des vents zonaux se forme : c'est le **jet d'ouest ou WAWJ**.

Pu et Cook (2010) étudient aussi la structure verticale du vent pendant la phase 3 où le **WAWJ** est d'intensité maximale. La **figure 1.8** présente une coupe latitude-altitude (moyennée entre 25°W et 15W) et une coupe longitude-altitude (moyennée à 9.5°N). Sur cette dernière le noyau du **WAWJ** est visible entre 18-15°W avec des vitesses de l'ordre de 6 m/s à 925 hPa. On distingue également le **WAWJ** du flux de mousson, qui présente des vitesses maximum entre 6° et 15° E à une altitude comprise entre 900 et 800 hPa.

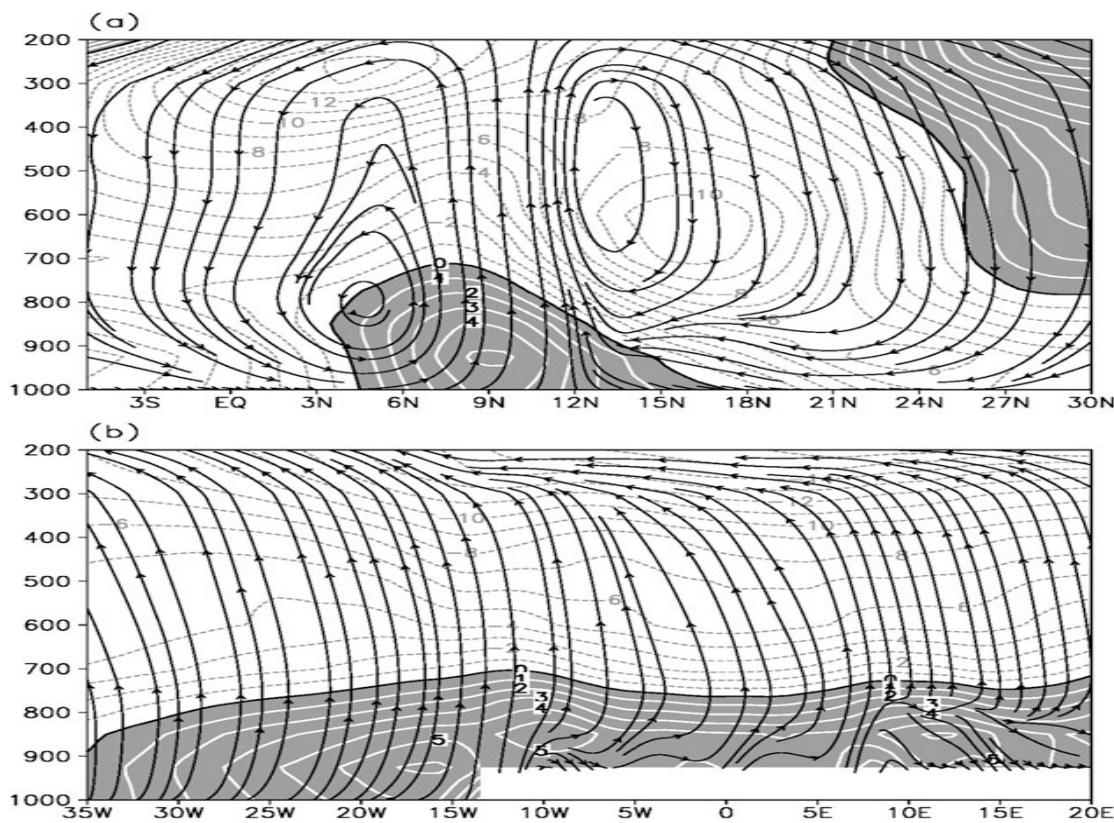


Figure N°1.8: (a) Coupe transversale du vent dans ERA-40 moyennée sur 25°-15°W, en streamlines le vent méridien et vertical ($\times 10^3$), (b) coupe verticale du vent moyenné sur 9.5°N, en streamlines le vent zonal et vertical ($\times 10^3$). Moyenné entre le 22 Juillet et le 5 Septembre. *Pu et Cook (2010)*.

On peut remarquer des différences notables entre les études de *Grodsky et al (2003)* et celles de *Pu et Cook (2010)*: sur l'intensité du **WAWJ**, plus faible de 1 m/s dans l'étude de *Pu et Cook (2010)* en moyenne mensuelle. Ceci peut s'expliquer par la différence des périodes considérées, mais aussi par la nature différente des jeux de données utilisés. De plus, *Pu et Cook (2010)* ont étudié la structure verticale du vent zonal et repéré le niveau maximal du jet à 925 hPa, alors que

Grosdsky *et al.* (2003) ont utilisé des données de surface. Enfin, Pu *et Cook* (2010) précisent également les différences entre les cycles diurnes du **WAWJ** au sein du système climatique de la mousson africaine et du flux de mousson.

- **Différence entre le WAWJ et le flux de mousson :**

La **figure 1.9** présente le cycle diurne moyen pour le vent zonal dans le jet (ligne continu) et pour le flux de mousson (tiret) pendant la phase 3, lorsque le **WAWJ** est pleinement installé.

Le **WAWJ** possède un cycle diurne avec deux maximum d'intensité à 06h UTC et 18h UTC (vitesse autour de 5 m/s) et un minimum relatif autour de 12h UTC (~ 4 m/s). Le flux de mousson présente un unique pic d'intensité tôt le matin à 06h UTC, et un minimum d'intensité en fin de journée à 18h UTC. On retrouve ainsi les caractéristiques diurnes du flux de mousson documentées à partir des données de radiosondages par Parker *et al.* (2008), à savoir un flux de mousson dominé par un jet nocturne de basse couche.

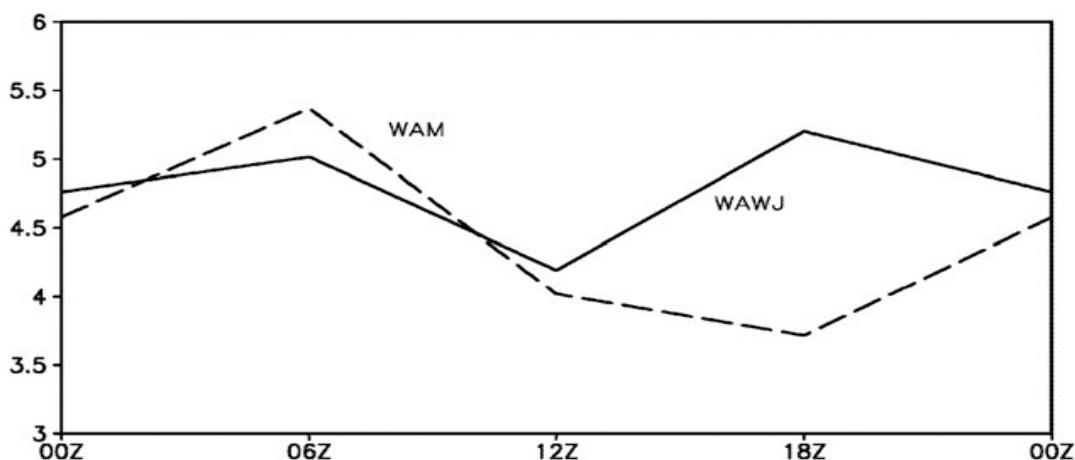


Figure N°1.9: Cycle diurne moyen de la vitesse du vent zonal (m/s) dans les régions moyenne du jet (ligne continu) et celle du flux de mousson (tiret) dans ERA-40 pendant la phase 3 du jet en temps universel. Pu et Cook (2010).

Pu *et Cook* (2010) étudient également le développement du cycle saisonnier pour les trois composantes du vent (u , v , oméga) dans les régions du **WAWJ** et du flux de mousson. Les résultats sont présentés sur la **figure 1.10**. Le **WAWJ** (**figure 1.10 a**) montre un important renforcement de u pendant les mois d'été, ainsi que de v mais avec une moindre amplitude. Les vitesses verticales sont relativement importantes dans la région du jet, confirmant les résultats de Grosdsky *et al.* (2003) qui

affirment que le **WAWJ** se situe dans la région de la **ZCIT**. Les variations saisonnières des composantes du vent sont nettement plus faibles en amplitude dans le flux de mousson (**figure 1.10 b**). On constate également une vitesse zonale positive sur toute la période pour le flux de mousson, à la différence du jet. Les vitesses verticales sont également plus faibles dans le flux de mousson, marquant une différence fondamentale avec la dynamique du **WAWJ**.

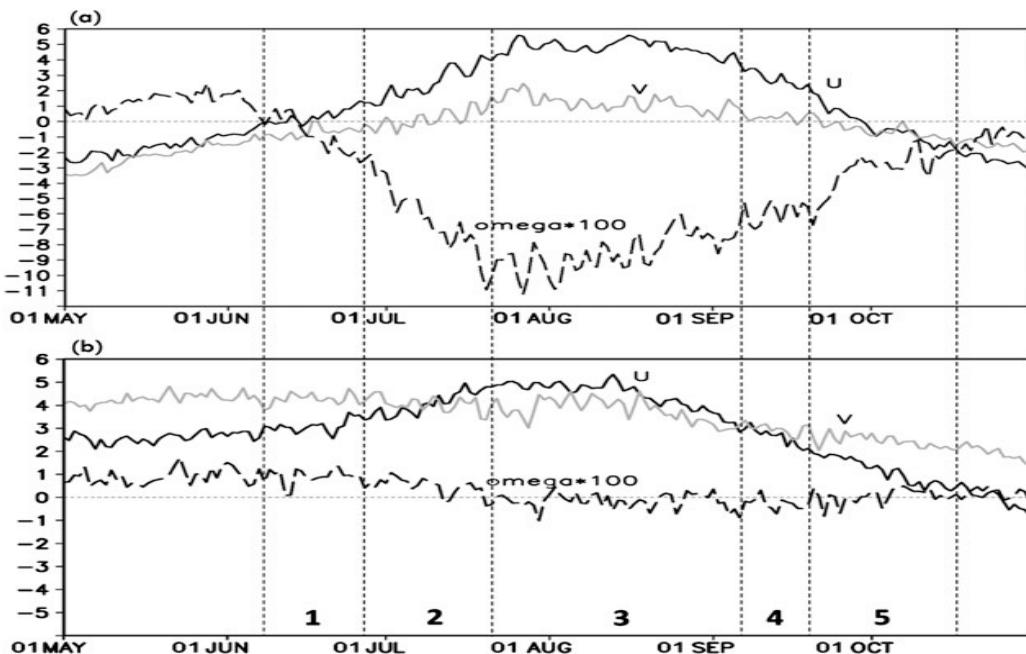


Figure N°1.10: Composantes du vent : zonal, méridien et vertical ($\times 10^2$) dans les régions moyennes du **WAWJ** (a) et du flux de mousson (b), les numéros indiquent les phases du jet ; Pu et Cook (2010).

L'analyse du cycle diurne et du cycle saisonnier du **WAWJ** et du flux de mousson montre que les deux flux ont des structures bien différentes, distinguant clairement le **WAWJ** du flux de mousson.

Le transport d'humidité est largement influencé par les alizés. Sur l'océan, ces flux sont essentiellement divergents à proximité des centres de hautes pressions (ils exportent de l'humidité) et convergents au niveau de la **ZCIT**, là où se rencontrent les 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 l'**AEJ** (*Long et al. (2000)*).

Une part non négligeable du flux d'humidité provient de la Méditerranée (*Fontaine et al. 2003*).

- **Transport d'humidité par le WAWJ en Afrique de l'Ouest:**

Certains auteurs ont relevé l'importante source d'humidité du flux zonal venant de l'est de l'Atlantique. C'est le cas de *Kidson (1977)*, qui suggère qu'un flux d'ouest de basse couche situé vers 8°N est une importante source d'humidité pour la pluie au Sahel. De même, dans une étude de cas effectuée de mai à mi-Septembre 1979, *Cadet et Noli (1987)* identifient un fort flux d'ouest venant de l'Est de l'Atlantique, maximal vers 10°N, et avec des vitesses zonales maximales en Août.

En comparant plusieurs sources de flux d'humidité en Afrique de l'Ouest (données du Goddard Institute for Space Studies – ou **GISS**- à la **NASA**), *Druyan et Koster (1989)* ont constaté que la plus grande source d'humidité pour la pluie dans l'ouest du Sahel est l'Océan Atlantique tropical, tandis que pour le Sahel central, la source provient du Golfe de Guinée.

Dans la même lancée, *Pu et Cook (2012)* étudient la variabilité inter-annuelle, décennale et pendant des années extrêmes, du **WAWJ** et de la pluie au sahel au mois Août quand le **WAWJ** est maximal.

Ils utilisent Plusieurs produits de réanalyses car certains ne couvrent pas toute la période d'étude (1958-2009) :

- des produits du Centre Européen de Prévision du Temps à Méso-échelle (European Centrefor Medium-Range Weather Forecasts; **ECMWF**) à savoir **ERA-40** (1.125° de latitude x 1.125° de longitude *Uppala et al. (2005); NCAR (2005)*) sur la période 1958–2002 et **ERA-Interim** (*Simmons et al. (2007a,b)*; 1.5° latitude x 1.5° longitude) sur la période 1989–2009 ;
- des précipitations de Climatic Research Unit Time Series version 3.0 (**CRU TS3.0** *Mitchell and Jones (2005)* ; 0.5° latitude x 0.5° longitude); sur la période 1958-2006 et des données de précipitations du Global Precipitation Climatology Project (**GPCP**; *Adler et al. (2003)*; 2.5° latitude x 2.5° longitude) sur la période 1979-2009.

Ils voient que l'intensité du **WAWJ** est fortement corrélée avec les précipitations en Afrique de l'Ouest (**figure 1.11**). De même, les variations décennales du **WAWJ** et des précipitations sont étroitement liées et leur permettent d'identifier trois périodes:

- 1958-1971: période pendant laquelle on a un Sahel humide et un **WAWJ** fort ;
- 1972-1987: période où on a un Sahel sec et un **WAWJ** faible ;
- 1988-2009: période pendant laquelle on a un Sahel relativement humide et un **WAWJ** relativement fort.

Une forte corrélation est aussi notée pour les années extrêmes, soit 1964, 1999 et 2007 pour un Sahel humide et un **WAWJ** fort (**figure 1.12**), en même temps qu'un important flux d'humidité

(figure 1.12a:c); tandis qu'on trouve en 1984 un Sahel sec et un WAWJ faible (figure 1.12d), le flux d'humidité ayant fortement diminué (figure 13-d).

Une augmentation (diminution) de pluie au Sahel est donc associée à une augmentation (diminution) du transport d'humidité via le WAWJ.

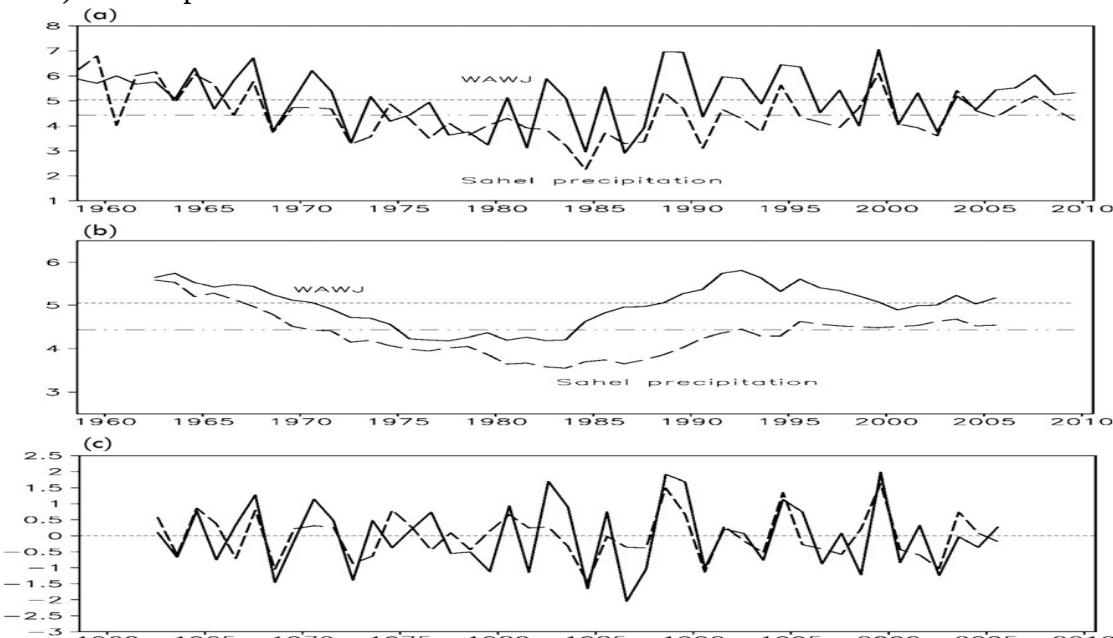


Figure N°1.11: Série temporelle pour le jet d'ouest (ligne continue) en m/s, et les précipitations au sahel (tiret) en mm/jr, (b) variabilité décennale avec une moyenne glissante de 9 ans et (c) inter-annuelle du jet d'ouest et des précipitations au sahel sur la période 1958 à 2002. Pu et Cook (2012).

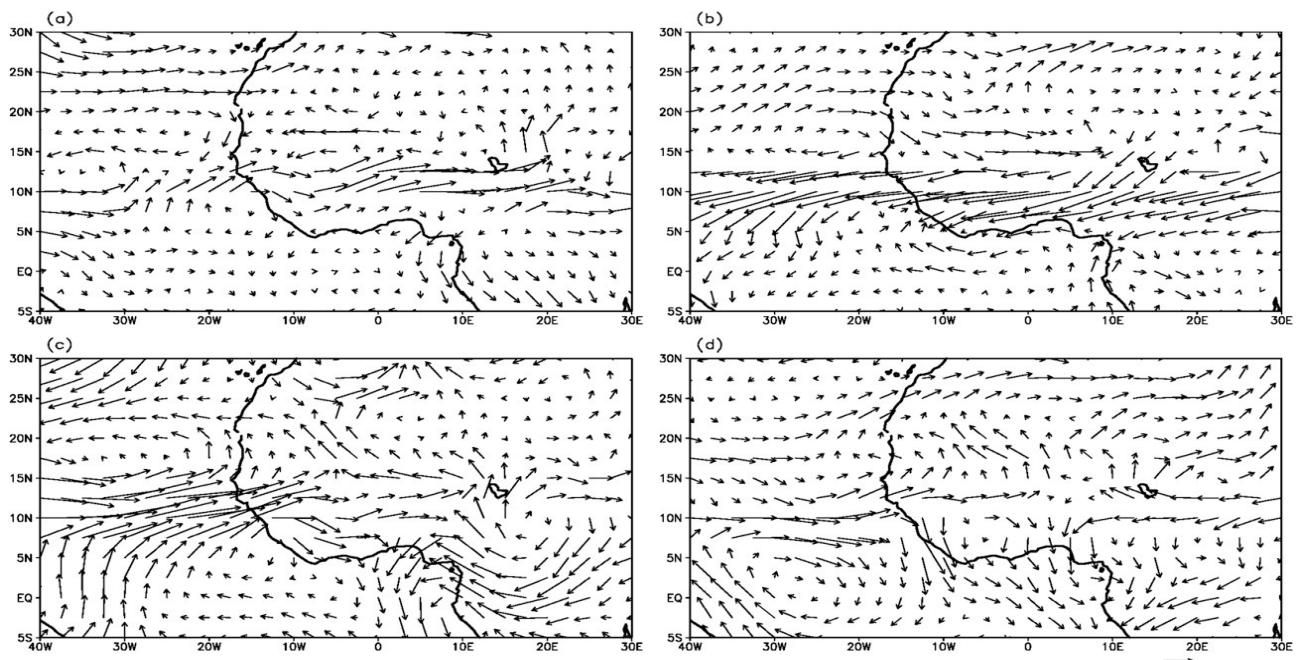


Figure N°1.12: Anomalies du flux d'humidité pondérée par la masse intégré de la surface à 700 hPa pour (a) 1964, (b) 1984, (c) 1999 dans ERA-40 et (d) dans ERA-intérim. les vecteurs indiquent la valeur du flux d'humidité en $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$. Pu et Cook (2012).

Dans ce chapitre, nous avons décrit la circulation atmosphérique à grande échelle, plus particulièrement dans les Tropiques, ainsi que les éléments clés de cette circulation dans les basses, moyennes, et hautes couches de la troposphère.

Nous avons aussi résumé les précédentes études sur le flux d'ouest de basse couche en Atlantique, co-localisé à la **ZCIT** et maximal en Août, dénommé le **WAWJ**, ainsi que sa différence avec le flux de mousson et son apport d'humidité dans la pluie au Sahel.

Dans la suite du mémoire, on étudiera le **WAWJ** avec les réanalyses du Climate Forecast System Reanalysis (**CFSR**) du Centre National de Prévision Environnemental (National Centers for Environmental Prediction **NCEP**). L'avantage de ces réanalyses est principalement leur bonne résolution (de 0.5°, toutes les 6h) comparé à celles utilisées par Pu et Cook (2010 ; 2012), c'est-à-dire les données ERA-40 (1.125°) ou **ERA-Interim** (0.75°). Nous utiliserons de plus **CFSR** sur une période plus récente, 2000-2009, pendant laquelle ont été assimilées des données satellites (notamment de vent de surface QuikSCAT et de température de surface océanique **TMI**). Différentes variables seront étudiées pour voir leur liens avec le **WAWJ**. Il s'agit des vents (zonal, méridien et vertical), de l'évaporation, de l'eau précipitable ou Precitable Water (**PW**) en anglais, de la pluie, les températures de surface (**SST** et **SKT**), l'humidité spécifique, et le flux d'humidité intégré sur la verticale.

On commencera par l'étude de la variabilité inter-annuelle du **WAWJ** sur la décennie 2000-2009, puis nous étudierons plus en détail deux années contrastées (**WAWJ** fort et faible) et étudierons l'impact sur le cycle de l'eau.

Nous essayerons aussi de comprendre l'origine de ce contraste: une position de la **ZCIT** plus au sud ou au nord?; une extension de la dépression océanique plus ou moins forte; une variation de la **SST**, ou une position de l'**AEJ**.

Dans une deuxième partie, on étudiera des simulations numériques réalisées avec un modèle atmosphérique régional non-hydrostatiques Weather Research and Forecasting (**WRF**), version 3.4. Une première simulation de référence sera ainsi réalisée pour étudier la représentation du jet dans **WRF**. Ensuite, on effectuera des simulations idéalisées en changeant le gradient de **SST** nord-sud, pour examiner son impact sur le jet et sur le cycle de l'eau (flux d'humidité / précipitations).

Chapitre 2

Présentation des données utilisées et validation des réanalyses du Climate Forecast System Reanalysis (CFSR)

Ce chapitre a pour but d'utiliser les données récentes du modèle **CFSR** pour suivre et essayer de comprendre la variabilité inter-annuelle du jet d'ouest **WAWJ**. La période considérée ici est 2000-2009, période pour laquelle il existe des observations satellites de qualité très utiles à la validation des réanalyses en surface. L'utilisation des données **CFSR** pour l'analyse du **WAWJ** est pour la première fois documentée ici. Cette étude présente l'avantage d'utiliser des données récentes avec une physique du modèle actualisée ainsi qu'une résolution horizontale bien meilleure que les produits utilisés jusqu'à présent pour l'analyse du jet d'ouest. Pour rappel, l'étude du Pu et Cook (2010) est développée à partir des réanalyses **NCEP** développées au début des années 2000.

2.1 Données de validation : observations satellitaires :

Depuis les années 1960, les satellites météorologiques sont devenus un des instruments privilégiés de l'étude de l'atmosphère. Ils permettent une surveillance météorologique à grande échelle sur une longue période avec une fréquence élevée.

Dans cette étude, trois variables issues de satellites différentes seront utilisées.

2.1.1 Vent de surface du satellite QuickSCAT :

Le satellite **QuikSCAT** (Quick Scatterometer) est un satellite d'observation terrestre qui fournit des informations sur la vitesse et la direction des vents sur les océans. Il est équipé d'un radar micro ondes à haute fréquence (13,4 gigahertz), qui permet de mesurer l'intensité et la direction du vent à proximité de la surface de la mer. Les données sont journalière sur une grille de 0,25 degré de résolution horizontale.

(source <http://system.solaire.free.fr/sondeterre2.htm>).

2.1.2 Contenu intégré en vapeur d'eau ou eau précipitable (precipitable water (PW) en anglais) de l'instrument TMI (TRMM's Microwave Imager) :

L'eau précipitable (PW) est une variable très importante pour caractériser l'état de l'atmosphère d'un point de vue du cycle de l'eau. Il correspond à l'intégration du contenu en vapeur d'eau sur la colonne atmosphérique. Et représente toute l'eau disponible à la condensation. La distribution spatiale et l'évolution saisonnière de l'eau précipitable et des précipitations sont très corrélées. (Meynadier et al, 2010).

$$PW = \frac{1}{g} \int q dp$$

Le **PW** utilisé dans cette étude est issu du radiomètre micro-ondes **TMI**. C'est un radiomètre embarqué à bord du satellite **TRMM** (Tropical Rainfall Measuring Mission) qui fournit des données d'observations depuis décembre 1997 à nos jours. Wentz et al.,(2000). Il a une résolution de 25°.

2.1.3 précipitation du satellite TRMM :

Les données d'observation de pluies sont issues du produit **TRMM 3B42** qui associe des estimations de précipitation réalisées à partir de combinaisons de plusieurs produits satellite (infrarouges, micro-ondes) ainsi que de mesures in situ (Huffman et al., 2007). La résolution spatiale est de 0,25° pour une résolution temporelle de 3 h.

2.2 Réanalyses issues des modèles de prévision numérique du temps :

Les réanalyses sont réalisées à partir d'une version d'un modèle et d'une même méthode d'assimilation des observations sur une longue période de simulation. Elle s'étend généralement sur plusieurs décennies et couvre le globe entier. Les réanalyses fournissent ainsi une base de données cohérente très précieuse pour l'étude d'un système climatique sur le long terme.

Dans notre étude, nous utilisons deux jeux de réanalyses: les réanalyses ERA-Intérim du centre de prévision européen et les réanalyses **CFSR** du centre de prévision américain (**NCEP**).

2.2.1 Era-Intérim :

Il s'agit d'un jeu de réanalyse produit par le Centre Européen de Prévision du Temps à Méso-échelle (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts; **ECMWF**). 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 31 niveaux verticaux hybrides (T106L31). Cette première version est ensuite remplacée par ERA-40 couvrant la période 1957-2001 avec une résolution spatiale plus fine. 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. Ces données seront utilisées dans la suite de l'étude pour forcer les simulations régionales présentées dans le chapitre 4.

2.2.2 Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) :

Les réanalyses **CFSR** sont fournies par le National Centers for Environmental Prediction (**NCEP**). Ces réanalyses ont la particularité de prendre en compte le couplage océan-atmosphère, ce qui est un atout pour une étude des interactions air-mer. La période couverte s'étend de 1979 à 2010 avec une résolution temporelle de 6 h. Les données sont archivées sur une grille horizontale régulière de 0.5° en longitude et latitude et sur une grille verticale de 37 niveaux de pression. La **SST** est requise comme condition aux limites dans le modèle atmosphérique.

Jusqu'en 1981, ce sont les mêmes **SST** que ERA-40. Par la suite, un produit journalier est construit à partir de mesures in situ et satellites combinées selon Reynolds et al. (2007).

2.3 validation du jeux de données CFSR:

On se propose ici d'évaluer la dynamique du vent de surface simulée par **CFSR** ainsi que son cycle hydrologique via la validation du contenu intégré de vapeur d'eau et des précipitations. Les données satellites présentées précédemment constituent notre source de référence.

Les comparaisons sont présentées pour des moyennes climatologiques sur Juillet-Août-Septembre (**JAS**) pour la période 2000-2009.

2.3.1 Dynamique du vent de surface:

Les deux jeux de données ont la même distribution spatiale au niveau de l'océan **figure 2.1**. Les vents dans QuickSCAT ont une forte composante zonale vers la région du jet d'ouest avec des vitesses maximales de l'ordre de 5 m/s. Ces vitesses sont beaucoup plus forte dans QuickSCAT comparé à CFSR où les vitesses maximales du vent zonal dans la région du jet d'ouest sont de l'ordre 4 m/s. Le flux de mousson localisé vers les côtes du Golf de Guinée sont aussi plus forts dans les observations comparé aux réanalyses **CFSR**. **CFSR** sous estime le vent de surface.

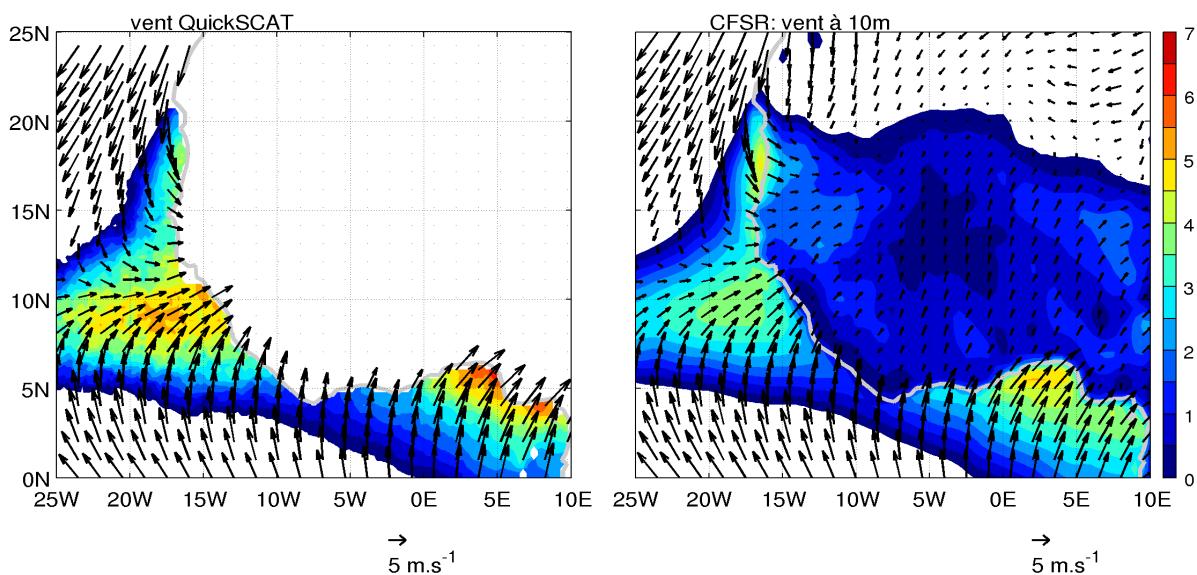


Figure 2.1 : Moyenne climatologique sur JAS du vent (zonal et méridien en vecteur) et du vent zonal en couleurs dans QuickSCAT et CFSR de 2000 à 2009.

2.3.2 Contenu en vapeur d'eau dans l'atmosphère :

La **figure 2.2** présente la distribution pendant les mois d'été boréal de l'eau précipitable (**PW**). Dans les observations satellite, **PW** décrit une structure très zonale au dessus de l'océan avec des valeurs maximales dans la zone de la **ZCIT**. Sur le continent la distribution est plus bruitée dans le modèle avec des maximums dans les zones de relief (Fouta Djalon, Mont Cameroun et les plateaux de Jos du Nigeria) et des minima dans la région sèche du Sahara. Le modèle **CFSR** décrit des structures cohérentes sur l'océan mais de plus fortes amplitudes dans la région de la **ZCIT**.

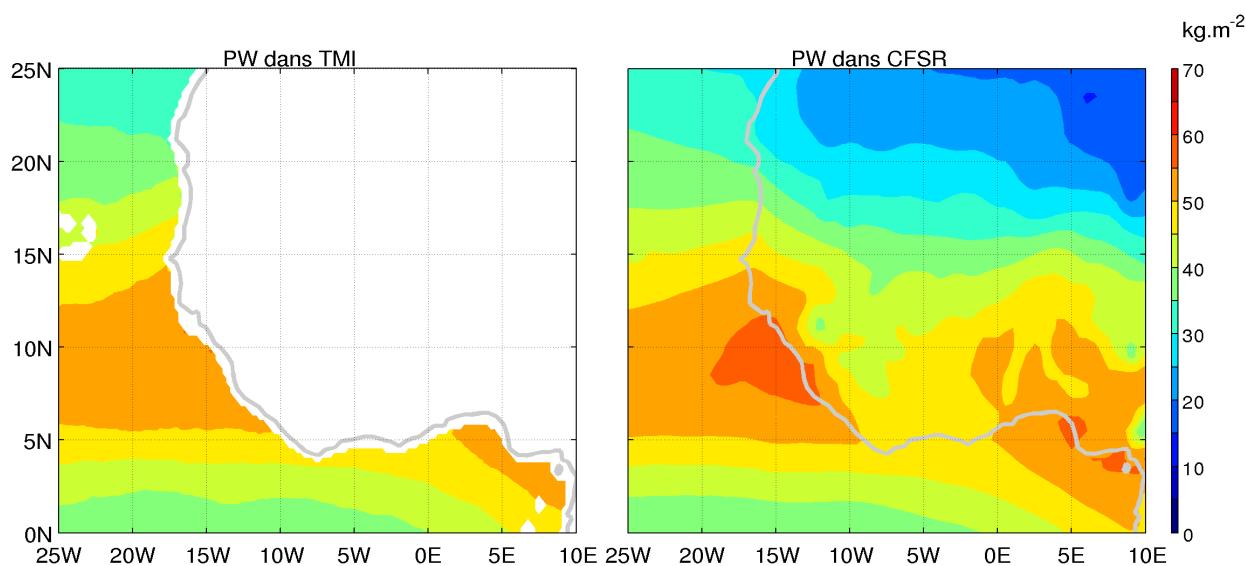


Figure 2.2 : Moyenne climatologique sur JAS de **PW** dans **TMI** et **CFSR** de 2000 à 2009.

2.3.3 Les précipitations :

La **figure 2.3** présente la distribution des pluies en Afrique de l'ouest en moyenne climatologique JAS dans **CFSR** et **TRMM**. Cette distribution est très corrélée avec les structures zonales de **PW** décrites précédemment.

Les maxima de pluie sont localisées près de la côte, sur les reliefs du Fouta Djalon en Guinée, du Cameroun et du plateau de Jos au Nigeria. Les réanalyses **CFSR** sur-estiment ces pluies orographiques ainsi que les précipitations au sein de La **ZCIT**, en accord avec un **PW** également surestimé dans ces régions. On peut également noter que **CFSR** a des difficultés à simuler la pluie au nord de 15°N, une difficulté déjà connue des modèles de prévision numérique du temps (*Meynadier et al. (2010)*).

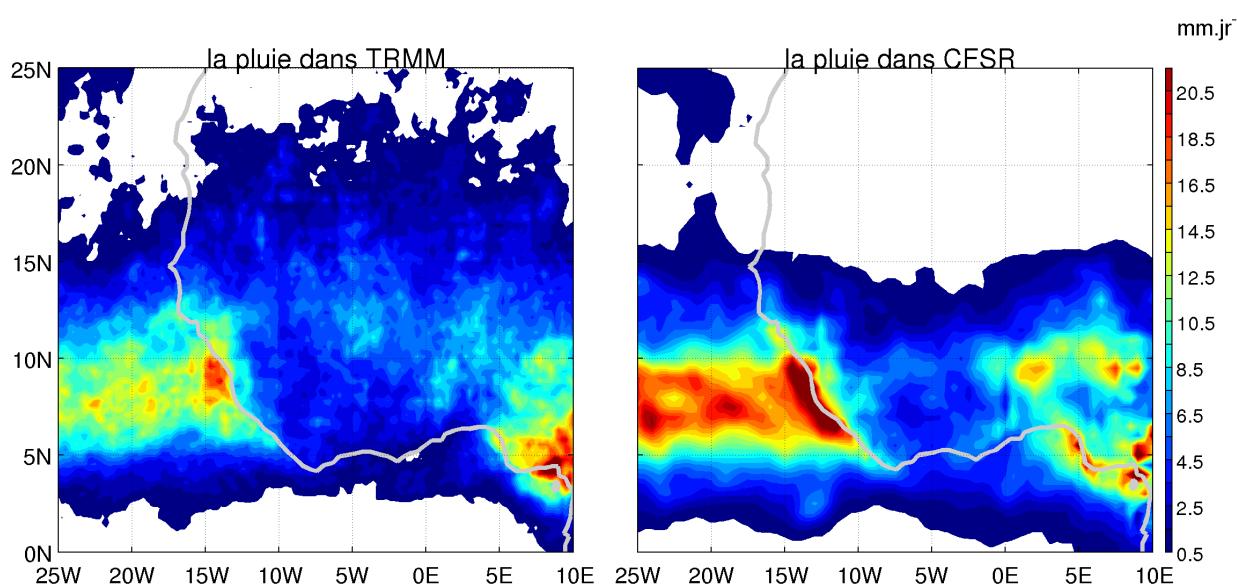


Figure n°2.3 : Moyenne climatologique sur JAS de PW dans TMI et CFSR de 2000 à 2009.

2.4 les caractéristiques du jet d'ouest vu par CFSR :

2.4.1 distribution spatiale :

L'idée ici est de reprendre les diagnostics établis par *Pu et Cook (2010)* pour caractériser le jet d'ouest avec les données **CFSR**.

La **figure 2.4** représente la moyenne climatologique **JAS**, toujours pour la période 2000-2009, du vent (zonal et méridien) représenté en vecteur, de la vitesse du vent zonal en couleurs et de la hauteur du géopotentiel en contours dans **CFSR** à 925 hPa (niveau maximal du jet d'ouest défini par *Pu et Cook (2010)*). On peut constater que la distribution des variables est très similaire à celle décrite par *Pu et Cook (2010)* (cf **figure 1.7**). Le **WAWJ** est ainsi bien localisé sur les côtes africaines vers 8-11°N et se distingue clairement du flux de sud-ouest qui s'étend jusqu'à 20°N sur le continent .

La distribution du géopotentiel montre bien des minimums de hauteur au niveau de la dépression thermique du Sahara. La dépression océanique, extension océanique du Heat Low est également bien représenté dans **CFSR**. On peut toutefois remarquer quelques différences. En effet l'intensité du vent zonal dans la région du **WAWJ** est plus faible dans **CFSR** avec un maximum de 4.5m/s comparé aux structures décrites dans *Pu et Cook (2010)* où on a un maximum de 5m/s dans cette région.

D'une manière générale, **CFSR** représente bien la distribution spatiale du jet d'ouest.

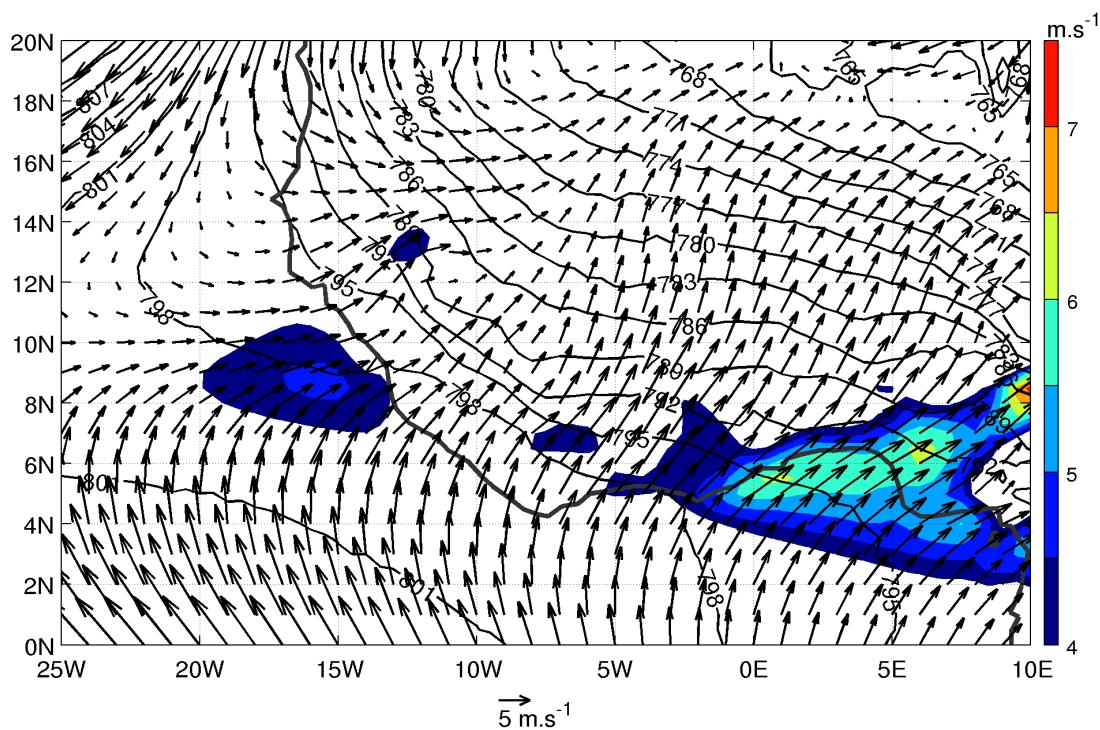


Figure n°2.4: Moyenne climatologique sur JAS du vent (zonal et méridien en vecteurs), le vent zonal en couleurs et la hauteur du géopotentiel en contours de 2000 à 2009.

2.4.2 le cycle de vie :

Les différentes phases définies par *Pu et Cook (2010)* sont représentées pour **CFSR** sur la **figure 2.5** en moyenne climatologique journalière sur la période 2000-2009. Même si Pu et Cook l'ont étudié sur une période plus longue (1958-2001), on remarque d'une manière générale, que le modèle **CFSR** représente un développement saisonnier du jet d'ouest en bon accord avec les différentes phases établies par Pu et Cook 2010. On peut toutefois avoir l'impression que le jet s'installe plus tôt dans la saison de même qu'il disparaît plus tôt également. On peut noter que dans sa phase mature, le jet d'ouest a une intensité plus forte dans **CFSR** que dans les réanalyses ERA-40.

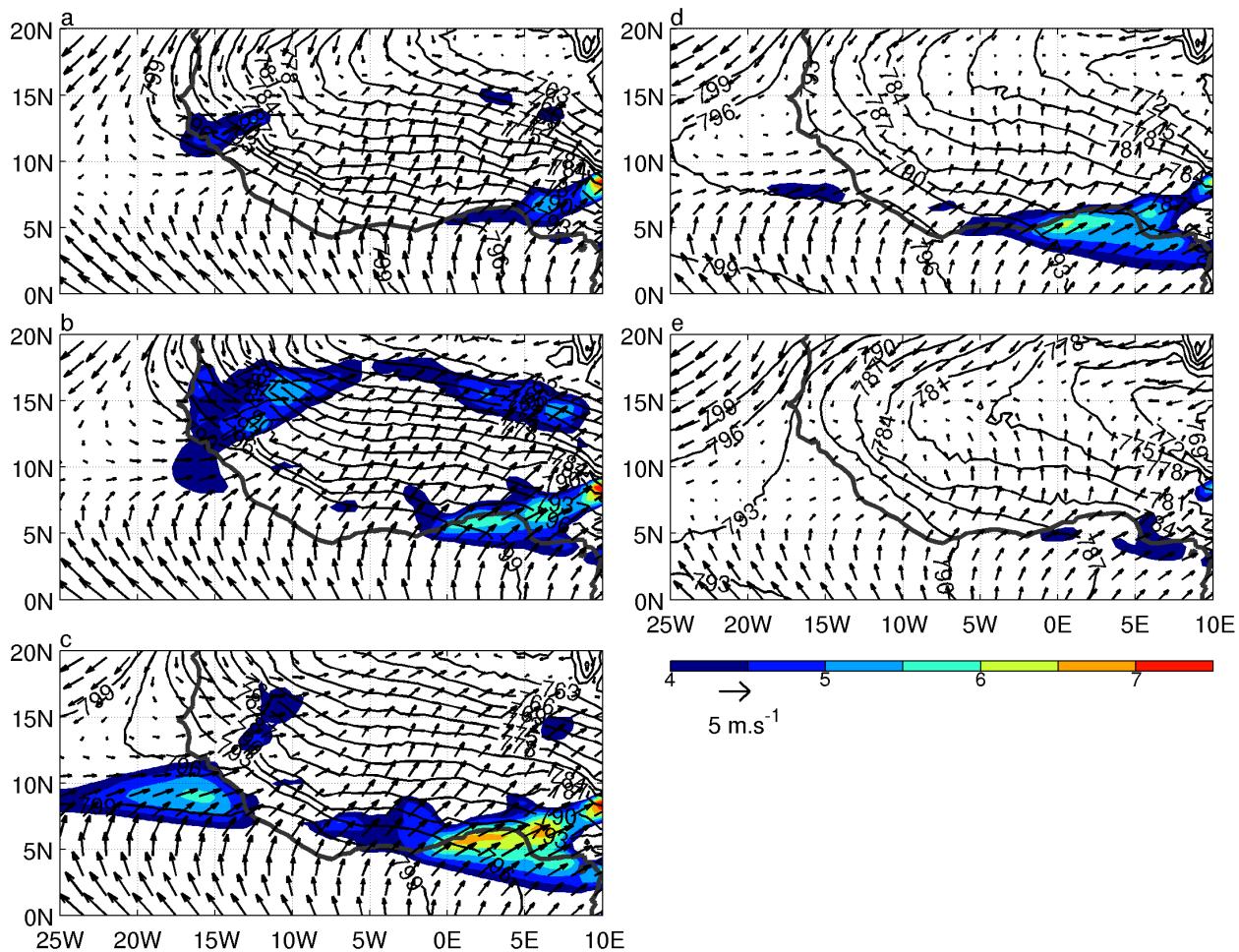


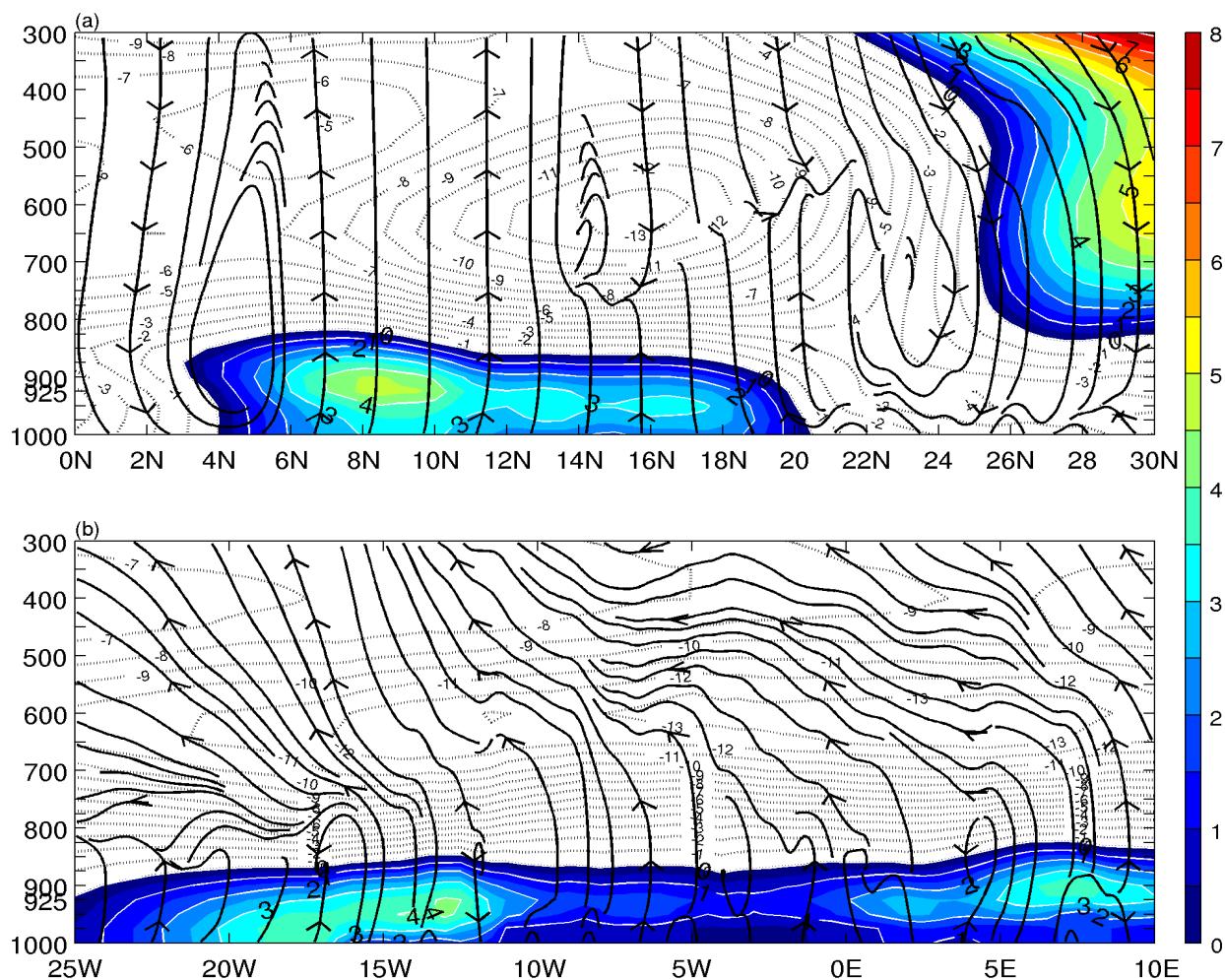
Figure n°2.5: Moyenne climatologique journalière de 2000 à 2009 des différentes phases du jet : de a à d respectivement: phase 1 du 7 au 27 juin, phase 2 du 28 juin au 21 juillet, phase 3 du 22 Juillet au 5 Septembre, phase 5 du 20 Septembre au 18 octobre.

2.4.3 Niveau maximal:

La **figure 2.6** a présente une coupe latitude-altitude du vent zonal (moyenné entre 25W et 15W) pendant la phase où le jet est maximal . Le vent zonal (u) positif est représenté en couleurs (en contour le vent zonal total), en streamline on représente le vent méridien et vertical (v, w). Comme décrit dans Pu et Cook 2010, le noyau du jet est localisé entre 18-15°W avec des vitesses maximum à 925 hPa, mais d'amplitude plus faible cependant (de l'ordre de 4-5 m/s). Le noyau du jet est également co-localisé avec la ZCIT marquée par des valeurs de w importantes. L'AEJ est maximal vers 650 hPa avec une vitesse maximale de 13 m/s. Les vents zonaux de basses couches sont plus étalés dans **CFSR**. Ils sont notés vers 4-20°N et s'étendent vers 875 hPa alors que dans les études de Pu et Cook, (2010), ils sont localisés entre 4-17°N et s'étendent jusqu'à 700 hPa. Le JOST

est repéré vers 30°N avec des vitesses maximales vers la haute troposphère. Une zone de convection est repérée vers 16-22°N. Elle est moins développée comparé à la **ZCIT** à cause de la subsidence des cellules de Hadley. C'est la zone d'inhibition de la convection définie par *Wong and Dessler* (2005). On note aussi que les deux jeux de réanalyses ont des structures verticales de circulation atmosphérique assez différentes. Ce qui peut être du à une résolution verticale différente entre les deux modèles (CRSF et ERA-40).

Une représentation longitude-altitude moyenné sur 9.5°N permet de distinguer le **WAWJ** du flux de mousson. En effet le noyau du **WAWJ** est repéré vers 20-12°W alors que le flux de mousson est maximal vers 5-10°E.



D'une manière générale, **CFSR** représente bien les données d'observations, de plus, en comparant les caractéristiques du jet définit par Pu et Cook, 2010 et celles représentées avec les données **CFSR** on remarque que certaines caractéristiques comme le niveau maximal, la région du **WAWJ** et la période où le **WAWJ** est maximal (principalement en Août) sont bien représentées avec les données de réanalyses **CFSR**. Il faut aussi noter que les périodes d'études ne sont pas les mêmes.

Pu et Cook, ont étudié le **WAWJ** avec des réanalyses et sur une période différente (avec ERA-40 de 1958 à 2001 et ici nous avons utilisé **CFSR** sur la période plus courte 2000-2009) ce qui fait que le cycle de vie défini par Pu et Cook est propre aux données ERA-40 car dépendant principalement de l'intensité de la vitesse du vent zonal.

Chapitre 3

étude de la variabilité du WAWJ pendant la décennie 2000-2009 dans CFSR

Ce chapitre propose d'illustrer sur la période 2000-2009, la variabilité inter-annuelle du jet d'ouest avec les réanalyses à fine résolution spatiale **CFSR**. Le jet d'ouest est défini en moyennant le vent zonal à 925 hPa, sur la zone 20-15°W/9.5-10.6°N, son intensité est maximale dans cette zone à cette altitude. (cf Fig. 2.4).

3.1 Variabilité inter-annuelle du WAWJ :

L'évolution inter-annuelle est par la suite présentée avec des moyennes mensuelles (**Figure 3.1**). Seuls les mois de Juillet, Aout et Septembre correspondant principalement au cycle de vie du jet sont représentés ici.

Le jet est bien présent pour toutes les années de 2000 à 2009, avec quasiment le même cycle de vie . De juin à Juillet, le jet d'ouest s'intensifie et atteint sa phase maximale en Août avant de s'affaiblir durant le mois de Septembre.

Par ailleurs, on remarque qu'il est également soumis à une très forte variabilité inter-annuelle pendant la décennie 2000-2009. Entre 2000 et 2003, on note une augmentation progressive de l'intensité du jet alors qu'entre 2004 et 2006, on assiste à une tendance inverse.

Plus flagrant, en 2000, l'intensité maximale du jet en Aout est de l'ordre de 3.4m/s, une valeur très faible comparé à 2007, où son intensité en Aout est de l'ordre de 4.9 m/s. Ainsi en 2000 et 2007, le jet d'ouest présente une structure très contrastée. À noter par ailleurs que ce contraste ne semble pas être propre à **CFSR**, puis que l'année 2000 a été identifiée par *Grodsy et al. (2003)* comme étant une année où le jet était faible. De plus, en 2007, l'intensité forte du jet avait attiré l'attention de *Pu et Cook (2010)*, ils avaient même montré que l'intensité forte du jet été fortement corrélée avec les fortes précipitations notées au Sahel durant cette année.

Ainsi le contraste entre les années 2000 et 2007 est bien reproduit par **CFSR**. Il sera alors question pour la suite de ce chapitre de voir l'impact de ce contraste sur le cycle de l'eau (via le flux d'humidité intégré sur la verticale, le **PW**, l'évaporation et les précipitations) et d'essayer de comprendre les causes de cette variabilité.



Figure 3.1 : Évolution temporelle en moyenne mensuelle du vent zonal à 925 hPa moyen sur 9.5-10.6/20-15°W de 2000 à 2009 (seuls les mois de Juin, Juillet, Aout et Septembre sont représentés).

3.2 Étude des deux années contrastées : 2000 et 2007

3.2.1 Dynamique atmosphérique à la surface, à 925 hPa et à 700 hPa en 2000 et 2007

Dans cette partie, nous analysons le contraste du point de vue de la dynamique atmosphérique. Nous avons choisi d'analyser le vent à différents niveaux: à la surface, à 925 hPa où le jet d'ouest est par définition maximal et à 700 hPa où la présence de l'**AEJ** est noté. Pour cela, nous avons pour chaque année, chaque niveau de pression et pour les mois de juin à Septembre, tracé les anomalies de vent par rapport à la climatologie mensuelle correspondante (2000-2009). Les anomalies pour 2000 et 2007 sont représentées sur les **Figures 3.2b,c**.

À 700 hPa, la moyenne climatologique du vent est quasi zonale et souffle d'est en ouest, c'est la signature de l'**AEJ** (**figures 3.2 a**). Son intensité atteint des vitesses de plus de 10 m/s et son noyau se déplace de 7°N en juin jusqu'à 15°N, sa position la plus septentrionale est observée en aout (15°N). il reflue par la suite vers 10°N en Septembre.

Par rapport à cette climatologie, la **figure 3.2b** montre en 2000, de forte anomalie négative du vent zonal à 700 hPa au dessous de 10°N. On constate par ailleurs cette anomalie progresse vers le nord de juin à Septembre et qu'il se situe principalement sur l'océan en Septembre. Parallèlement sur la **figure 3.2c**, on retrouve cette anomalie négative du vent zonal à 700 hPa, mais cette fois au nord de 10°N. Elle est cependant beaucoup plus marquée sur le continent, contrairement à sa correspondante de 2000, sa position la plus septentrionale n'est pas observée en aout mais plutôt en Septembre vers 16°N.

En réalité, ces anomalies négatives sont induites par la position de l'**AEJ** pendant ces deux années. Ainsi en 2000, l'**AEJ** est trop peu localisé au sud, alors qu'en 2007, on assiste à l'**AEJ** qui se situe plus au nord.

En surface et à 925 hPa, la distribution climatologique du vent est quasi similaire (Fig. 3.2a) . Sur les cartes d'anomalies (**figures 3.2b,c**), on retrouve aussi bien en 2000 qu'en 2007, cette similarité. Cependant, on note particulièrement dans la région du jet d'ouest, que l'amplitude des anomalies de vent est beaucoup plus forte à 925hPa qu'à la surface.

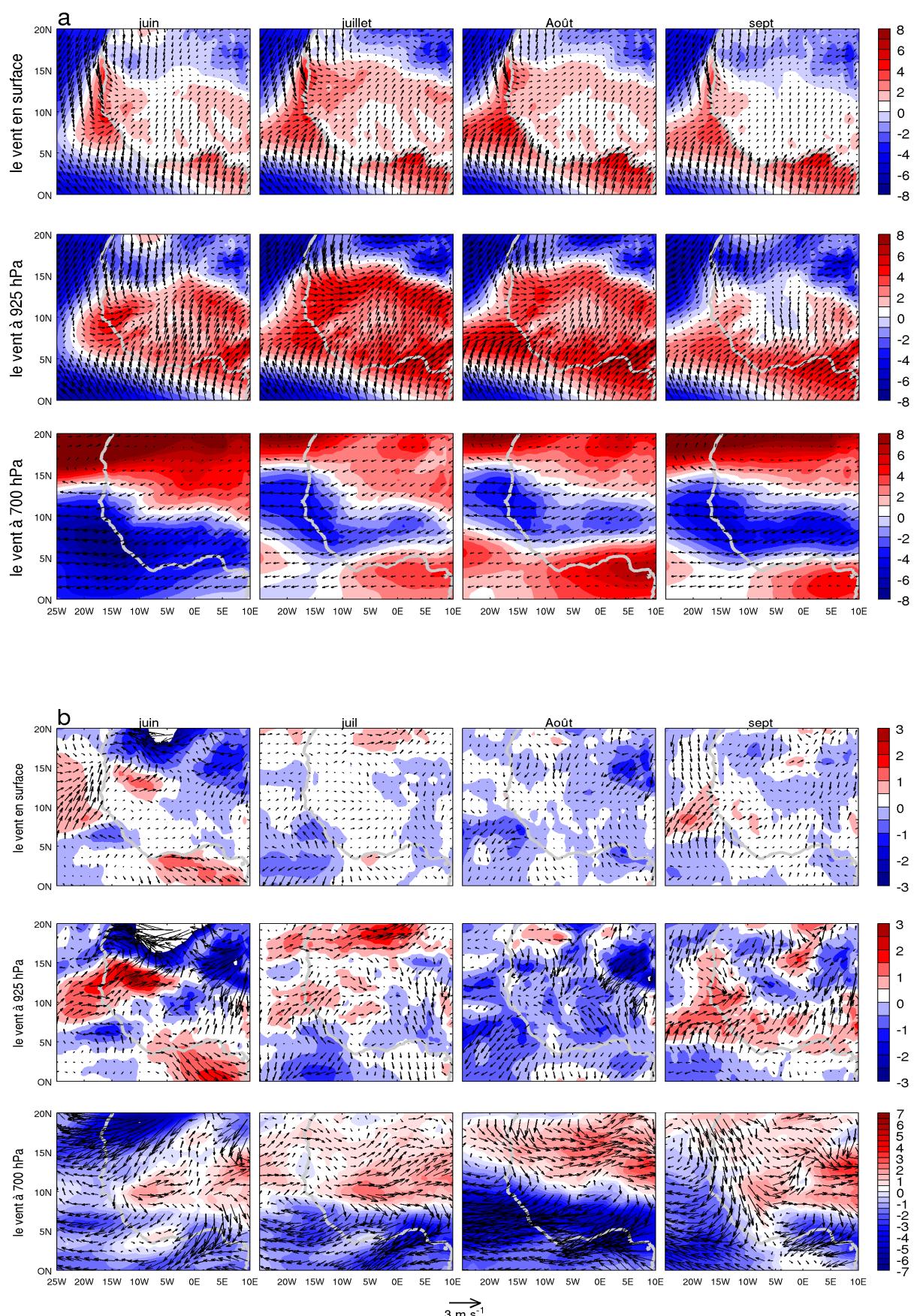
Les **figures 3.2 b,c** montrent également qu'entre 2000 et 2007, les anomalies de vents à 925 hPa, présentent une différence remarquable. En 2000 on note en juin un vent zonal fort entre 8-13°N qui s'étend de l'océan jusqu'à l'intérieur du continent, sa progression est freiné vers le Sahara par le flux d'est qui se dirige vers l'océan. Parallèlement en 2007 on remarque un vent zonal très fort en dessous de la région du jet d'ouest en juin.

En Juillet 2000 le vent zonal dans la région du jet d'ouest est toujours supérieure à la moyenne climatologique mais diminue par rapport en juin, puis devient très faible en Aout. 2007 était une année où le jet était très fort. De Juillet en Août, on note une augmentation des vents zonaux dans la région du jet d'ouest. En Septembre 2000, on retrouve des anomalies positives de vent zonal, signifiant une ré-accélération du jet d'ouest pendant cette période. Alors qu'en Septembre 2007 le jet d'ouest était faible.

Pour conclure, en 2007, on assiste à un Jet d'ouest anormalement fort pendant toute ces phases, du renforcement à la dissipation. Alors qu'en 2000, le jet d'ouest est plus fort en juin, il s'affaiblit de Juillet en Août et s'intensifie à nouveau en Septembre. Ce qui veut dire que son renforcement a été perturbé en Août.

L'**AEJ** était anormalement positionné au nord en 2007 alors qu'en 2000, l'**AEJ** était aussi localisé trop au sud par rapport à la climatologie de 2000-2009.

Analyse des interactions air-mer en Atlantique Tropical Nord-Est: impact sur la dynamique du jet d'ouest et sur le cycle de l'eau régional



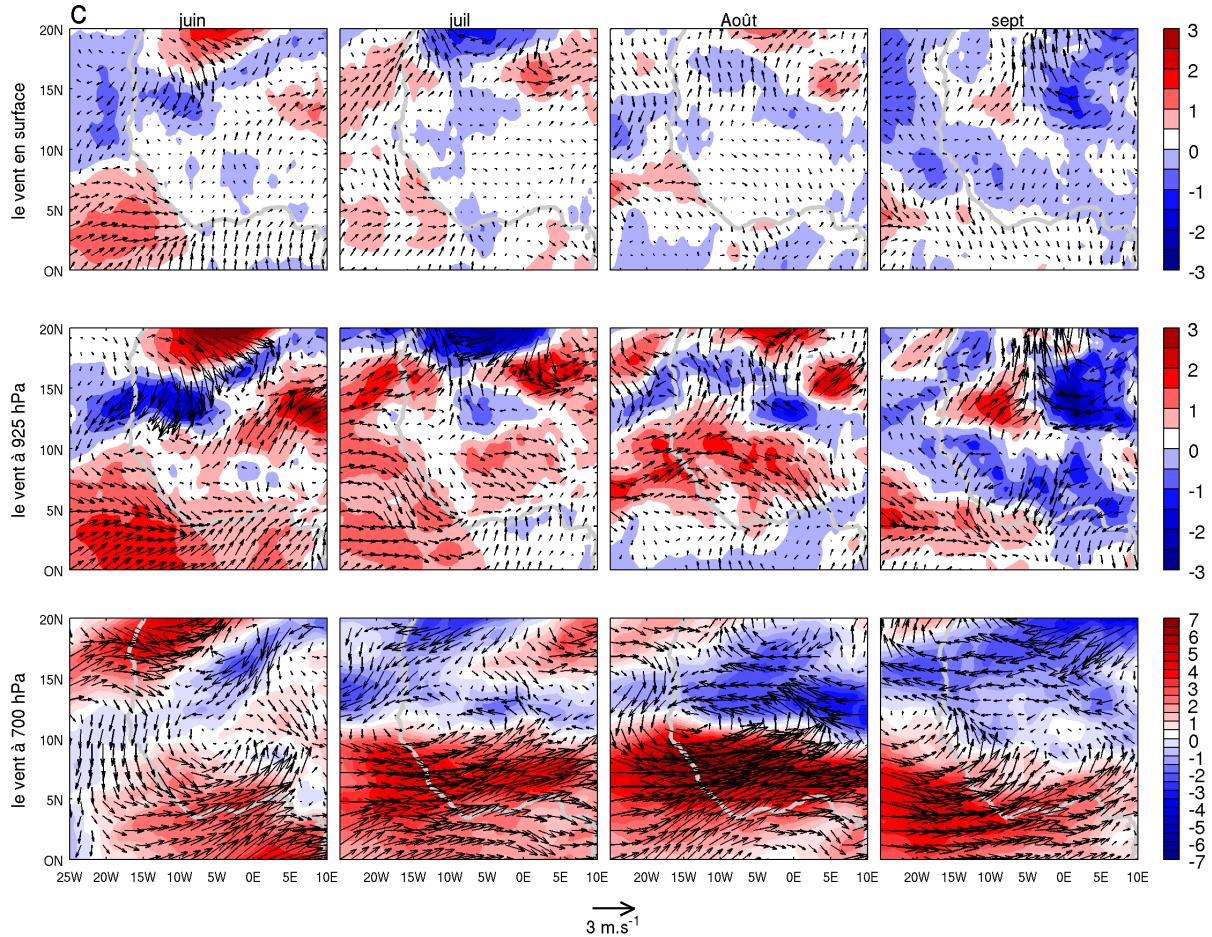


Figure N°3.2 : (a) Moyenne mensuelle du vent sur la décennie 2000-2009. vent (u,v) en vecteur et le vent zonal en couleurs. (b) anomalie pendant l'année 2000, © anomalie pendant l'année 2007.

3.2.2 Impact sur le cycle de l'eau pendant ces deux années :

La **figure 3.3** a représente la moyenne mensuelle climatologique de l'humidité spécifique à 925 et 700 hPa et du flux d'humidité intégré sur la verticale entre 1000 et 925 hPa il est égal à :

$$f = -\frac{1}{g} \int_{p=1000}^{p=925} (qV) \Delta P \quad \text{où } g \text{ représente l'accélération de la pesanteur, } q \text{ l'humidité spécifique, et } \Delta P$$

la pression entre la surface et le niveau maximal du **WAWJ** (925 hPa) et V le vent zonal et méridien (u,v). F est en $\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$. La divergence du flux d'humidité est aussi calculée :

$$\text{divergence}(f) = \frac{\partial f}{\partial x} + \frac{\partial f}{\partial y} . \quad \text{et représentée en couleurs une divergence d'humidité (valeurs positives) correspond à un export d'humidité alors qu'une convergence d'humidité (valeurs négatives) correspond à un gain d'humidité.}$$

Il existe une distribution spatiale très zonale de l'humidité spécifique avec un maximum entre 0-10°N allant de l'océan jusqu'au continent en juin et qui s'étend un peu vers le nord de Juillet à Septembre. Le minimum d'humidité est noté au niveau du Sahara et s'étend et sur les côtes de l'Afrique de l'ouest vers 12-20°N.

La variation du flux d'humidité intégré montre une humidification de la région du jet d'ouest coïncident avec son intensification de juin à Aout en accord avec l'évolution saisonnière du jet. De même le flux d'humidité diminue en Septembre.

Une convergence d'humidité est noté au niveau des côtes de l'Afrique de l'ouest.

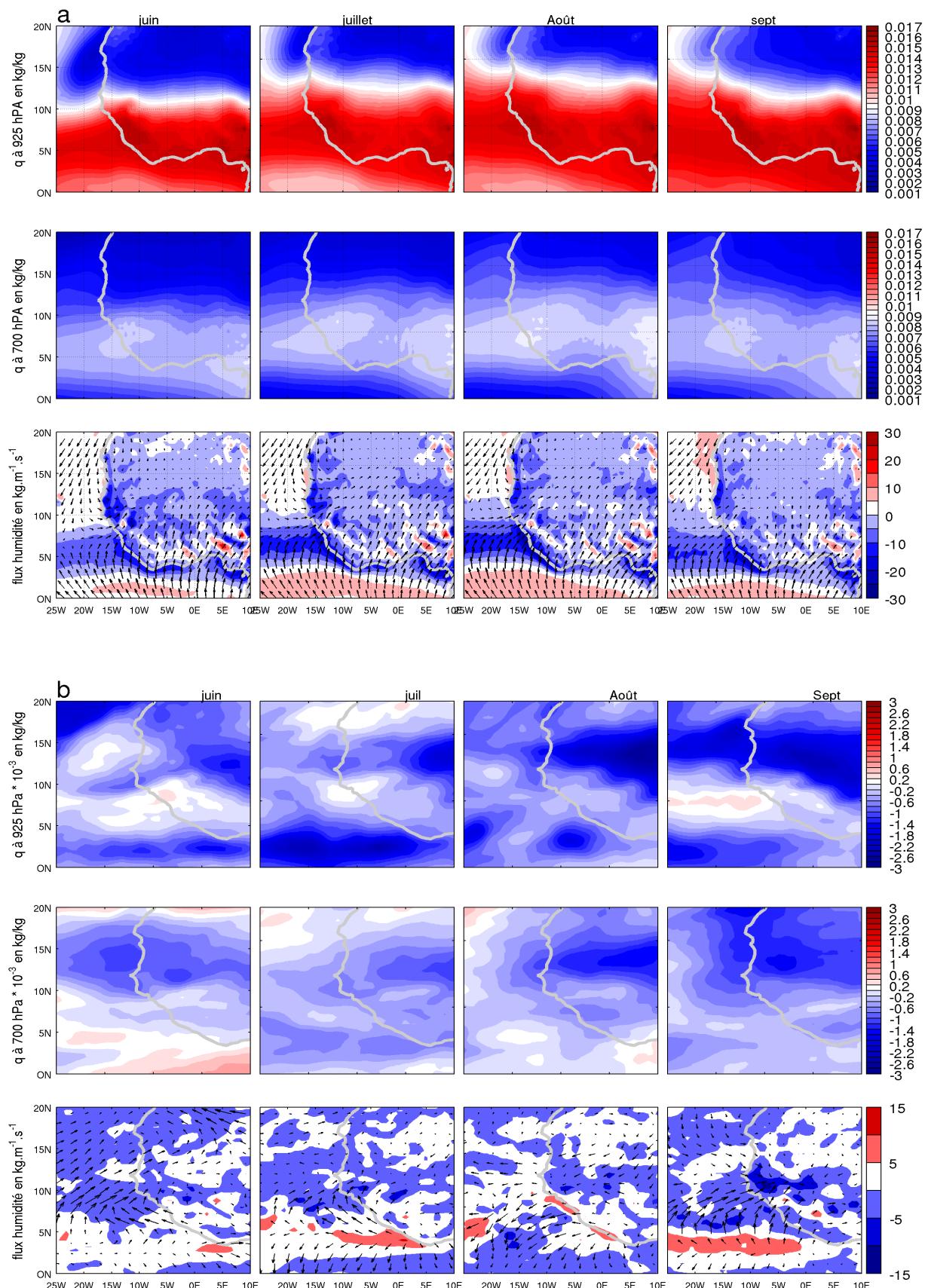
En 2000 on note un asséchement du Sahara de juin à Septembre alors qu'en 2007, on a une humidification du Sahara beaucoup plus marqué en Août **figures 3.3 b,c.**

Ce contraste entre ces deux années est aussi notable à 700 hPa même si l'humidité spécifiques à ce niveau est plus faible qu'en 925 hPa. Il existe un flux d'humidité important en juin et Juillet 2000 marqué par une convergence des vents dans la région du jet d'ouest et qui devient très faible en Août contrairement en 2007 où le flux est anormalement élevé au sud de la région du **WAWJ** en juin avec une migration vers le nord jusqu'en Août. .

En Septembre 2000 on a un flux important dans la région du **WAWJ** contrairement à 2007 où le flux d'humidité basse couche était très faible.

On remarque que la variation du flux d'humidité est positivement corrélé à celle du vent. Ce qui veut dire que la partie dynamique du flux d'humidité (à savoir le vent V) est responsable en grande partie de la variation du flux d'humidité, d'où l'importance d'étudier les variations de la dynamique du jet d'ouest.

Analyse des interactions air-mer en Atlantique Tropical Nord-Est: impact sur la dynamique du jet d'ouest et sur le cycle de l'eau régional



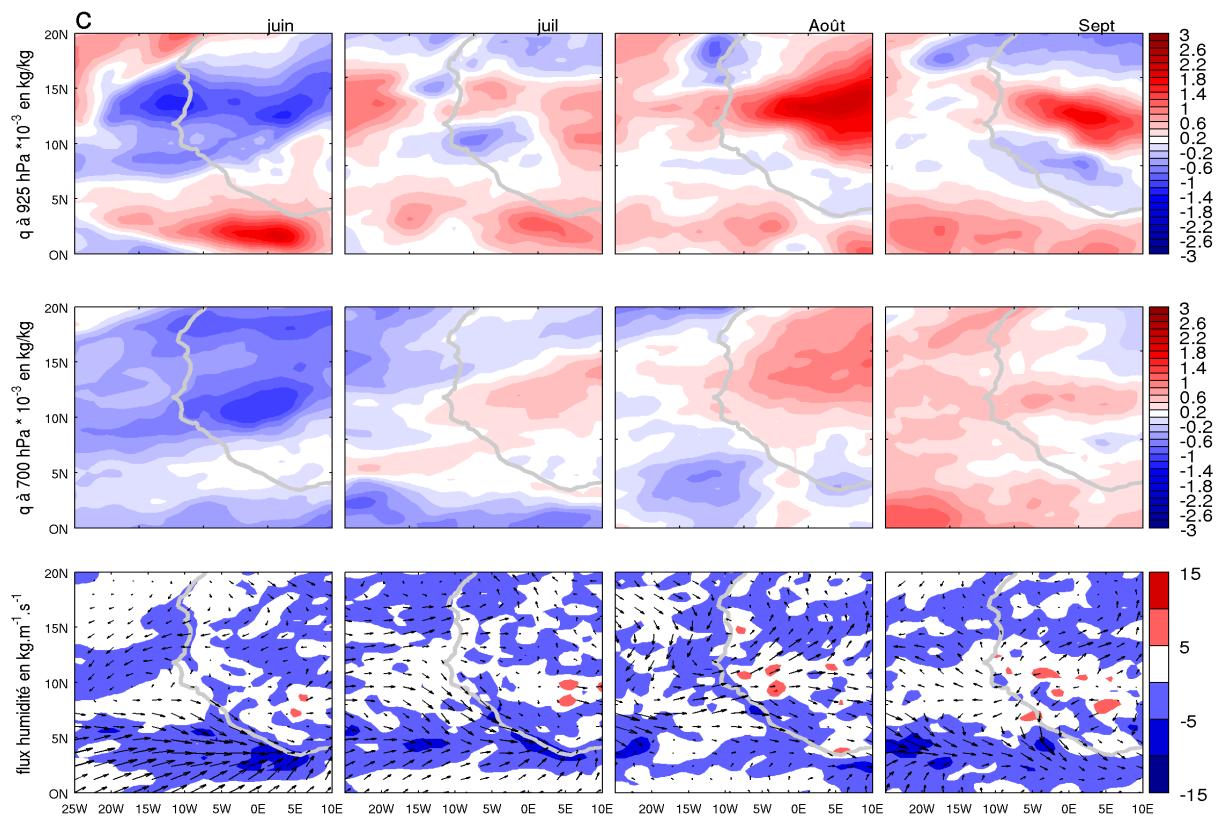


Figure N°3.3: (a) Moyenne mensuelle de l'humidité spécifique à 925 et 700 hPa et le flux intégré entre 1000 et 925 hPa. (b) anomalie pendant l'année 2000, © anomalie pendant l'année 2007.

L'analyse de la moyenne mensuelle de l'évaporation de juin à septembre sur la période 2000-2009 montre que les maximums d'évaporation sont situés dans la région 20-5°W/2-4°N en juin, puis ces maximums se déplacent vers le nord de Juillet à Août. On peut noter que l'évaporation est relativement faible dans la région du jet d'ouest (cf **figure 3.4 a**).

Pour l'eau précipitable (**PW**) les valeurs maximales sont situés au niveau de la **ZCIT**, région dans laquelle on relève également les intensités maximales de précipitations.

En 2000, on note un refroidissement très nette des températures dans le Golf de Guinée alors qu'en 2007 on a le contraire.

Le **PW** a fortement diminué en 2000 aussi bien au-dessus de l'océan que sur le continent, avec des anomalies très négatives au niveau du Sahel. Des déficits de pluies sont de ce fait notés dans tout le sahel de juin à Septembre alors que sur l'océan des pluies très élevées sont enregistrées dans certaines zones. En 2007, on remarque le **PW** qui augmente sur le continent en lien avec une

augmentation des pluies dans le sahel. Une augmentation de **PW** est aussi noté dans le Golf de Guinée comparé à 2007.

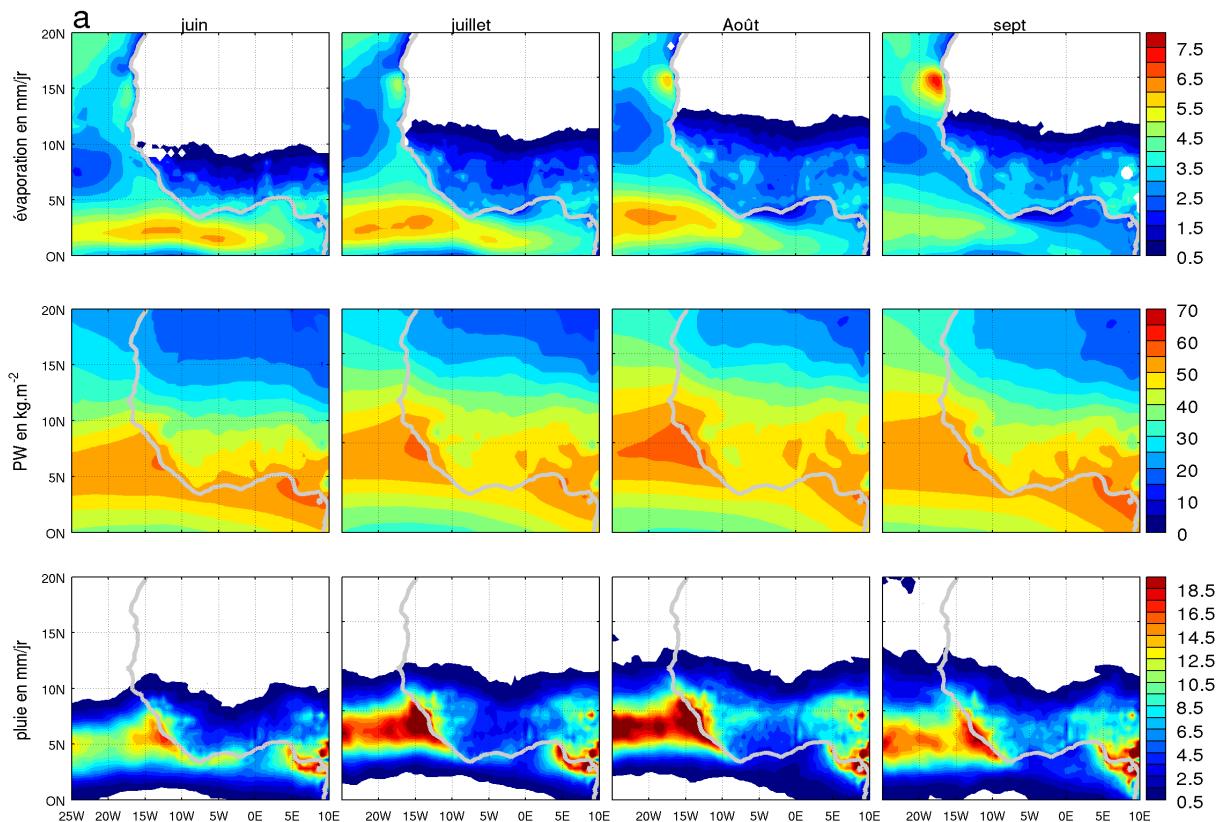
L'étude du cycle de l'eau et du transport d'humidité pendant l'année 2000 et 2007 montre que le jet d'ouest joue un rôle très important dans le transport d'humidité vers le continent.

En 2000, on a noté une diminution des pluies vers 10°N ce qui pourrait être causée par déplacement de la **ZCIT**.

En 2007 la **ZCIT** est localisé plus au sud en juin 2007 (les maximums de précipitations sont notés vers $0\text{-}5^{\circ}\text{N}$) qui se déplace vers le nord en Août, il est localisé vers 10°N associé à un jet d'ouest très fort.

L'étude du cycle de l'eau pendant l'année 2000 et 2007 montre que le jet d'ouest joue un rôle très important dans le transport d'humidité vers le continent.

En effet un jet d'ouest fort s'accompagne d'un transport d'humidité plus important vers l'Afrique de l'ouest. Cet humidité alimente une bonne partie de l'Afrique de l'ouest allant du Sahel jusqu'au Sahara.(Août 2007).



Analyse des interactions air-mer en Atlantique Tropical Nord-Est: impact sur la dynamique du jet d'ouest et sur le cycle de l'eau régional

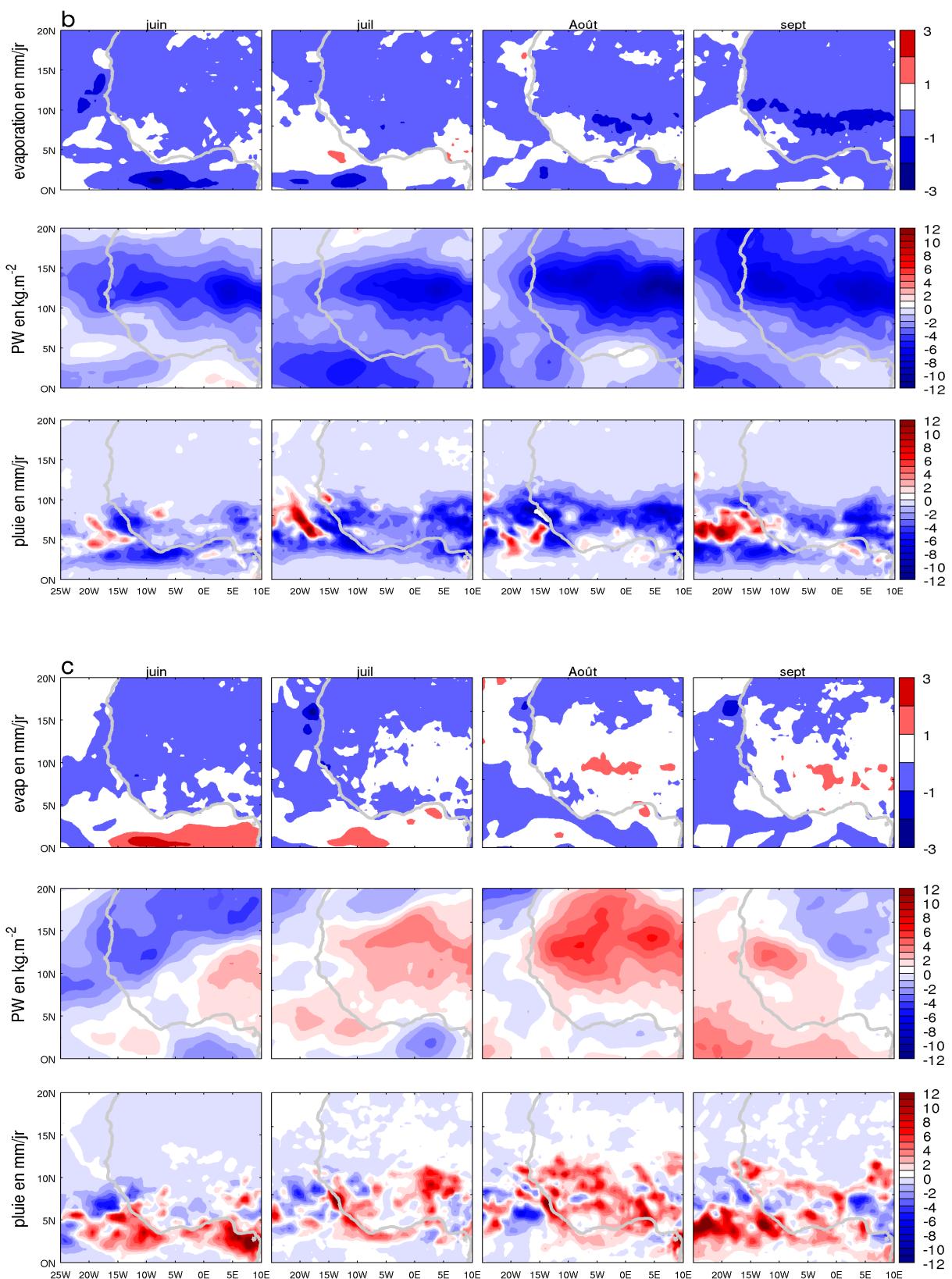


Figure N°3.4: (a) Moyenne mensuelle de l'évaporation, de PW et de la pluie pendant la décennie 2000-2009. (b) anomalie pendant l'année 2000, © anomalie pendant l'année 2007.

3.2.1 L'origine du contraste:

L'origine du contraste, pourrait être en partie due à une anomalie dans la position de l'**AEJ**. En effet une position de l'**AEJ** plus au nord entraînerait une diminution de la divergence du flux d'humidité vers 10-13°N ce qui aurait pour conséquence une accélération des vents zonaux autrement dit du jet d'ouest de même qu'une augmentation du transport d'humidité vers le continent. D'autre part si on se refait aux travaux de Pu et Cook (2010), qui estiment que la formation du jet d'ouest est en grande partie liée à une extension océanique du «heat low». le contraste entre 2000 et 2007 pourrait être causé par une « perturbation de l'extension du heat low ». Pour étudier ceci, nous focalisons notre analyse sur les anomalies de températures de surfaces (**SST** et **SKT**) ainsi que celle de la hauteur du géopotentiel.

En moyenne mensuelle climatologique sur la période 2000-2009 les températures de surface de la mer ont une distribution zonale avec des maximums notés entre 0-10°N dans la région de la **ZCIT** en juin, ces maximums de température qui se propagent vers le nord au cours de l'été (**figure 3.5 a)**.

Les minimums de températures sont localisés dans le Golfe de Guinée, avec la présence de zones de remontées d'eau froide (**upwelling**).

Sur le continent les maximums de température de surface sont enregistrés au niveau du Sahara.

Les hauteurs de géopotentiels les plus faibles sont synonymes de dépression. Ils signent bien la présence du Heat Low au niveau du Sahara, dépression qui s'étend au-dessus de l'océan Atlantique . Cette dépression océanique augmente et s'étend vers le sud de juin à Septembre.

Une forte variabilité est visible sur les températures de surface et les hauteurs du géopotentiel entre l'année 2000 et 2007 (**figures 3.5 b,c**).

En 2000, on note un refroidissement des températures sur tout l'océan de juin à Septembre hormis près des côtes vers 20°N où un réchauffement associé à des hauteurs géopotentiels faibles sont enregistrés en juin et Août.

Un maximum de refroidissement de l'ordre de -2°K est noté en juin-Juillet qui se propage un peu au nord d'Août à Septembre.

A l'inverse en 2007, un réchauffement est noté au niveau du Golf de Guinée. Ce réchauffement entraîne une augmentation de l'évaporation à ce niveau et un renforcement du transport d'humidité au sud de la région du jet d'ouest et du flux de mousson.

Sur le continent on note un réchauffement des températures sur une bonne partie du sahel en juin-Juillet 2000 et qui se généralise en Août-Septembre, alors qu'en 2007 on a un refroidissement du sahel assez marqué en Août.

Un contraste très nette est remarqué entre l'année 2000 et 2007 avec une augmentation des hauteurs de géopotentiels autrement dit une hausse de pression au niveau du Sahara en Août 2000 contrairement en 2007 où une diminution très nette des pressions est notée pendant l'été.

Cette analyse montre bien le lien étroit qui existe entre la variabilité inter-annuelle du **WAWJ** et les fluctuations de la dépression thermique océanique.

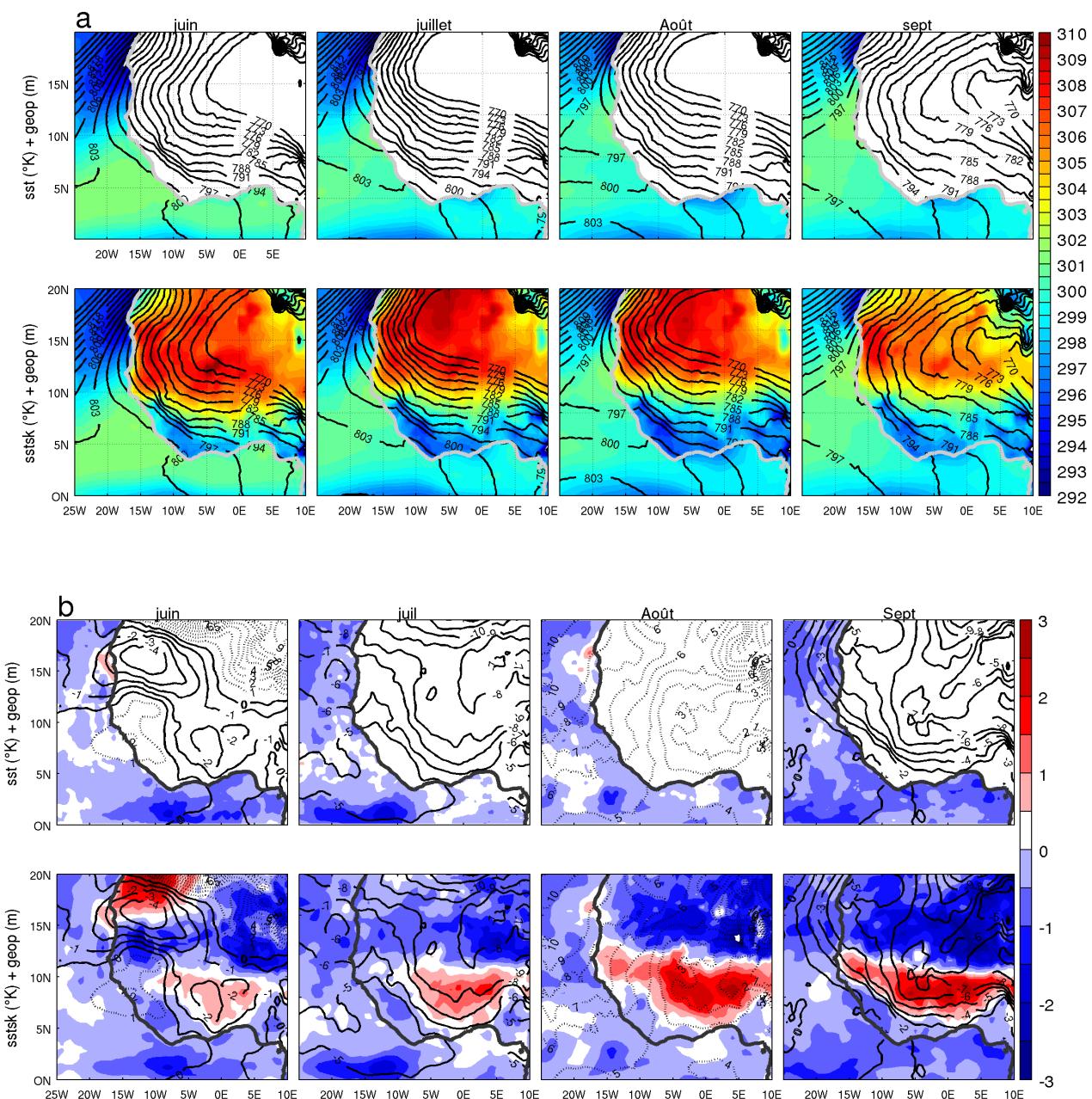
Une extension plus au sud de la dépression océanique est notée en juin, Juillet 2000 entraînant un jet fort pendant ces mois. Au mois d'Août on note des anomalies de pression élevées au niveau du Sahara. Cette hausse de pression est synonyme d'une diminution dans l'intensité de la dépression saharienne et océanique, en lien avec un refroidissement à la surface au Sahara pendant cette période. En 2007 on constate une divergence des flux d'humidité vers 10-11°N sur les côtes de l'Afrique générant un transport d'humidité depuis le Sahara vers l'océan. Des anomalies de température très élevées sont aussi notées au niveau du Sahara en Août conduisant à un creusement plus marqué de la dépression thermique du Sahara. La dépression océanique est de ce fait plus marquée également. Il en résulte un jet d'ouest très fort qui s'étend jusqu'à 12°N.

La variation du géopotentiel (du à des contrastes thermiques importants en surface dans le Sahara) pendant ces deux années explique en grande partie la variation noté sur l'évolution du jet.

Il est aussi intéressant de noter la forte variation de la **SST** entre ces deux années au sud de la région du jet vers le Golf de Guinée (avec un refroidissement de la **SST** en 2000 et un réchauffement en 2007), même si ces contrastes thermiques en surface océanique ne semblent pas être la cause directe des fluctuations de position et d'intensité du jet d'ouest. En revanche ces anomalies de **SST** pourraient influencer la position et l'intensité de la **ZCIT** et de la basse pression océanique au large de la Mauritanie, acteurs cruciaux dans la dynamique du jet d'ouest comme on a pu le voir dans les chapitres précédents.

Dans le dernier chapitre nous allons donc justement essayer de caractériser l'influence de variations de la température de surface de la mer sur le jet d'ouest. Pour se faire des simulations numériques avec des tests de sensibilité sur la **SST** seront faites avec le modèle climatique régionale **WRF**. On testera notamment l'impact du réchauffement et du refroidissement de l'océan atlantique sur la dynamique du **WAWJ** ainsi que les impacts sur le cycle de l'eau.

Analyse des interactions air-mer en Atlantique Tropical Nord-Est: impact sur la dynamique du jet d'ouest et sur le cycle de l'eau régional



Analyse des interactions air-mer en Atlantique Tropical Nord-Est: impact sur la dynamique du jet d'ouest et sur le cycle de l'eau régional

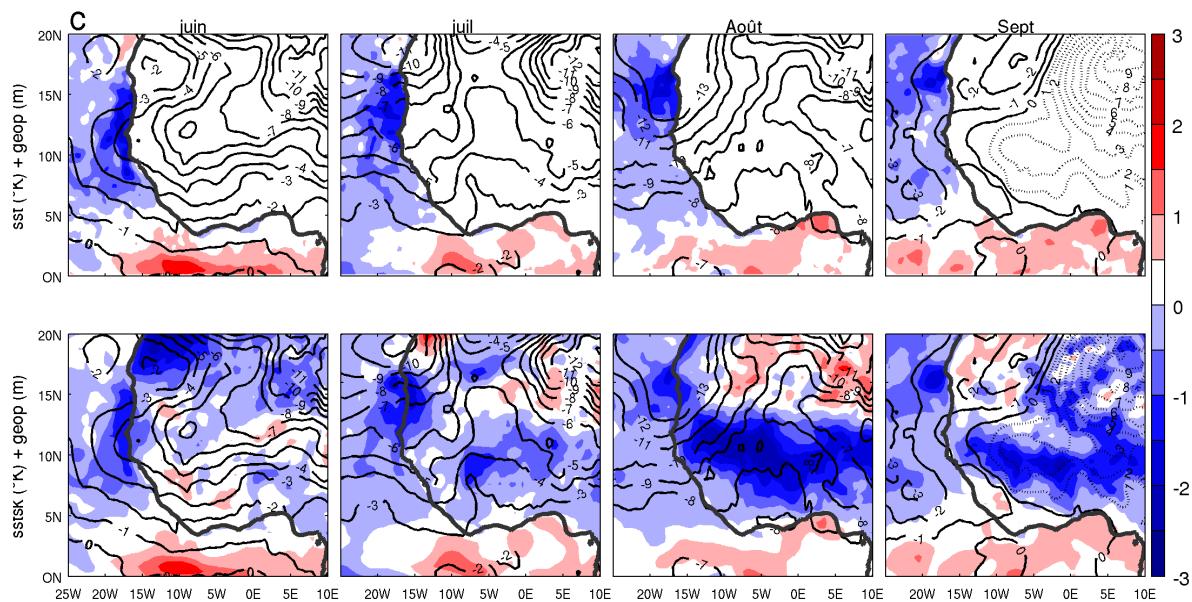


Figure N°3.5: (a) Moyenne mensuelle de la SST, SKT et de la hauteur du géopotentiel pendant la décennie 2000-2009. (b) anomalie pendant l'année 2000, © anomalie pendant l'année 2007.

Chapitre 4

Simulation du WAWJ avec le MCR WRF

L'un des objectifs de ce mémoire est la simulation du **WAWJ** avec un Modèle Climatique Régional (**MCR**). Les **MCR** sont définis comme des modèles à aire limité. Ce sont des programmes informatiques visant à simuler la circulation générale de l'atmosphère. Ils se sont beaucoup développés au cours des dernières années, notamment grâce à des ressources informatiques et des capacités de calcul numérique sans cesse augmentées.

Le Weather Research Forecast (**WRF**) est le **MCR** utilisé dans notre étude.

4.1 Présentation du MCR WRF

WRF a été développé avec la collaboration de plusieurs instituts : le National Center for Atmospheric Research (**NCAR**), le National Centers for Environmental Prediction (**NCEP**) and Earth System Research Laboratory (ESRL), le National Oceanic and Atmospheric Administration (**NOAA**), la Air Force Weather Agency (**AFWA**), le Naval Research Laboratory, la Federal Aviation Administration (FAA), le Center for Analysis and Prediction of Storms (CAPS) de l'Université de Oklahoma, ainsi que des universités scientifiques *Skamarock et al. (2008)*.

Il a la particularité de disposer de deux noyaux selon l'utilisation souhaitée :

un noyau Non-hydrostatic Meso-scale (**NMM**) développée par le NOAA/**NCEP** pour la prévision et un noyau Advanced Research **WRF** (**ARW**) développé par le NCAR pour la recherche scientifique.

4.1.1 fonctionnement général :

le **MCR WRF** est constitué de deux module:

- un module dynamiques qui résout les équations primitives de la thermodynamique (équation de continuité, équation du mouvement, équation de la thermodynamique).
- un module physique où sont paramétré les processus physiques de sous maille

(convection, échanges et transferts radiatifs, microphysiques nuageuses, mouvements et turbulence dans la couche limite etc...).

À partir des conditions initiales fournies par les modèles forceurs au premier pas de temps (t_0), le cœur physique du modèle calcule les variables diagnostiques comme la pluie, l'évaporation le rayonnement au sommet de l'atmosphère etc...). Au pas de temps $t = t_0 + \Delta t$ (Δt pas de temps du modèle) le module dynamique calcule les variables dites 'pronostiques' (Z,T,U,V et W). ce processus continue jusqu'à la fin du calcul.

3.1.2 La compilation du MCR WRF:

Elle se déroule en 2 étapes :

- la compilation du noyau **ARW** : où on définit les options de compilation en fonction du type de machine, du compilateur et des librairies, l'environnement de compilation parallèle avant de lancer la compilation.
- la compilation du système de pré-traitement **WRF Preprocessing System (WPS)** : elle se fait après celle de **ARW** et génère les exécutables geogrid.exe, ungrib.exe et metgrid.exe.

4.1.3 Préparation des données avec WPS

La préparation des données de forçage se fait en éditant le fichier namelist.wps. C'est dans ce fichier que la période , l'aire géographique de la simulation sont définies, les données d'entrée statiques et dynamiques utilisées pour le forçage, ainsi que l'interpolation de ces données à la maille de simulation et le format des données. La **figure 4.1** résume les différentes étapes de la préparation des données avec WPS

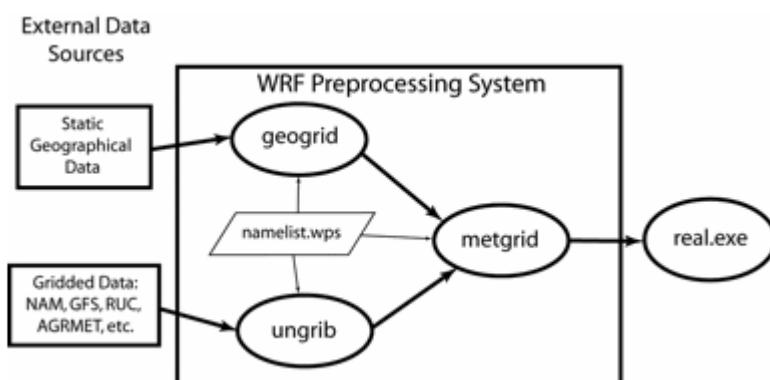


Figure N°4.1 : Les trois étapes de la préparation des données (source Wang et al. 2009)

- **Geogrid**

C'est ici qu'on indique quel noyau est utilisé dans notre cas c'est le noyau **ARW**, le nombre de domaines, le format de sortie des données (2=NetCDF) , le domaine géographique à simuler, le type de projection géographique, les chemins d'accès aux données de surface. Ces données ne varient pas dans le temps , elles sont dites 'statiques'. Puis on lance l'exécutable geogrid.exe

- **Ungrib**

C'est là que sont définis les données dynamiques utilisées pour le forçage aux bornes latérales et en surfaces, la période et le pas de temps d'extraction des données. Puis on lance l'exécutable ungrid.exe

- **Metgrid**

Ici on réalise l'interpolation horizontale des champs météorologiques (issus de ungrib) à la maille de simulation des domaines (définis par geogrid). On lance l'exécutable metgrid.exe si la préparation des données avec WPS c'est bien déroulé, des fichiers «met_em » ont été créés pour chaque pas de temps et pour tous les domaines. Ces fichiers met_em vont servir pour l'étape de création des "inputs" nécessaires pour l'initialisation et la simulation.

Après la préparation des données avec WPS, on passe à l'initialisation et à la simulation **WRF**.

4.1.4 **Initialisation et simulation**

Il faut ici éditer et configurer le fichier namelist.input. Il permet de préciser le pas de temps entre chaque calcul, les schémas physiques retenus, les options de la résolution des équations, le format de sortie, le guidage, etc.

Les principaux paramètres du fichiers sont:

- time_control qui fixe la période, le pas des inputs et des fichiers de reprises, le format numérique des simulations ;
- domains: similaire à ce qui est contenu dans namelist.wps, fixe le pas de temps pour la résolution ;

- physics: permet de paramétriser les 7 principaux processus physiques implémentés :
 - microphysique des nuages mp_physics
 - radiation grande longueur d'onde ra_lw_physics
 - radiation courte longueur d'onde ra_sw_physics
 - schéma de flux de surface (coefficients de friction et d'échange) sf_sfclay_physics
 - schéma d'interaction de surface (Land Surface Model) sf_surface_physics
 - couche limite planétaire bl_pbl_physics
 - physique des cumulus cu_physics
- fdda: permet de guider le modèle (le rappel spectral «nudging spectral» ou en points de grille «nudging classique»)
- dynamics : options de diffusion, d'advection ;
- bdy_control : contrôle la prescription des conditions aux limites atmosphériques.

Après avoir édité le namelist.input, on exécute le fichier real.exe. Il ne reste plus qu'à exécuter le fichier **wrf.exe** .

La version 3.4 du modèle **WRF** avec le noyau **ARW** est utilisée pour nos simulations. En mode non -hydrostatique (la variation verticale de pression n'est plus liée à la variation de masse volumique) .

WRF est installé sur le serveur saloum au LPAO-SF. Le serveur dispose de 6 processeur avec 24 gigas de RAM. Il fonctionne avec scientific Linux. les librairies netcdf nécessaire pour **WRF** y sont aussi installés de même que open MPI pour que le modèle puisse tourner en parallèle sur plusieurs processeurs .

Le run de référence a été a été réalisé sur le serveur du LPAO-SF mais à cause des couts de calculs relativement élevés, le reste des simulations utilisées dans ce mémoire a été effectué sur le serveur ciclad de l'IPSL. Puis les données ont été rapatriés sur une machine locale au LPOA-SF.

Le MRC **WRF** a été utilisé avec une résolution spatiale de 50 km et 28 niveaux de pressions.

Le forçage initial et aux limites est fourni par les réanalyses ERA-Intérim de résolution horizontale plus faible (0.75°) et avec une résolution temporelle de 6h. Les conditions initiales sont imposées à tous les points de grille à toutes les altitudes. Les conditions aux limites sont pour les variables thermos-dynamiques imposées aux bord de notre domaine seulement. Les conditions initiales et aux limites pour la température de surface de la mer sont issus du produit Reynolds, élaboré à partir de données satellites. Notre domaine s'étend de 10°S à 35°N et de 35°W à 15°E (**figure 4.2**)

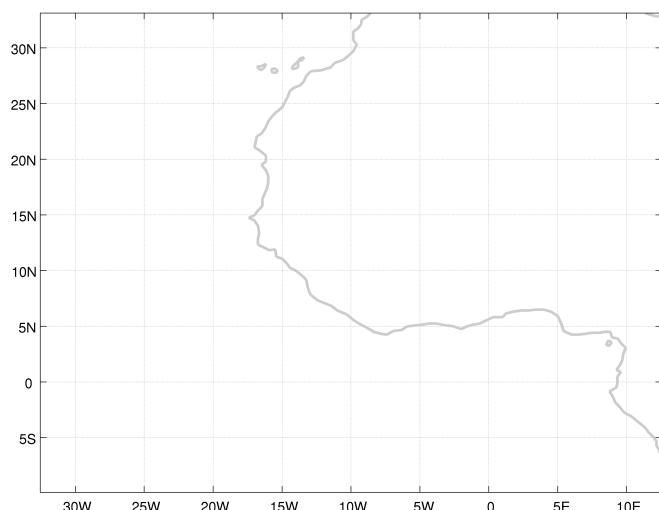


Figure N°4.2 : Le domaine de la simulation.

La configuration physique de **WRF** retenue ici est issue des travaux de Rémi Meynadier réalisés en Atlantique Tropical. Trois séries d'expériences sont réalisées dont les différences se situent sur le forçage de **SST**:

- une simulation de référence avec **SST** Reynolds,
- et deux simulations idéalisées: une simulation sans refroidissement de la **SST** et simulation sans réchauffement de la **SST**.

Le design des simulations idéalisées a été guidé par les résultats de l'étude des années contrastées 2000 et 2007 (avec refroidissement de la **SST** en 2000 et réchauffement en 2007 au sud de la région du **WAWJ**).

Les simulations idéalisées sont réalisées de la sorte: le forçage **SST** pour la simulation sans refroidissement est fait tel que en chaque point de grille, et à chaque pas de temps (chaque jour), la **SST** de l'expérience s'aligne sur la **SST** observée du même jour si cette dernière se réchauffe tout en restant en-dessous d'un certain seuil ; sinon, elle reste constante. (Le seuil est calculé en prenant la moyenne de **SST** en Août de la simulation de référence.)

Pour l'expérience sans réchauffement il s'agit de la même chose mais dans l'autre sens: la **SST** de l'expérience suit la **SST** observée si cette dernière se refroidit tout en restant au-dessus du seuil.

Le pas de temps de calcul du modèle est de 200s. Chaque simulation est en revanche archivée toutes les 6 heures. Les simulations sont réalisées sur la période s'étalant du 15 juin au 13 Septembre 2006. On ne considère les sorties de **WRF** seulement pour la période 01juillet-13 Septembre. Les 15 premiers jours du modèle correspondent à une phase d'Équilibrage du modèle (spin-up) et n'ont pas été retenus pour notre étude.

Pour les simulations idéalisées, les résultats présentés dans ce rapport sont des moyennes d'ensemble de plusieurs simulations. Cela permet de s'affranchir de la variabilité interne du modèle et d'avoir des solutions convergentes et cohérentes des sorties du modèles. En effet cette approche «ensembliste» consiste à réaliser plusieurs simulations en changeant seulement les dates de début des simulations. Cela permet de distinguer l'information reproductible du bruit physique ou numérique généré dans le modèle, fait de la nature chaotique de la dynamique atmosphérique aux échelles fines .

4.2 Validation de la simulation de référence **WRF**:

Les sorties de la simulation réaliste de référence du **MCR WRF** ont été comparées en surface aux observations satellites et en altitude aux réanalyses **CFSR**. Les réanalyses ERA-Intérim sont également montrées pour voir comment **WRF** évolue différemment de son forçage.

4.2.1 le vent en surface

La **figure 4.3** représente la moyenne mensuelle du vent de surface en Août 2000 vue par QuickSCAT, **CFSR**, **WRF** et ERA-intérim. (u,v) en vecteur et le vent zonal en couleurs.

La distribution du vent est bien représentée sur les quatre figures. Avec des vents de secteurs Nord-est au nord de 10°N et sud-ouest au sud.

Sur l'océan le maximum du vent zonal se situe vers 10°N et reste un peu plus fort dans les observations QuickSCAT. La représentation des vents dans **WRF** est assez similaire à celle dans **ERA-Interim** mais montre des différences significatives sur le continent. La région du **WAWJ** se trouve plus au Nord dans **WRF** comparée à **CFSR** et QuickSCAT où elle est localisée vers 10°N mais l'amplitude du jet est mieux représenté dans **WRF** avec des vitesses de vent assez proches des observations satellites. En tout cas, on peut voir ici que **WRF** semble meilleur que **CFSR** et ERA-

Intérim.

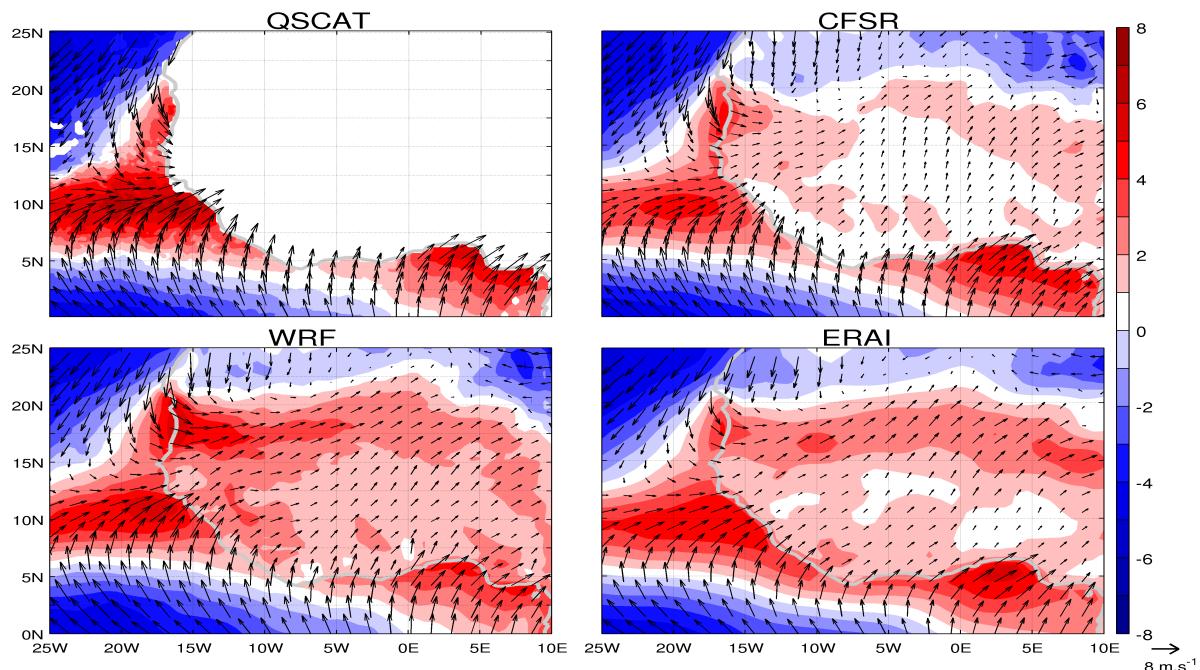


Figure N°4.3 : Moyenne mensuelle du vent de surface vu par QuickSCAT, CFSR, WRF, ERA-Intérim. U,V en vecteur, le vent zonal en couleurs en Août 2006.

4.2.2 Le vent à 925 hPa :

Comme remarqué sur le vent de surface le **WAWJ** est plus au Nord vers 10-12°N dans **WRF** avec un maximum du vent zonal de plus de 7 m/s comparé à **CFSR** où le **WAWJ** se situe vers 8-10°N avec un maximum de l'ordre de 6m/s (**figure 4.4**). Le noyau du jet est bien marqué dans les simulations **WRF**.

Le vent au-dessus du continent est assez différent sur la partie ouest (15-5°W/15-18°N) avec des structures non représentées dans **CFSR**.

Des vents avec une forte composante méridienne sont notés dans la bande de longitude 5W-0°E dans **CFSR**. C'est moins le cas dans **WRF**.

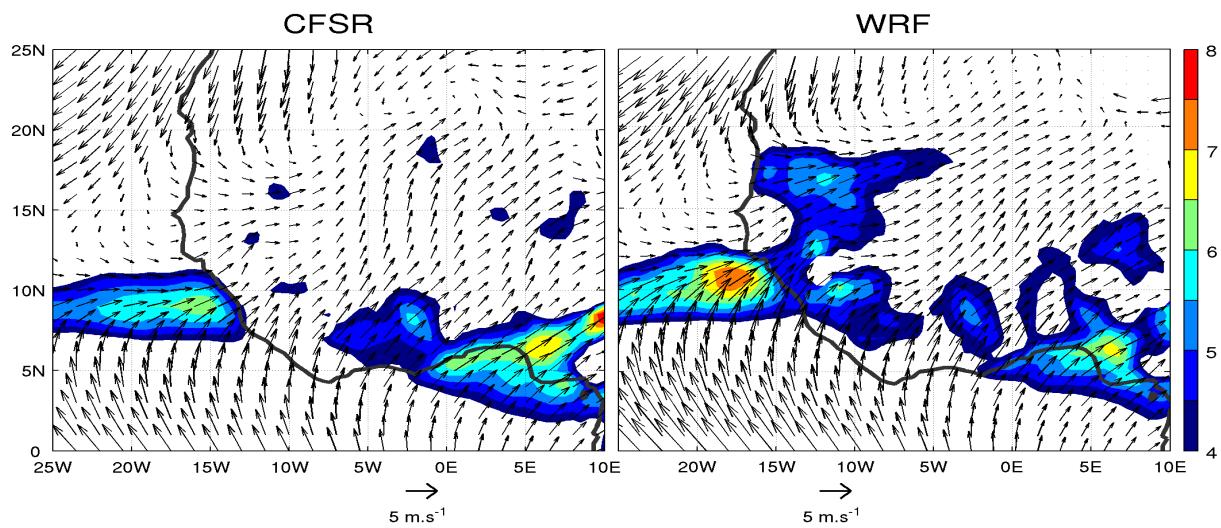


Figure N°4.4 : Moyenne mensuelle en Août 2006 du vent à 925 dans **WRF** et **CFSR** les vents zonaux supérieurs à 4 m/s sont représentés en couleurs.

4.2.3 niveau maximal du jet d'ouest:

La coupe latitude-altitude du vent moyen entre 20-15°W et longitude-altitude du vent moyen à 11°N dans **WRF** est représenté sur la **figure 4.5**. le noyau du jet d'ouest est centré vers 10°N et se situe entre 925-900 hPa. Sa vitesse maximale est de l'ordre de 7m/s. Le jet d'ouest est colocalisé à la **ZCIT** qui est marqué par des vitesses verticales très importantes. L'**AEJ** est maximal vers 600 hPa et le **JOST** est repéré vers 30°N. La distribution verticale est similaire à celle de **CFSR** même si la vitesse maximale du jet d'ouest est plus important dans **WRF**.

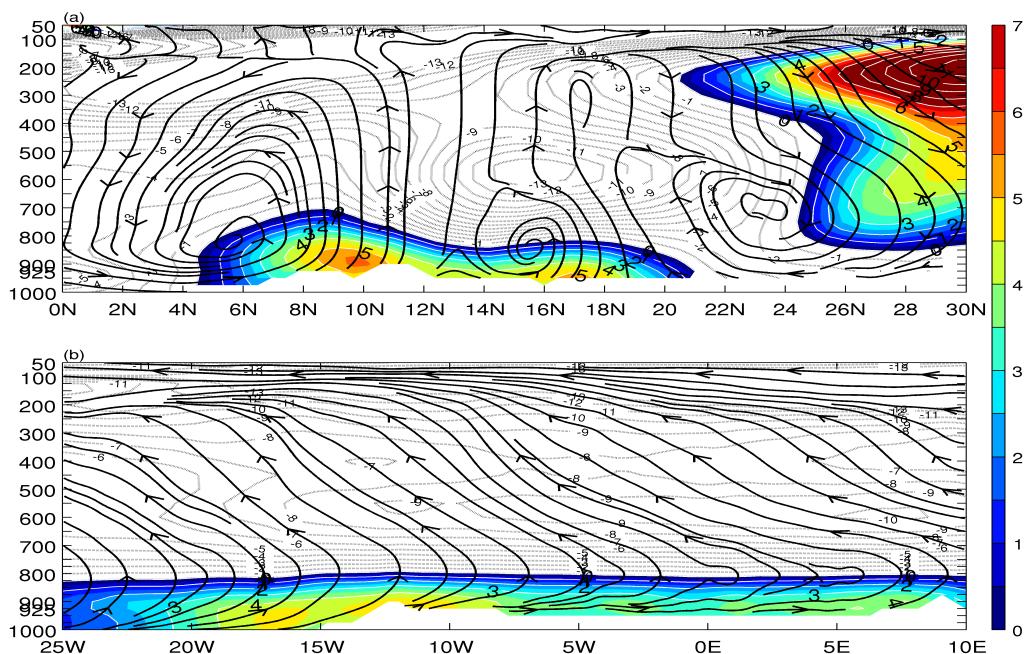


Figure n°4.5: Même que pour la figure 2.6 moyen sur 25.15° et 11°N.

4.2.4 la pluie

La distribution zonale des deux jeux de données est assez similaire. Avec les maximums notés principalement sur l'océan et les zones orographiques. (**Figure 4.6**).

WRF est significativement plus pluvieux que les observations **TRMM** particulièrement au niveau de la **ZCIT** (vers 10°N). Par contre, on peut noter que **WRF** fait plus de précipitations au nord sur le continent en accord avec les données **TRMM**. **CFSR** a en effet des difficultés à simuler de la pluie au nord de 15°N.

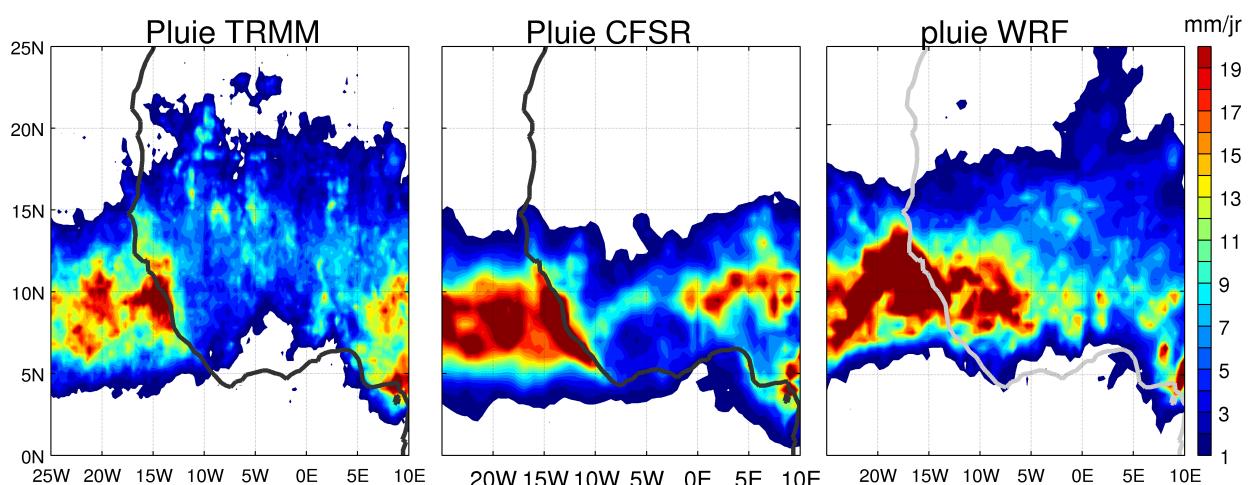


Figure N°4.6: Moyenne mensuelle en Août 2006 de la pluie dans **TMI CFSR** et **WRF**.

Pour conclure on peut dire d'une manière générale que notre simulation **WRF** de référence reproduit avec satisfaction les structures climatiques régionales observées par les satellites.

4.3 Simulations idéalisées :

La **figure 4.7** représente les **SST** en couleurs et le vent de surface en vecteur vu par la simulation de référence, la simulation sans réchauffement, et la simulation sans refroidissement de la **SST**.

La simulation de référence représente bien la distribution spatiale des **SST** avec les maxima notés au niveau du maximum d'ensoleillement entre 2-14°N, le minimum de température est noté au nord de 14°N ainsi qu'au niveau du Golf de Guinée.

La distribution des vents montre la position de la **ZCIT** vers 10-11°N de même que le jet d'ouest.

Sur la figure 4.7 (milieu) on a représenté les anomalies de **SST** et du vent entre la simulation sans refroidissement et la simulation de référence. En effet, en bloquant le

refroidissement, on constate que la région équatoriale, constitue la zone la plus sensibles à ce test. On y note des anomalies positives de températures allant jusqu'à environ 3°K. La structure spatiale du maximum d'anomalie de température à l'aire de coïncider avec la structure de la « lange d'eau froide » (**figure 4.7**, milieu). En effet pendant notre période d'expérience (été boréal, 2006), l'upwelling équatorial se développe et refroidit la région équatoriale, ainsi le blocage du refroidissement, revient à peu près à bloquer le processus d'upwelling à l'Équateur.

A coté de ces anomalies de température engendrées par le blocage de refroidissement, on note dans la latitude du jet, une anomalie cyclonique des vents de surface, centrée autour de 24°W, générant ainsi des anomalies de vents qui sont dirigés vers l'ouest vers 14°N/25-20°W et puis accélérées vers le sud. Cette accélération vers le sud des alizés est d'une part corrélée avec la structure des anomalies de températures, on dirait que le gradient thermique entre les anomalies très chaudes (3°K) à l'Équateur et les celles beaucoup moins chaudes (0.5°K) au nord de 10N, aurait entraîné ces anomalies de vent. D'autre part, on note que l'anomalie cyclonique de vent est également fortement corrélée avec les anomalies de hauteur de géopotentiels (**figure 4.8**, milieu). L'anomalie négative de hauteur de géopotentiels représente une anomalie de dépression, qui aurait tendance à créer autour de lui une anomalie de circulation cyclonique. La structure quasi-géostrophique des anomalies de vent justifierait le contrôle de l'anomalie cyclonique de vent par l'anomalie de dépression au nord de 10N.

On remarque qu'avec le test sans refroidissement, les anomalies de vents dans la région du jet d'ouest sont à la fois corrélées avec les anomalies de **SKT** (donc de **SST**) et avec celle de hauteur de géopotentiels. Mais l'anomalie de hauteur de géopotentiels ny est pas corrélée avec celle de la **SST**. Une anomalie de hauteur de géopotentiels positive serait repérée sur une anomalie de **SST** négative ne qui n'est pas le cas ici (cf **figure 4.8**). Cet anomalie de hauteur de géopotentiels est purement grande échelle, probablement contrôlée par la dynamique interne de l'Atmosphère.

Sur la figure 4.7 (droite), les anomalies de **SKT** et de vent de surface entre la simulation sans réchauffement de la **SST** et celle de référence sont représentées. On voit que contrairement au test sans refroidissement, la zone la plus sensible au blocage du réchauffement est située au nord de 10°N, dans la région d'upwelling côtier du Sénégal, avec des anomalies de refroidissement allant jusqu'à 3°K. On remarque également au sud de 14°N, à coté des anomalies froides de températures, une accélération jusqu'au 7°N, des alizés du nord.

On voit que dans nos deux cas de simulation, le cycle de vie du jet d'ouest est perturbé. En effet localisé vers 10°N dans la simulation de référence il est plus faible dans les simulations avec tests de sensibilités.

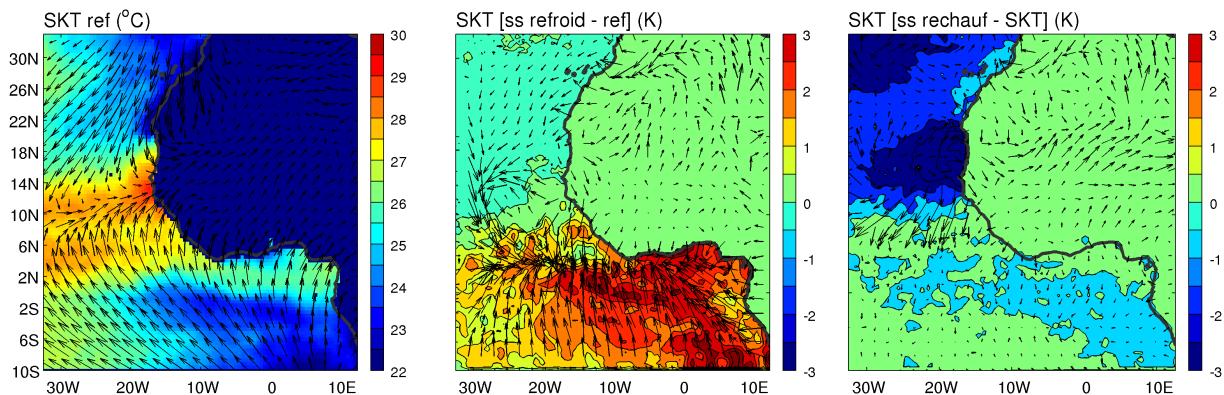


Figure N°4.7: Moyenne mensuelle en Août 2006 du vent de surface (u, v en vecteur) et de la SST en couleurs : de gauche à droite : simulation de référence ; simulation sans refroidissement – simulation de référence ; simulation sans réchauffement – simulation de référence.

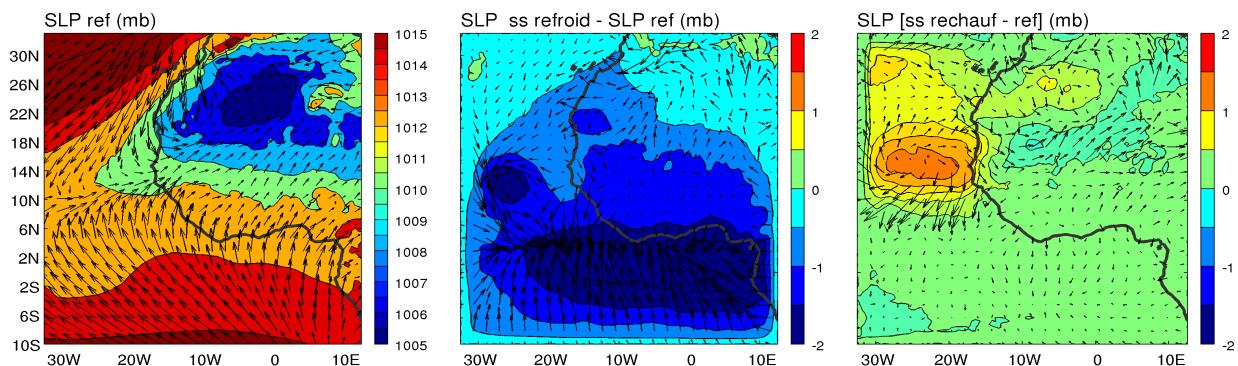


Figure N°4.8 : Même que la figure 4.7 mais en couleurs la température de surface de la mer (sea level pressure: SLP)

L'analyse du flux d'humidité (f) intégré sur la verticale entre 1000 et 925 hPa montre que le transport d'humidité vers le continent est aussi perturbé.

La **figure 4.9** représente f zonal et méridien en vecteur et la divergence d'humidité en couleurs. Le maximum de convergence d'humidité est noté au niveau de la **ZCIT** (vers 10°N sur la simulation de référence et un peu au sud sur les simulations idéalisées).

La répartition spatiale des précipitations est aussi perturbée **figure 4.10**. Le maximum de pluie localisé sur les côtes vers 10°N sur la simulation de référence à fortement diminuer sur les simulations idéalisées. On note que la migration de la **ZCIT** est bloqué à l'est de 20°W, alors qu'à

l'ouest de cette latitude, sa progression vers le nord n'est pas perturbée. Dans les simulation idéalisées le maximum de précipitations se situe principalement au dessous de 10°N(du au blocage de la migration de la **ZCIT**). Ce blocage pourrait s'expliquer par la circulation observée sur les vents de surface (avec les alizés du nord accélérés vers le sud)

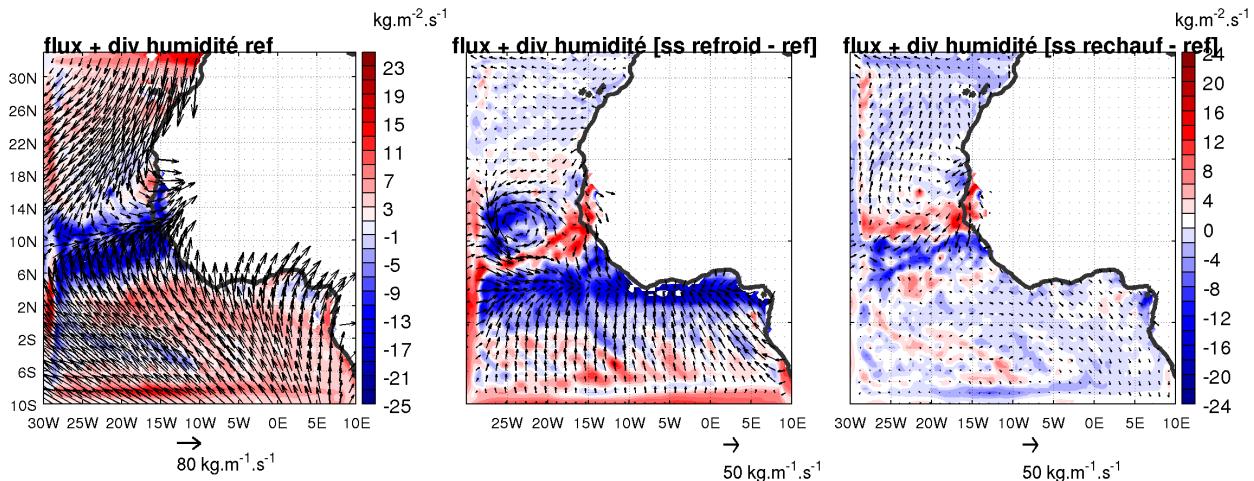


Figure N°4.9 : Moyenne mensuelle en Août 2006 : en vecteurs le flux d'humidité (zonal et méridien) intégré sur la verticale entre 1000 et 925 hPa et sa divergence en couleurs) de gauche à droite : simulation de référence ; simulation sans refroidissement – simulation de référence ; simulation sans réchauffement – simulation de référence

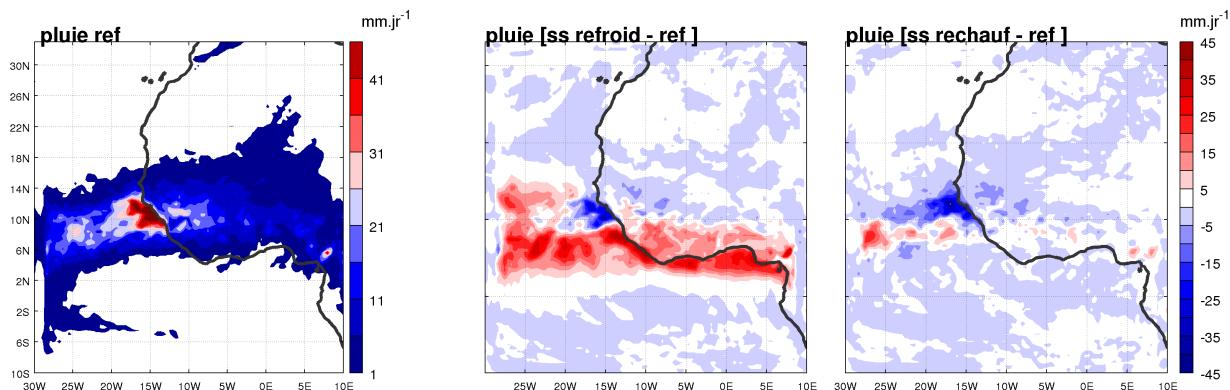


Figure N°4.10 : même que la figure 4.9 mais pour la pluie.

Pour représenter la variation verticale de la hauteur du géopotentiel, du jet d'ouest et de l'**AEJ** sur l'altitude, nous avons fait une coupe latitude-altitude en moyennant de 21 à 91°W. Le vent méridien et vertical sont représentés en vecteur, les anomalies du géopotentiels positives sont colorées en noires et les négatives en mangeta **figure 4.11**.

Par rapport à la simulation de référence, on voit que la position la **ZCIT** est perturbée dans les simulations avec tests de sensibilité. Il se situe vers 5°N sur la simulation sans refroidissement et

vers 7°N sur la simulation sans réchauffement. Les anomalies négatives de hauteurs de géopotentiels sont localisées vers les basses couches dans la simulation sans refroidissement et vers la haute troposphère pour la simulation sans réchauffement. Une position de l'AEJ plus au nord (vers 10°N) est aussi noté sur la simulation sans réchauffement.

La distribution verticale de l'humidité spécifique montre une forte humidification entre 0-5°N du à la présence de la **ZCIT** par contre un assèchement est noté au nord de 20°N. Dans la simulation sans réchauffement on note toujours ce contraste sur la distribution spatiale de l'humidité spécifique mais l'assèchement au nord est plus marqué.

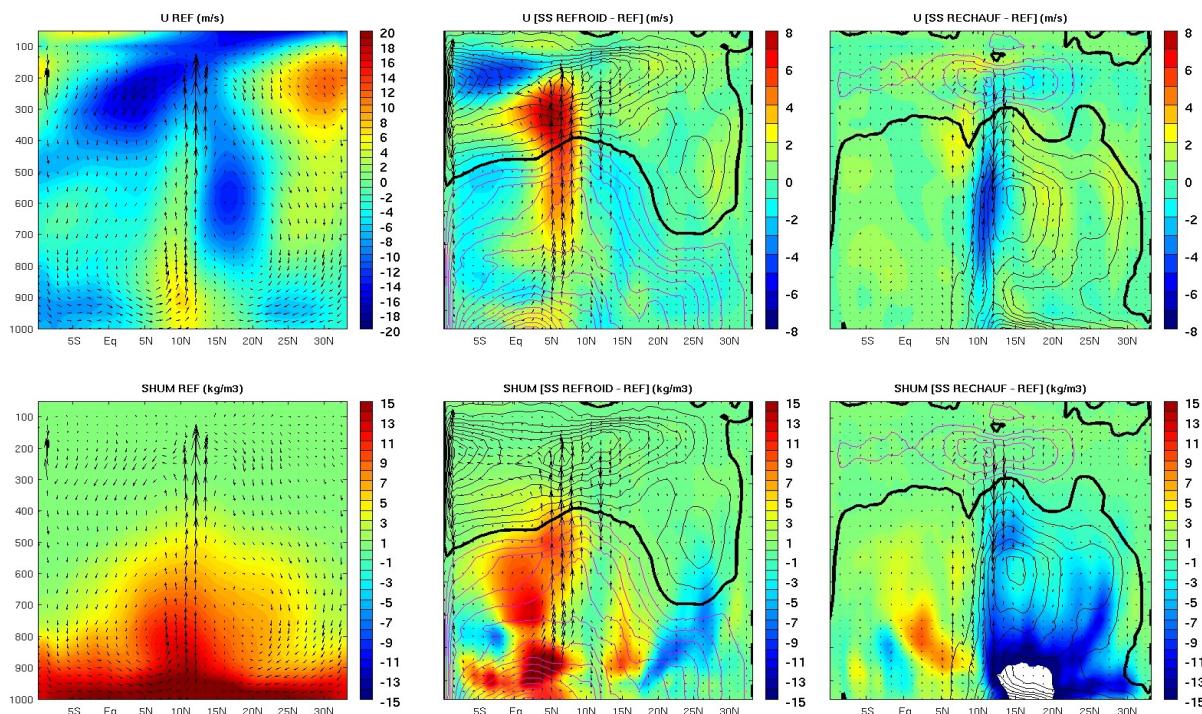


Figure N°4.11 : coupe latitude-altitude du vent zonal moyen entre 21-19°W. le vent zonal en couleurs, le vent méridien et vertical en vecteur et les anomalies de hauteurs du géopotentiels en contour (les valeurs positives en noir et les valeurs négatives en mangenta).

Conclusion et perspectives:

L'étude présentée dans ce rapport décrit la variabilité inter-annuelle du jet d'ouest sur la décennie 2000-2009 et son impact sur le cycle de l'eau à l'aide des réanalyses **CFSR**. Cette étude a aussi permis, à l'aide de simulations régionales idéalisées et réalisées avec **WRF**, de mettre en évidence le rôle important du gradient méridien des températures de surfaces océaniques en Atlantique Équatorial Est dans la variabilité du jet d'ouest.

Les réanalyses CSFR ont été validées à l'échelle intra-saisonnière par rapport aux données de référence que constituent les observations satellite dans la description des cycles de vie du jet d'ouest. A partir de ces données, l'étude de la variabilité du jet d'ouest sur la décennie 2000-2009 a montré que la dépression thermique du Sahara joue un rôle prépondérant sur la formation du jet d'ouest.. En effet pendant l'année 2000 une anomalie positive de pression peut être notée au niveau du Sahara, inhibant en premier lieu la dépression océanique et perturbant par la suite le cycle de vie du jet d'ouest. Dans ce cas l'effet noté est une situation de jet d'est très faible. A l'inverse en 2007 une dépression océanique plus marquée que la normale climatologique entraîne le développement d'un jet d'ouest de forte amplitude. On a vu aussi que la position en latitude de l'**AEJ** influe sur l'intensité du jet d'ouest. Un **AEJ** plus au nord entraîne un jet d'ouest plus fort.

Le jet d'ouest joue un rôle important dans le cycle de l'eau en Afrique de l'ouest. Il représente une source essentielle d'humidité venant de l'est de l'océan. Un jet fort est associé à un transport d'humidité plus important vers l'Afrique de l'ouest et inversement.

On a aussi vu que le modèle régional **WRF** simule très bien le jet d'ouest et nous a permis de consolider le rôle essentiel du jet d'ouest sur le transport d'humidité en Afrique de l'ouest et principalement vers les côtes sénégalaises, gambiennes et celles de la Guinée Bissau. Les simulations idéalisées en bloquant le refroidissement ou le réchauffement de la température de surface océanique ont permis de souligner le rôle important par les interactions air-mer dans la région. Et ainsi voir le rôle important de la migration de la **ZCIT** dans la formation du jet

Nos résultats sont en accord avec ceux de *Grodsky et al (2003)*, *Pu et Cook, (2010 et 2012)* et vont plus loin dans le rôle de la **SST** dans la mise en place et la variabilité du jet d'ouest dans les basses couches de l'atmosphère. Le jet d'ouest mérite d'être considéré comme un élément essentiel pour expliquer les modes de variabilités de la mousson ouest-africaine, particulièrement au niveau du Sahel.

La simulation du jet d'ouest sur l'année 2006 a été déterminé par la disponibilité des données de forçages sur cette période.

Il serait intéressant en perspectives de faire l'étude sur les deux années particulières à savoir 2000 et 2007 pour voir plus en détail le contraste. On pourrait étendre l'analyse sur le transport d'humidité à une analyse plus complète du cycle de l'eau via une quantification plus précise des termes du bilan d'eau. Également faire le lien avec le bilan d'énergie pourrait être très intéressant pour comprendre le rôle éventuel des nuages dans la modulation en intensité du jet d'ouest.

D'autres expériences numériques pourraient être envisagées également pour notamment illustrer le rôle des upwellings régionaux dans la modulation du climat en Afrique de l'ouest à des échelles temporelles fines.

Bibliographie

- Adler, R. F., and Coauthors (2000):** The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present). *J. Hydrometeor.*, 4, 1147–1167.
- Burpee, R. W. (1972):** The Origin and Structure of Easterly Waves in the Lower Troposphere of North Africa. *J. Atmos. Sci.*, 29, 77–90.
- Cadet, D. L., and O. Nnoli (1987),** Water vapour transport over Africa and the Atlantic Ocean during summer 1979, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 113, 581–602, doi:10.1002/qj.49711347609.
- C. D. Thorncroft, M. Blackburn (1999)** Maintenance of the African easterly jet. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 125:555, 763-786.
- Druyan, L. M. (1989):** Advances in the study of sub-Saharan drought. *Int. J. Climatol.*, 9, 77–90.
- Frank J. Wentz, Chelle Gentemann, Deborah Smith, and Dudley Chelton (2000): 847-850.**
Satellite Measurements of Sea Surface Temperature Through Clouds.
- Florent Beucher ,** Manuel de Météorologie générale : des Alizés au cyclone : Tomes 1 et 2
- Gamo M. (1996) :** Thickness of the dry convection and large-scale subsidence above deserts.
Bound.-layer Meteorol., 79 :265–278.
- Grodsky, S. A., J. A. Carton, and S. Nigam, (2003):** Near surface westerly wind jet in the Atlantic ITCZ. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 2009, doi:10.1029/2003GL017867.
- Huffman, G. J., et al. (2007):** The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales, *J. Hydrometeorol.*, 8, 38–55, doi:10.1175/JHM560.1.

Kidson, J. W. (1977): African rainfall and its relation to the upper air circulation. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 103, 441–456.

Long, M., D. Entekhabi, and S. E. Nicholson (2000): Interannual variability in rainfall, water vapor flux, and vertical motion over West Africa. J. Climate, 13, 3827–3841.

Marion Leduc-Lebailleur, Influence océanique du Golfe de Guinée sur la mousson en Afrique de l'ouest, Thèse de Doctorat. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI (08/02/2012).

Meynadier, R., O. Bock, F. Guichard, A. Boone, P. Roucou, and J.-L. Redelsperger (2010): West African Monsoon water cycle: 1. A hybrid water budget data set, J. Geophys. Res., 115, D19106, doi:10.1029/2010JD013917.

Meynadier R, Analyse multi-échelle du cycle de l'eau dans la mousson africaine à l'aide d'observations GPS Thèse de Doctorat. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI (26/03/2010).

Mitchell, T. D., and P. D. Jones (2005): An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. Int. J. Climatol., 25, 693–712.

NCAR, 2005: ERA40 T106 analysis fields on pressure surfaces, created at NCAR. CISL Research Data Archive, Boulder, CO, dataset ds127.1.

S. E. Nicholson (2009): A revised picture of the structure of the monsoon and land ITCZ over West Africa. Climate Dynamics, vol. 32, pages 1155– 1171.

Parker, D. J., et al. (2008): The AMMA Radiosonde Program and its implications for the future of atmospheric monitoring over Africa, Bull. Am. Meteorol. Soc., 89, 1015–1027, doi:10.1175/2008BAMS2436.1.

Pu, B., and K. H. Cook (2010): Dynamics of the West African westerly jet. J. Climate, 23, 6263–6276.

Pu and Cook (2012): Role of the West African Westerly Jet in Sahel Rainfall Variations. *J. Climate*, 25, 2880–2896.

Reynolds, Richard W., Thomas M. Smith, Chunying Liu, Dudley B. Chelton, Kenneth S. Casey, Michael G. Schlax (2007): Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature. *J. Climate*, 20, 5473–5496.

Simmons, A., S. Uppala, and D. Dee (2007a): Update on ERA- Interim. ECMWF Newsletter, No. 111, ECMWF, 5.

Simmons, A., S. Uppala, and D. Dee, and S. Kobayashi (2007b): ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. ECMWF Newsletter, No. 110, ECMWF, 25–35.

Skamarock W, Klemp JB, Dudhia J, Gill DO, Barker DM, Duda MG, Huang XY, Wang W, Powers JG. (2008): A description of the advanced research WRF version 3, NCAR, technical note, NCAR/TN- 475+(STR).

Uppala, S. M., and Coauthors (2005): The ERA-40 Re-Analysis. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 131, 2961–3012.

webographie

<http://system.solaire.free.fr>

<http://tel.archives-ouvertes.fr/docs/>

http://ruc.noaa.gov/wrf/WG11/wrf_tutorial_2012/

<http://fr.wikipedia.org/>