



HAL
open science

Processus Physiques Responsables de l'Établissement et de la Variabilité de la Mousson Africaine

Lucas Besson

► **To cite this version:**

Lucas Besson. Processus Physiques Responsables de l'Établissement et de la Variabilité de la Mousson Africaine. Océan, Atmosphère. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2009. Français. NNT : . tel-00420498

HAL Id: tel-00420498

<https://theses.hal.science/tel-00420498>

Submitted on 29 Sep 2009

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

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



PROJET DE THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE

Spécialité
Physique de L'atmosphère

Ecole doctorale
Sciences de l'environnement de l'Ile-de-France

Présentée par
Lucas BESSON

Pour obtenir le grade de
DOCTEUR de l'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

Sujet de la thèse

**PROCESSUS PHYSIQUES RESPONSABLES DE L'ETABLISSEMENT ET DE LA
VARIABILITE DE LA MOUSSON AFRICAINE**

Soutenue le 26 Mars 2009, devant le jury composé de :

Mme. Laurence Picon	Présidente
M. Bernard Fontaine	Rapporteur
M. Mathieu Nuret	Rapporteur
M. Olivier Bock	Examineur
M. Serge Janicot	Examineur
M. Roberto Vicente Calheiros	Examineur
M. Yvon Lemaître	Directeur de thèse

REMERCIEMENTS

Mes remerciements vont naturellement en premier lieu à Yvon LEMAÎTRE qui a dirigé ce travail, pour m'avoir permis de découvrir le monde de la météorologie. Je lui suis reconnaissant de m'avoir transmis ses connaissances en physique, et pour la confiance qu'il m'a accordé au cours de ces trois ans.

Je remercie aussi Alain PROTAT, qui n'a pas eu peur de fait confiance à un biologiste de formation pour réaliser cette thèse, si loin du planché des vaches. Punk is not Dead !

J'exprime toute ma reconnaissance à Mme Laurence PICON, Professeur à l'Université PARIS VI, qui a présidé le jury de thèse. Mes remerciements vont également à M. Bernard FONTAINE et M. Mathieu NURET qui ont rapporté ce travail, ainsi qu'à M. Olivier BOCK M. Roberto CALHEIROS et M. Serge Janicot qui ont accepté de faire partie du jury.

Merci à Nicolas VILTARD, collègue de bureau, qui m'aura tant aidé pour me sortir des labyrinthes et autres méandres de l'informatique et de la programmation. RTFM !

A Georges SCIALOM pour m'avoir permis de découvrir les radars météorologiques, et par la même occasion le Bénin, ainsi qu'à Dominique BOUNIOL, Hélène BROGNIEZ et Artemio PLANAFATTORI pour leur disponibilité et leurs précieux conseils.

Comme c'est toujours plus sympa d'être deux pendant les « pauses », merci à Brigitte MOREAU de m'avoir tenu compagnie. Manuel GIRAUD, merci pour les séances d'escalade, les apéros au Sputnik et surtout pour tes précieuses connaissances en informatique.

Je ne saurais finir sans remercier tous les membres, ex, actuels et nouveaux de la famille ABM, qui m'ont entouré, soutenu et fait me sentir bien dans ce labo, les anciens Julien et Aurélie, pour m'avoir particulièrement bien accueilli, les actuels Raquel, Fadéla, Claire, Sonia et Thomas qui au quotidien se sont révélés être des perles, même à Mathieu qui

est parti se la couler douce en Australie, et à la petite nouvelle, Sarah, à qui je souhaite bonne chance.

Merci aussi à Pétronille et Samo, pour leurs fraîcheurs et leurs sympathies, qui m'ont apporté un peu de Burkina-Faso et de Sénégal !

J'ai une pensée particulière pour BARIBA, fidèle et dévouée machine de calcul qui n'a jamais craqué sous la pression des jobs et autres travaux que je lui ai ordonné d'effectuer, même si parfois elle a râlé et fait quelques blagues, et sans qui rien n'aurait pu être possible ! Elle aura quand même rendu les armes deux mois après la soutenance !

Je tiens enfin à remercier tout particulièrement ma famille et mes amis, qui ont dû endurer pendant trois ans mon humeur, et ce fut ne visiblement pas toujours facile.

RESUME

La Mousson Ouest Africaine est un système complexe, qui présente des variations interannuelles très importantes. Ces variations se traduisent par des fluctuations considérables des précipitations sur le continent. Avoir une meilleure compréhension du système complexe qu'est la mousson africaine peut permettre de mieux cerner les mécanismes qui influencent la production des précipitations sur le Sahel. La première partie de ce travail de thèse consiste en une comparaison entre deux saisons de mousson aux régimes de précipitations différents afin d'extraire les caractéristiques communes et différentes, pour les appliquer à l'étude de la saison de mousson durant laquelle s'est déroulée la campagne AMMA. Cette étude est complétée par une compréhension des processus dynamiques et thermodynamiques qui sont à l'origine du déclenchement de l'Onset de la mousson, et qui permettent l'installation des conditions favorables au développement des précipitations sur le Sahel. Le second volet est basé sur les mécanismes physiques qui entrent en compte dans le cycle de vie des lignes de grains sur le Sahel. Enfin, la dernière partie traite de l'impact des systèmes de méso – échelle sur leur environnement en terme de bilan de chaleur et d'humidité dans le quadrilatère sud de l'expérience AMMA.

MOTS CLEFS : Mousson Africaine, AEJ, TEJ, Onset, Systèmes convectifs de méso-échelle, Bilan de chaleur, Bilan d'humidité, Vecteur J.

ABSTRACT

The West African Monsoon is a complex system, with some important inter-annual variations. These variations show up in significant fluctuations of precipitation on the African continent. A better knowledge of the complex system of the monsoon is needed in order to understand the mechanisms that influence the production of the precipitation over the Sahel. The first part of this work consists in a comparison between two monsoon seasons with different precipitation contents, to extract the main identical and different characteristics, and to apply them on the AMMA monsoon season. This study is completed by an analysis of the dynamical and thermodynamical process at the origin of the Onset, which permits the installation of the favourable condition for the precipitation over the Sahel. The second part is devoted to physical mechanisms implied in the life's cycle of the squall line. The last part discusses the impact of the meso – scale convective systems on their environment, in terms of heat and water budgets in the southern quadrilateral of the AMMA experiment.

KEY WORD : African Monsoon, AEJ, TEJ, Onset, Meso-scale convective systems, Heat budget, Water budget, J vector.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE I : RAPPELS BIBLIOGRAPHIQUES.....	5
1. SITUATION DE L'AFRIQUE DE L'OUEST	5
2. CIRCULATION GENERALE DE GRANDE ECHELLE	6
2.1. Cellules de Hadley.....	7
2.2. Cellule de type Walker (Est – Ouest).....	8
3. LA MOUSSON OUEST AFRICAINE	9
3.1. Le Flux de Mousson.....	10
3.2. L'Harmattan.....	11
3.3. Dynamique du FIT.....	11
3.4. Zone de Convection Inter-Tropicale (ITCZ) ou convection profonde humide.....	13
3.5. La dépression thermique saharienne - Heat Low (HL)	14
3.6. Jet d'Est Africain (AEJ).....	14
3.7. Jet d'Est Tropical (TEJ).....	16
3.8. Jet d'Ouest Sub Tropical (JOST).....	18
4. PRECIPITATIONS EN AFRIQUE DE L'OUEST	20
4.1. Evolution saisonnière des précipitations de la Mousson Ouest Africaine	20
4.2. L'Onset.....	20
4.2.1. Déclenchement de l'Onset.....	21
4.2.2. Détermination de l'Onset.....	21
4.3. Précipitations issues de l'ITCZ	22
4.4. Structure verticale, intensité et variabilité des systèmes Lignes de Grains.....	25
4.5. Instabilités - Notion d'énergie convective potentielle (CAPE : Convective Available Potential Energy) et d'inhibition convective (CIN : Convective Inhibition).....	29
5. ROLE DE LA SURFACE.....	31
5.1. Distribution de la végétation en Afrique de l'Ouest et ses moyens d'interactions.....	31
5.2. Contraste de température continent – océan.....	33
5.3. Gradient d'Humidité du sol – Impact de la végétation.....	34
6. DEMARCHE ADOPTEE	37
CHAPITRE II : COMPARAISON ENTRE DEUX SAISONS DE MOUSSONS AFRICAINES	39
1. METHODOLOGIE.....	39
1.1. Principe	39
1.1.1. Le domaine	39
1.1.2. La méthode	40
1.1.3. Evaluation de la méthode.....	40
1.2. Choix des années d'étude.....	41
1.3. Jeux de données utilisées.....	42
1.3.1. Les réanalyses Européennes de l'ECMWF (ERA-40)	42
1.3.2. Les réanalyses américaines du NCEP / NCAR.....	43
1.3.3. Comparaison entre les ERA-40 et NCEP	43
2. COMPARAISON ENTRE DEUX SAISONS DE MOUSSON	47
2.1. Analyse du régime de pluie ECMWF pour 1999 et 2000	47
2.2. Analyse des champs de haute altitude	50
2.3. Analyse des champs de moyenne altitude.....	54
2.4. Analyse des champs de basse altitude	58
2.5. Analyse de l'instabilité atmosphérique.....	60

2.5.1. Evolution du CAPE lors de la Mousson Africaine	60
2.5.2. CAPE et précipitations	62
2.5.3. Origine du CAPE.....	64
2.5.4. Production du CAPE	66
2.6. Conclusion.....	72
3. APPLICATION A LA MOUSSON 2006 – CAMPAGNE AMMA	75
3.1. Jeu de données.....	76
3.1.1. Analyse Opérationnelle du Centre Européen de Prévision à Moyen Terme (OPERA)	76
3.1.2. Les Estimations des Précipitations par SATellite – Seconde Génération (EPSAT-SG)	76
3.2. Analyse des champs à haute altitude	77
3.3. Analyse des champs à moyenne altitude.....	79
3.4. Analyse des champs à basse altitude	79
3.5. Analyse de l’instabilité atmosphérique.....	80
3.5.1. Comparaison Analyses OPERationnelles / EPSAT-SG / CAPE	80
3.5.2. Origine du CAPE.....	81
3.6. Spécificité de la Saison 2006.....	82
4. CONCLUSION.....	83

CHAPITRE III : INTERACTION ENTRE LES LIGNES DE GRAINS ET LEUR ENVIRONNEMENT DYNAMIQUE ET THERMODYNAMIQUE 85

1. OBJECTIFS SCIENTIFIQUES	85
2. INTERACTION DYNAMIQUE ATMOSPHERIQUE – LIGNE DE GRAINS	85
2.1. Validation de la comparaison entre les images MSG et les analyses Opérationnelles du CEPMMT..	85
2.2. Interactions.....	87
2.2.1. Relation TEJ / LG.....	87
2.2.2. Relation AEJ / LG	92
2.2.3. La Ligne de Grains et son environnement dynamique.....	93
3. CYCLE DE VIE D’UNE LIGNE DE GRAINS AFRICAINE	94
3.1. Sélection d’un cas d’étude.....	94
3.2. Stade d’initiation : 27 Juillet 2006 à 1800 UTC.....	96
3.3. Stade mature : 28 Juillet 2006 à 0600 UTC.....	99
3.4. Stade de dissipation : 29 Juillet 2006 à 0600 UTC	101
3.5. Bilan du cycle de vie.....	104
4. APPROCHE VECTEUR J	104
4.1. Vecteur J : définition et propriétés	105
4.2. Application théorique	106
4.3. Applicabilité à la région tropicale.....	108
4.4. Application au cas d’étude du 28 Juillet 2006	112
4.4.1. Flux de PV.....	112
4.4.2. Composante non advective du vecteur J.....	114
4.5. Bilan sur l’utilisation du Vecteur J.....	115
5. CONCLUSION.....	115

CHAPITRE IV : BILANS D’ENERGIE ET D’HUMIDITE DANS LE QUADRILATERE DE L’EXPERIENCE AMMA (POI 2006)..... 117

1. LA METHODE MANDOPAS 3D	117
1.1. Principe	118
1.2. Formulation mathématique	118
1.3. Application de la méthode sur des données simulées	120
1.3.1. Champ de vent simulé	120
1.3.2. Calcul de la pondération des contraintes pour MANDOPAS bilinéaire	121
1.3.3. Sensibilité aux contraintes	122
1.3.4. Sensibilité au remplissage.....	126
1.3.5. Conclusion.....	131
2. VALIDATION DE LA METHODE MANDOPAS 3D SUR DES CHAMPS DE VENT REALISTES	131
2.1. Evaluation à partir de Méso-NH.....	131
2.2. Evaluation à partir des OPERA	133
3. APPLICATION A L’EXPERIENCE AMMA	134
3.1. Le quadrilatère Sud et les POI (20-30 juin, 3-13 Août) de l’expérience AMMA	134
3.2. Restitutions des champs de vent	136
3.2.1. Cas du 24 Juin 2006 à 0600 UTC.....	136
3.2.2. Cas du 11 Août 2006 à 0900 UTC.....	138

3.2.3. Séries temporelles.....	140
3.3. <i>Restitutions des bilans de chaleur et d'humidité</i>	142
3.3.1. Evaluation des bilans à partir des radiosondages de l'expérience AMMA	142
3.3.2. Evaluation des bilans à partir du Centre Européen	148
3.3.3. Evolution des bilans lors du passage d'une ligne de grains	151
3.3.4. Evolution saisonnière des bilans.....	156
4. CONCLUSION	167
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES	169
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	177
ANNEXES	185
ANNEXE A : CALCUL DU CAPE	187
ANNEXE B : VECTEUR J	189
ANNEXE C : LES BILANS DE CHALEUR ET D'HUMIDITE	193

Introduction

L'origine du mot "mousson" vient de l'arabe "mawsin" qui signifie saison. La mousson représente le renversement saisonnier de la direction des vents, et par conséquent de la présence des pluies. Par extension et abus de langage, les régions terrestres subissant une alternance entre saison sèche et saison humide sont appelées « zones de mousson » (Peyrillé, 2006). Or toutes les régions possédant une saison des pluies ne sont pas des zones de mousson. Pour être définie comme tel, une saison des pluies doit strictement respecter les critères établis par Ramage (1971) qui sont un changement de la direction du vent entre Janvier et Juillet d'au moins 120° (inversion des alizés), une fréquence moyenne d'occurrence de chaque régime de vent supérieure à 40% en Juillet et Janvier, et un vent moyen supérieur à 3 m/s pendant au moins un mois.

Les principales zones de mousson en accord avec ces critères sont l'Asie du Sud – Est avec la Mousson Indienne, l'Afrique de l'Ouest et la partie sud du continent Africain, mais aussi le Nord – Ouest de l'Australie. Ces régions sont localisées là où la Zone de Convergence Inter Tropicale (ITCZ) réalise sa plus grande oscillation saisonnière.

Pour l'Afrique de l'Ouest, la mousson a lieu lors de l'été boréal (de Juin à Septembre) passant d'une position côtière, le long du Golfe de Guinée (5°N), à une position plus au Nord, loin dans les terres, sur le Sahel (10°N), à la limite Sud du Sahara. Ce décalage vers le Nord de la convection permet le développement des précipitations intenses vers la zone sahélienne très dépendante de ces apports puisque ce sont les seules sources d'eau de cette région. La Mousson Africaine n'est pas d'une intensité régulière d'une année à l'autre comme le montre Grist et Nicholson (2001), ce qui explique parfois des sécheresses très importantes. Les sécheresses provoquées par ces irrégularités dans le régime pluviométrique ne sont pas seulement limitées au Sahel, mais sont aussi observées sur les côtes du Golfe de Guinée (Lebel *et al.*, 2000). Le déficit hydrique de ces régions a un fort impact sur la croissance et sur le développement économique notamment sur l'agriculture, principale ressource des pays de l'Afrique de l'Ouest. Ces sécheresses sont la signature de la variabilité du climat en Afrique

de l'Ouest. Or, cette variabilité temporelle est toujours difficile à évaluer même en connaissant l'un de ses facteurs climatiques dominant qu'est la Mousson de l'Afrique de l'Ouest (MAO). Ces difficultés sont principalement dues aux interactions complexes entre l'atmosphère, la biosphère et l'hydrosphère qui semblent contrôler la dynamique de la Mousson de l'Afrique de l'Ouest et le cycle de vie des systèmes pluviométriques. Le climat Africain a un impact direct sur les régions avoisinantes, comme l'illustre la corrélation connue entre précipitations au Sahel et cyclones sur l'Atlantique.

Dans le but de comprendre ces interactions et ces variations, la communauté internationale a mis en place un programme d'Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine (AMMA), s'échelonnant sur la période 2001 – 2012, dont les deux principaux buts sont :

- Améliorer la compréhension de la Mousson Africaine de l'Ouest et de son influence sur l'environnement physique, chimique et de la biosphère aux échelles régionale et globale,
- Produire les connaissances qui permettront de relier la variabilité du climat aux problèmes de santé, de ressources en eau et de sécurité alimentaire pour les nations de l'Afrique de l'Ouest et de définir ainsi les stratégies de surveillance appropriées.

La Mousson Ouest Africaine subit de très fortes variations interannuelles qui se traduisent par des différences notable terme de précipitations. Ces variations ont un impact, direct ou indirect, crucial sur les conditions de vie des populations de ces régions.

Le déclenchement de la mousson (Onset) est classiquement défini (voir par exemple Sultan et Janicot, 2003) comme une migration subite (en quelques jours) des précipitations vers le nord, sans critère dynamique ou thermodynamique encore clairement identifié qui permettrait de caractériser ou d'expliquer cette mise en place.

Les objectifs scientifiques du travail présenté dans ce document s'insèrent dans le contexte des objectifs du programme AMMA définis ci-dessus, et concerne l'amélioration des connaissances actuelles sur les différents processus physiques qui entrent en jeu dans l'installation de la mousson africaine, et dans le cycle de vie des systèmes convectifs de méso – échelle.

Plus précisément, ce travail tente d'identifier les processus dynamiques et thermodynamiques à l'origine de cette migration et plus particulièrement ceux qui conduisent aux conditions favorables à l'installation des précipitations sur le Sahel.

Dans ce document de synthèse de ce travail sera présenté dans un premier temps un rappel (Chapitre I) des connaissances actuelles sur la Mousson Ouest Africaine. Dans un second temps (Chapitre II), une étude des mécanismes prenant part à l'installation de la mousson africaine sur deux moussons contrastées en terme de précipitations sera présentée. La troisième partie (Chapitre III) décrit les différents processus environnementaux qui favorisent le développement et l'entretien des lignes de grains qui sont à l'origine de 80% des pluies sur le Sahel. Enfin, la dernière partie (Chapitre IV) porte sur l'impact énergétique et hydrique des systèmes convectifs sur leur environnement.

Le fleuve Niger est généralement considéré comme la frontière septentrionale de cette région, tandis que sa frontière orientale plus floue, est placée soit le long du Bénoué, soit sur une ligne reliant le mont Cameroun au lac Tchad ($\approx 15^\circ$ E).

L’Afrique de l’Ouest couvre une surface de 6 140 000 km², soit environ un cinquième du continent africain. La grande majorité de la région est composée de plaines dont l’altitude est inférieure à 300 mètres. Plusieurs sommets isolés de 1000 mètres parsèment la côte sud. La partie septentrionale est occupée par le Sahel, zone de transition aride à semi-aride entre le désert du Sahara et l’Afrique intertropicale. Le Sahel forme une bande longitudinale, large de 160 à 240 kilomètres.

2. Circulation générale de grande échelle

Le climat terrestre est gouverné par une répartition inégale de l’énergie absorbée à sa surface par le système terre – océan – atmosphère. Il existe en effet une forte variation méridienne du bilan radiatif entre l’équateur, où l’énergie solaire est maximale, et les pôles fortement déficitaires (Figure I-2). Les régions polaires reçoivent en moyenne sur l’année deux fois moins de rayonnement solaire que les régions équatoriales et tropicales. L’énergie absorbée par la Terre suit la même tendance que le rayonnement solaire. La différence entre le rayonnement solaire incident et l’énergie absorbée est la partie réfléchiée par la Terre vers l’espace. La Terre est aussi une source d’émission d’énergie. Les régions polaires émettent moins de rayonnement que les régions équatoriales et tropicales, même si ce contraste est moins marqué que pour le rayonnement absorbé.

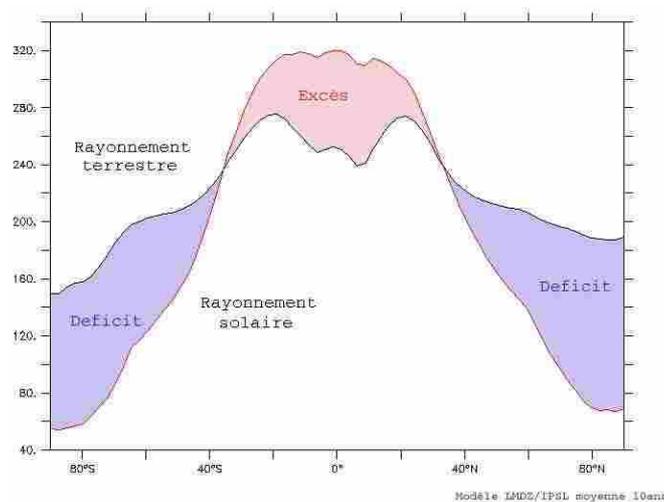


Figure I-2 : Bilan radiatif de l’atmosphère (W.m⁻²) (Gastineau, 2008).

Les régions polaires émettent plus d'énergie qu'elles n'en reçoivent, alors que dans la région équatoriale, la situation est inversée. On retrouve donc un bilan radiatif fortement bénéficiaire à l'équateur et fortement déficitaire aux pôles.

On observe ce même déséquilibre du bilan radiatif sur la verticale, l'atmosphère étant quasi transparente au rayonnement solaire, excepté dans les basses couches. Ainsi la majeure partie du rayonnement est absorbée près de la surface de la Terre. Au contraire, le flux radiatif émis par la Terre vers l'espace, a pour origine les hautes couches de l'atmosphère. L'atmosphère est donc en moyenne chauffée dans les basses couches et refroidie dans les hautes couches. On retrouve ainsi un bilan radiatif fortement bénéficiaire dans les basses couches et fortement déficitaire en altitude.

Ces déséquilibres radiatifs horizontaux et verticaux sont à l'origine de la mise en circulation des masses d'air autour du globe. Pour réduire ces gradients, des circulations de grande échelle se mettent en place en particulier celle appelée cellules de Hadley. Cette circulation donne un aperçu moyen de l'écoulement, comme nous le verrons dans la suite. Elle ne tient pas compte de la variabilité zonale et temporelle due aux forts gradients zonaux de température de surface des océans (SST) ainsi que du chauffage non-adiabatique. Ces deux types de gradient sont en effet à l'origine d'un deuxième type de circulation moyenne, perpendiculaire aux cellules de Hadley, pouvant localement être très intense et la dominer: la cellule de type Walker.

2.1. Cellules de Hadley

Les cellules de Hadley d'orientations méridionales (Figure I-3) possèdent une branche ascendante centrée sur la Zone Convergence Inter Tropicale (ZCIT ou ITCZ en anglais). Les vents qui convergent vers cette zone sont appelés les alizés et apportent l'énergie accumulée dans les tropiques sous forme de chaleur latente (LE) et sensible (H), ce qui a pour effet d'augmenter la quantité d'Energie Statique Humide (ESH ou MSE en anglais), et produire de l'énergie cinétique. La convergence en surface et le profil vertical instable de cette zone favorisent la convection profonde, qui permet un transport vertical de cette énergie des basses couches vers la tropopause. Au cours de son ascension, l'air devient de moins en moins humide, (« consommation » de la vapeur d'eau par le processus de condensation au sein de la convection). La chaleur latente ainsi libérée se transforme en énergie potentielle et cinétique. Les branches horizontales supérieures des cellules de Hadley transportent l'énergie des

régions excédentaires, que sont la zone équatoriale et les tropiques, vers les régions déficitaires plus proches des pôles.

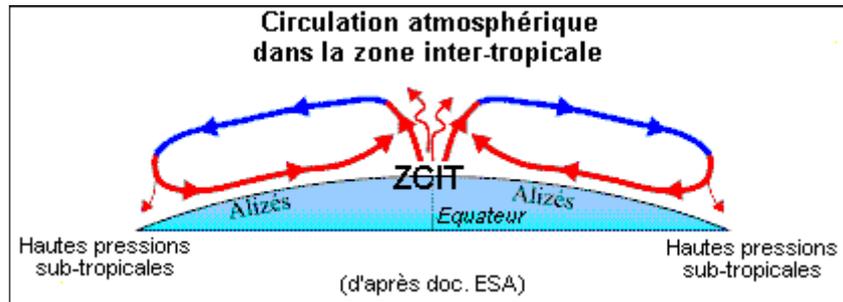


Figure I-3 : Cellules de Hadley, coupe méridionale (doc. ESA).

Les cellules de Hadley transportent cette énergie potentielle jusqu'à environ 30° de latitude, où s'équilibre la force de gradient de pression pôle – équateur et le paramètre de Coriolis. Du fait de la conservation du moment angulaire des particules d'air, due à la rotation de la Terre ceci crée dans cette région de forts vents d'Ouest appelés Jets d'Ouest Sub Tropicaux (Figure I-4). Cette zone est le siège de la branche subsidente de cette cellule. Elle provoque le réchauffement et l'assèchement de l'air.

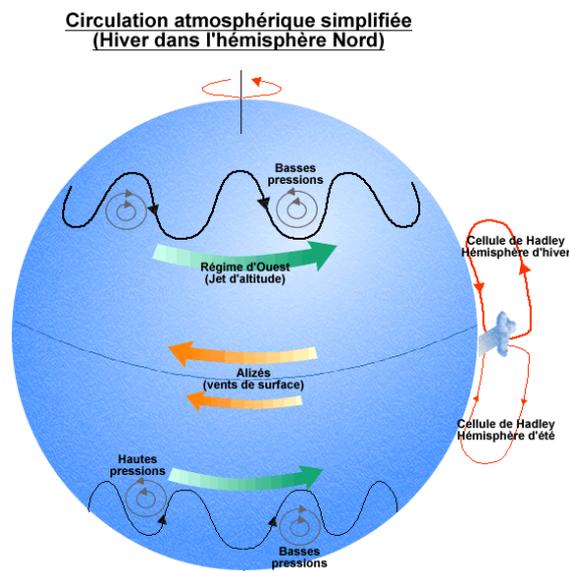


Figure I-4 : Circulation atmosphérique lors de l'hiver boréal.

Le bilan net des cellules de Hadley est une exportation d'énergie potentielle vers les moyennes latitudes de 10% supérieure à l'énergie amenée dans les basses couches sous forme de chaleur (latente et sensible).

2.2. Cellule de type Walker (Est – Ouest)

Comme indiqué précédemment la variabilité zonale et temporelle de température de surface des océans (SST) et des chauffages non-adiabatiques, conduit à une circulation zonale

de grande échelle transverse aux cellules de Hadley, la cellule de type Walker (Figure I-5). Cette cellule s'organise autour d'un centre de convection profonde associé à un maximum de relâchement de chaleur latente, gouverné par les branches zonales dans les basses couches pilotées par les gradients zonaux de pression (orientés des basses pressions vers les hautes pressions). La branche horizontale en altitude renforce les vents, notamment le Jet d'Est Tropical (TEJ). Les zones de subsidence sont localisées de part et d'autre de la zone de convection profonde qui alimente la cellule de type Walker, et peuvent avoir une intensité suffisamment forte pour modifier localement la circulation de Hadley.

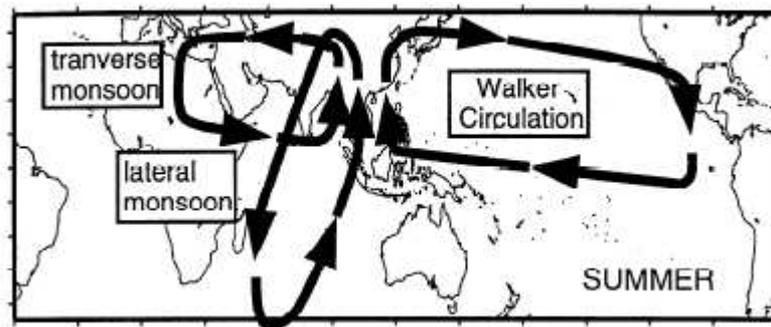


Figure I-5 : Cellule de type Walker. D'après Webster (1998).

L'Afrique subit l'effet de cette cellule de type Walker induite par la forte libération de chaleur latente en Inde (Figure I-5). Cette circulation zonale, aussi nommée mousson transverse, possède sa branche subsidente vers l'Ouest sur l'Afrique. L'intensité et la localisation de cette branche varient selon les phénomènes d'El Niño/La Niña (Webster *et al.*, 1998). Le TEJ et la composante Zonale (direction Ouest) du flux de mousson sont respectivement les branches d'altitude et de basses couches de cette cellule. L'intensité du TEJ et celle du flux de mousson sont donc étroitement liées : une augmentation de la circulation de Walker provoque un TEJ fort, et donc un flux de mousson fort qui se traduit par une saison de mousson plus humide (Fontaine et Janicot, 1992).

3. La Mousson Ouest Africaine

La région Ouest Africaine (Figure I-6) est tout d'abord caractérisée par plusieurs entités dynamiques situées en haute et moyenne altitude : le Jet d'Est Tropical (TEJ ; Tropical Easterly Jet), le Jet d'Est Subtropical (STJ ; Sub Tropical Jet) indiqué précédemment, et un jet d'Est localisé plus bas, le Jet d'Est Africain (AEJ ; African Easterly Jet). Elle est ensuite affectée par deux flux de basses couches de directions opposées, l'Harmattan et le Flux de mousson branches bases des circulations de Hadley et Walker, qui se rencontrent au niveau

du Front Inter Tropical (FIT). Enfin, deux centres de convection gouvernent la météorologie de cette région, l'une humide et profonde qu'est la Zone de Convergence Inter Tropicale (ITCZ), l'autre sèche et peu profonde qu'est la dépression chaude (ou Heat Low - HL). L'ITCZ est la principale zone génératrice de précipitations lors de la Mousson. Les zones convectives sont caractérisées par un maximum de température potentielle équivalente (température d'une parcelle d'air ramenée à la pression de 1000 hPa, et pour laquelle toute sa vapeur d'eau a été enlevé par les processus adiabatique) pour l'ITCZ et un maximum de température potentielle de surface (température d'une parcelle d'air ramené à la pression de 1000 hPa) pour le Heat Low.

La Figure I-6 donne une représentation conceptuelle de cette mousson dans une coupe verticale méridienne.

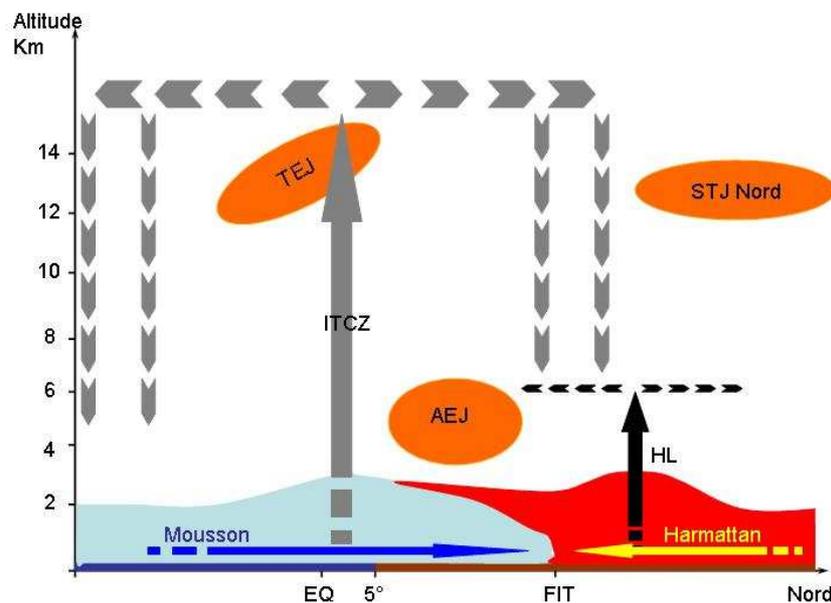


Figure I-6 : Schéma conceptuel de la Mousson Africaine en coupe Sud – Nord.

3.1. Le Flux de Mousson

L'origine du flux de Mousson est le gradient thermique et donc de pression existant entre l'océan au sud et le continent au nord. Ce gradient thermique se met en place à partir du printemps grâce à la migration vers le nord du forçage radiatif maximum (position du maximum de réchauffement solaire) et grâce aux upwellings qui refroidissent l'eau en surface du Golfe de Guinée. Ce gradient thermique permet à l'alizé sud et à l'équateur météorologique de traverser l'équateur géographique. Cet alizé de direction initiale Sud – Est se retrouve au nord de l'équateur dévié vers l'ouest par la force de Coriolis passant ainsi à une direction Sud – Ouest générant le flux de Mousson.

L'alizé sud est un flux froid fortement chargé en humidité. L'humidité qu'il transporte provient principalement de la vapeur d'eau issue de l'évaporation de la surface océanique, mais aussi dans une moindre mesure de l'évapotranspiration de la végétation lorsque ce flux se trouve sur le continent.

Comme indiqué précédemment, le flux de mousson subit l'action des deux circulations de grande échelle : les cellules de Hadley pour sa composante Sud – Nord, et la cellule de type Walker pour sa composante zonale (Fontaine et Janicot, 1992 ; Fontaine *et al.*, 1995). L'intensité du flux de mousson est étroitement liée à ces deux circulations de grande échelle, la composante zonale est influencée par la circulation de Walker, et la composante méridienne par la circulation de Hadley (Fontaine *et al.*, 1995).

3.2. L'Harmattan

Le Flux d'Harmattan, vent de basses couches de Nord – Est, chaud et sec, associée aux alizés continentaux est présent toute l'année. Son intensité, variable au cours de l'année, est en partie liée à la circulation cyclonique au niveau du Sahara. L'Harmattan est contrôlé par le gradient de pression qui existe entre le Heat Low et les anticyclones Libyen et des Açores (Sultan et Janicot, 2003).

3.3. Dynamique du FIT

Le Front Inter Tropical qui trace l'équateur météorologique, zone de confluence entre le flux de Mousson et de l'Harmattan (Sultan et Janicot, 2003) marque la limite entre les masses d'air sec sahariennes et les masses d'air humide océaniques. L'Harmattan chaud et sec, surmonte le flux de mousson dans l'ITCZ.

Le FIT correspond à la définition d'un Drift (Le Vourch *et al.*, 2002), configuration isobarique formée d'un anticyclone (celui de Sainte-Hélène dans le cas présent), auquel fait face, dans l'autre hémisphère, une dépression (Dépression Saharienne – Heat Low). Le gradient trans-équatorial ainsi créé dirige les vents vers la dépression, à travers les isobares (puisque composante horizontale de la force de Coriolis est nulle). Partout où il y a « drift », on peut parler de situation de Mousson.

Les migrations du FIT sont de trois types (Le Vourch *et al.*, 2002) :

- la migration diurne : le matin, l'air sec (de l'Harmattan) est plus froid que l'air humide (mousson), le FIT se décale vers le Sud, alors que vers midi, l'air sec devient plus chaud que l'air humide, et le FIT se déplace vers le Nord,
- les migrations de moyenne amplitude : limitées dans l'espace et le temps, elles sont liées aux évolutions rapides des centres d'action : poussée de l'alizé maritime boréal, poussée de l'alizé continental, creusement de la dépression continentale et poussée de la mousson boréale,
- la migration annuelle : migration la plus connue liée au déplacement apparent du soleil (forçage radiatif).

L'analyse de la structure verticale du FIT réalisée par de nombreux auteurs (ex. Le Vourch *et al.*, 2002) a permis de définir une structure quasi-permanente qui détermine les différents types de temps qui peuvent être observés en Afrique de l'Ouest (Figure I-7) :

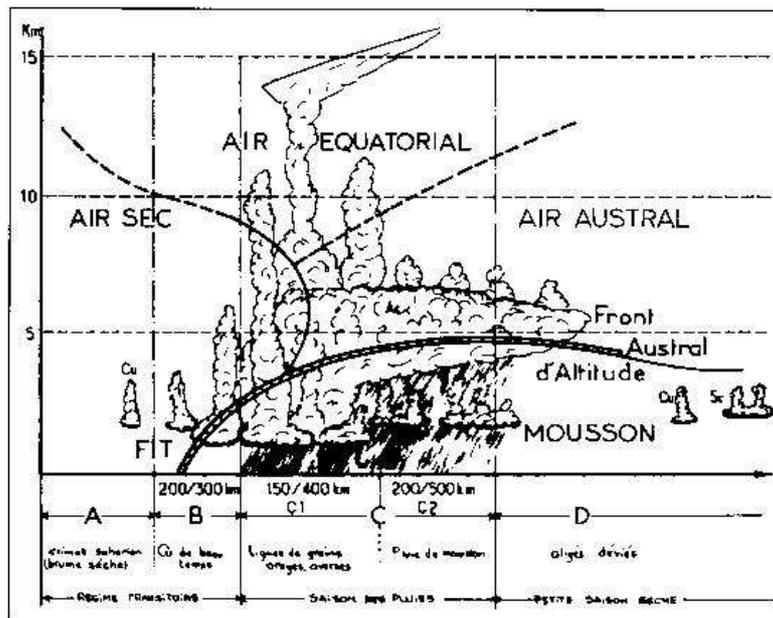


Figure I-7 : Coupe méridienne (Nord – Sud) de la structure verticale du Front Inter – Tropical (Le Vourch *et al.*, 2002).

- **Zone A** : située au Nord de la trace au sol du FIT, elle correspond au climat sec de type saharien. Les lithométéores associés sont généralement les brumes sèches, les brumes de sable, les vents de sable. Dans certains cas, des pluies liées aux invasions d'air froid boréal peuvent se produire (« pluie des mangues »),
- **Zone B** : située au Sud de la trace au sol du FIT, elle est caractérisée par une faible épaisseur de flux de mousson. Au-dessus règne l'Harmattan. Les formations nuageuses

présentent de fortes évolutions diurnes et peuvent provoquer des orages isolés en cours d'après-midi,

- **Zone C** : elle correspond à la zone où l'impact du flux de mousson est maximal, et où se trouve la plus forte convergence (partie Nord du Drift). Cette région est divisée en deux zones. Le régime perturbé de la zone C1 située au nord est à dominante orageuse. Les perturbations mobiles de l'Afrique y circulent qu'ils s'agissent des ondes d'Est ou des lignes de grains (LG). La zone C2 est caractérisée par des précipitations abondantes et régulières, mais avec un caractère moins instable,

- **Zone D** : zone où l'alizé de l'hémisphère Sud est dévié par l'équateur, elle ne présente pas encore de composante Ouest. Cette zone de divergence est à l'origine d'une saison sèche particulière au Sud de 5°N.

3.4. Zone de Convection Inter-Tropicale (ITCZ) ou convection profonde humide

L'ITCZ correspond à la branche ascendante des cellules de Hadley. Elle est ainsi caractérisée par une zone de convergence dans les basses couches et une divergence en altitude. Elle est le siège de la convection profonde humide, principale source de précipitations pour l'Afrique de l'Ouest et donc d'une très grande importance pour le développement économique de cette région (Mathon et Laurent, 2002 ; Le Bardé *et al.*, 2002 ; D'Amato et Lebel, 1998).

Sur l'océan, l'ITCZ et le FIT se superposent. Sur le continent, les forces d'inhibition convective (CIN) qui sont associées à une plus forte aridité des basses couches de l'atmosphère, provoquent un décalage spatial, avec l'ITCZ au Sud du FIT.

L'ITCZ subit un déplacement saisonnier au cours de la saison qui se décompose en quatre étapes (Sultan et Janicot, 2003) :

- Avril – 1^{ière} moitié de Mai, l'ITCZ est centré sur l'équateur et la côte sud de l'Afrique,
- 2^{ième} moitié de Mai – Juin, l'ITCZ est quasi stable autour des 5°N,
- 1^{ière} moitié de Juillet, l'ITCZ migre très rapidement vers le nord pour atteindre un second état stable,
- 2^{ième} moitié de Juillet – fin Août, l'ITCZ voit l'intensité de ces précipitations augmenter.

3.5. La dépression thermique saharienne - Heat Low (HL)

Situé au Nord du Front Inter Tropical, la zone saharienne présente une forte température de surface, et donc une forte valeur de température potentielle (θ) (Figure I-8) liée comme indiqué précédemment à un forçage radiatif intense et à la capacité d'évaporation inexistante de cette région, faute de végétation (Eltahir et Gong, 1996). Il se développe une circulation thermique liée à ce maximum de température et au minimum de pression associée, dépression thermique (Heat Low) typique des régions désertiques (Charney, 1975). Le principal rôle de cette dépression thermique, et de la convection sèche intense associée, est de dissiper verticalement l'énergie accumulée dans les basses couches, et ainsi d'homogénéiser (en température potentielle et en humidité) l'atmosphère jusqu'au sommet de cette convection. L'extension verticale du Heat Low est limitée par la subsidence des cellules de Hadley (Gamo, 1996 ; Smith, 1986) qui renforce la divergence au sommet de la dépression. Le sommet peut cependant atteindre 4 à 5 km d'altitude.

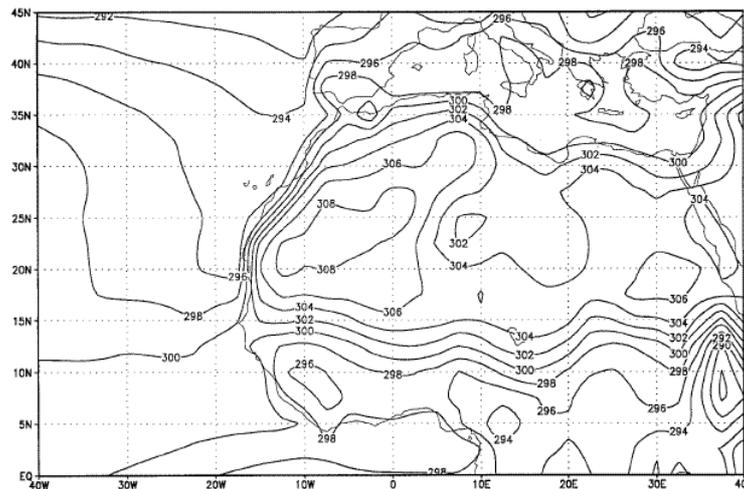


Figure I-8 : Coupe Horizontale de la température à la surface en Juillet sur l'Afrique de l'ouest provenant des NCEP. Intervalle des contours est de 2K (Cook, 1999).

L'augmentation de la convection sèche par réchauffement radiatif, provoque un assèchement des couches moyennes de l'atmosphère qui peuvent être advectées dans la colonne d'air de l'ITCZ. Ces intrusions provoquent une diminution des précipitations (Sultan *et al.*, 2003, Roca *et al.*, 2005).

3.6. Jet d'Est Africain (AEJ)

L'AEJ, jet de moyenne troposphère (600 hPa) venant de l'Est (Figure I-9), apparaît à la fin du printemps et disparaît à la fin de l'été.

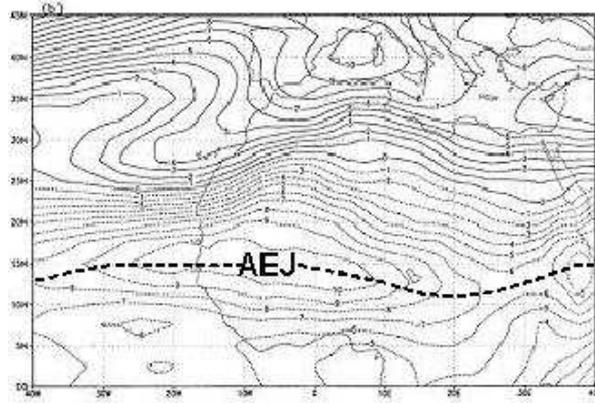


Figure I-9 : Coupe horizontale de la Composante U du vent à 500 hPa sur l'Afrique de l'Ouest (Cook, 1999).

L'AEJ trouve son origine dans le gradient méridional de température (Burpee, 1972 ; Thorncroft et Blackburn, 1999 ; Cook, 1999). Ce gradient de température est lié à la zone de rayonnement solaire maximum, qui entraîne une augmentation de la température sur le continent, et aux SSTs, upwelling d'eau froide dans le Golfe de Guinée qui abaisse la température de l'océan. L'AEJ a donc une origine géostrophique. Un fort gradient implique ainsi un fort AEJ (Fontaine et Janicot, 1992). Les observations suggèrent également un rôle important du gradient d'humidité du sol. Sans un fort gradient d'humidité du sol, le gradient de température méridien ne semble plus pouvoir produire un AEJ avec les intensités observées (Cook, 1999). Ces deux mécanismes seraient nécessaires au maintien de l'AEJ durant toute la saison.

La circulation méridienne verticale associée à l'ITCZ, la dépression thermique Saharienne (Heat Low) et les vents zonaux associés semblent également jouer un rôle important dans le maintien de l'AEJ (Thorncroft et Blackburn, 1999 ; Burpee, 1972).

L'AEJ présente de fortes variations spatiales et temporelles. Ses variations en intensité (entre mi-Avril et fin Août) ou en localisation (entre Juin et mi-Septembre) semblent gouverner l'intensité des précipitations (Newell et Kidson, 1984) :

- Année sèche : l'AEJ est plus fort (12 m.s^{-1} en moyenne) et près de l'équateur (10°N) (Figure I-10),
- Année humide : l'AEJ est plus faible (10 m.s^{-1} en moyenne) et plus au nord (15°N) (Figure I-10).

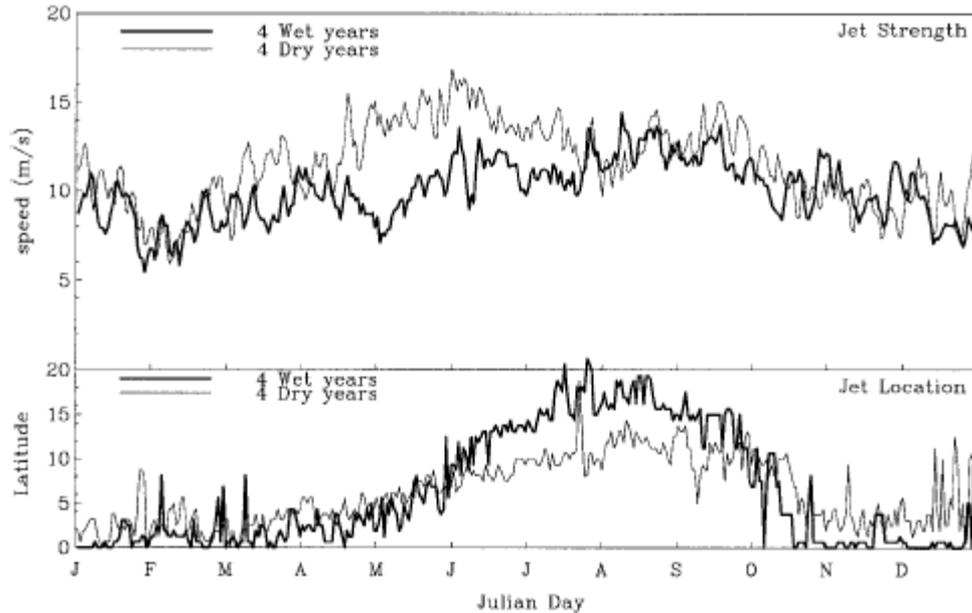


Figure I-10 : Vitesse et localisation latitudinale de l'AEJ, moyenne journalière, pour une mousson humide et une mousson sèche (Grist et Nicholson, 2001).

Lors d'une saison sèche, le jet plus fort est également beaucoup plus étendu (entre 0° et 12°N), étouffant ainsi l'ensemble des mouvements ascendants au sein de la mousson (ITCZ), pouvant ainsi expliquer la différence d'intensité en précipitation (Grist et Nicholson, 2001). L'affaiblissement de l'AEJ lors d'une mousson intense pourrait résulter de l'apparition d'instabilités barotropes et baroclines qui puisent leur énergie dans le jet (cisaillements horizontaux et verticaux) menant au développement des ondes Est – Africaine (AEW) (Redelsperger *et al.*, 2002).

3.7. Jet d'Est Tropical (TEJ)

Le TEJ, vent d'Est de haute troposphère (200 hPa), situé entre 0 et 5° Nord constitue la branche horizontale d'altitude de la cellule de type Walker. Ce TEJ a pour origine le gradient de température existant entre le haut plateau tibétain et l'océan indien et le gradient de température généré par la convection humide de la mousson indienne (Krishnamurti et Bhalme, 1976 ; Cook, 1999). Il n'entre en pleine activité que lorsque la Mousson Africaine est pleinement établie (Sultan, 2002). Il est situé entre les deux Jet Sub Tropicaux (STJ) au nord et au sud.

L'évolution de ce jet montre comme pour l'AEJ une variation d'intensité et de localisation (entre Juillet et Août) durant la saison et entre une année sèche et une année humide. Lors d'une année sèche le TEJ est plus faible et près de l'équateur. Pour une année humide il est plus fort et plus au nord.

Ce comportement apparaît donc opposé à celui de l’AEJ et suggère une anti-corrélation tout au moins concernant l’intensité (Fontaine et Janicot, 1992).

L’évolution du TEJ signe particulièrement bien la mise en place de la mousson (Sultan, 2002 ; Fontaine et Janicot, 1992). En effet, comme le montre le diagramme Hovmüller (Figure I-11), l’installation du TEJ se réalise juste après l’Onset. Cette caractéristique est observée quelle que soit l’intensité de la Mousson Ouest Africaine.

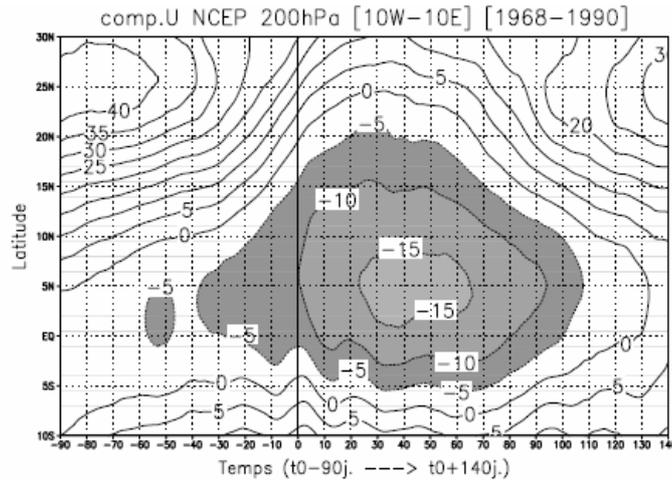


Figure I-11 : Diagramme Hovmüller Temps – Latitude de la composante zonale du vent ($m.s^{-1}$), entre 1968 et 1990 moyennée sur les longitude $10^{\circ}E-10^{\circ}O$ à 200 hPa, provenant des réanalyses NCEP/NCAR (Sultan, 2002).

Les courants jet peuvent présenter des noyaux de vent intense (renforcement locaux du vent), communément appelé « Jet Streak » en altitude.

Le principal jet streak du TEJ, zone de vent plus fort, est localisé en moyenne à $25^{\circ}E - 10^{\circ}N$ (zone A sur Figure I-12), et correspond au 1^{ier} maximum de convection en Afrique centrale. Le second streak est localisé au sud du 2^{ième} maximum de convection (Zone B sur Figure I-12), situé sur la côte de l’Afrique de l’ouest ($15^{\circ}O - 10^{\circ}N$).

Deux processus peuvent expliquer ces streaks :

- l’injection de masse d’air par l’activité convective située à l’Est,
- une réponse géostrophique au dégagement de la chaleur latente associé.

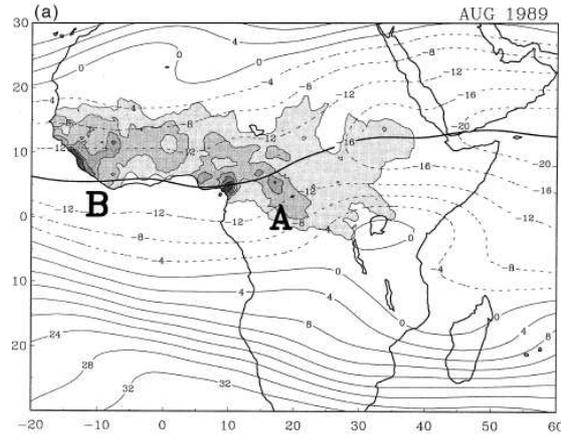


Figure I-12 : Coupe horizontale de la Composante U du vent à 200 hPa ($m.s^{-1}$) sur l'Afrique de l'Ouest. Les zones grises représentent les précipitations au sol (Nicholson et Grist, 2003).

Ces deux zones se distinguent par les propriétés suivantes (voir également la Figure I-12) :

- **Zone A** : Cette zone de l'Afrique centrale se trouve en sortie de la principale branche asiatique du TEJ. Elle est associée à une augmentation de la divergence des niveaux supérieurs qui pourrait favoriser les développements convectifs (Reiter, 1969). Ceci suggère que la variabilité du TEJ contrôle en partie la variabilité des précipitations en Afrique Equatoriale,

- **Zone B** : Cette zone, principale région d'activité convective de l'Afrique de l'Ouest, se trouve au Nord de l'axe du TEJ. Thorncroft et Blackburn (1999) attribuent la formation du TEJ au réchauffement induit par la convection. Ainsi, la variabilité du TEJ serait une réponse à, et non la cause de, la variabilité des précipitations, tandis que d'autres auteurs (Druryan et Hall, 1996, Reiter, 1969) suggèrent que le TEJ favorise les développements convectifs. Comme nous le montrerons dans la suite, cette dernière hypothèse semble être en accord avec les résultats obtenus dans le cadre de la comparaison entre une année sèche et une année humide faite dans la première étape de ce travail.

Ces deux zones d'activité convective produisent une rupture zonale apparente du TEJ (Redelsperger *et al.*, 2002) en sortie de flux à 25°E (Zone A) et en entrée de flux à 15°O (Zone B). La localisation des cœurs de TEJ dépend ainsi fortement de la localisation des maximums de convection qui migrent de concert de l'Est vers l'Ouest.

3.8. Jet d'Ouest Sub Tropical (JOST)

Les deux Jets Ouest Sub Tropicaux (Nord et Sud) (Figure I-13.), situés en haute troposphère et haute latitude au niveau des branches subsidentes des cellules d'Hadley, sont

de directions opposées à l'AEJ et au TEJ et présentent de fortes ondulations Nord – Sud. Ces jets résultent, comme indiqué précédemment, de la conservation du moment cinétique des particules d'air entraînées par les branches horizontales des cellules d'Hadley qui se retrouvent ainsi avec une énergie cinétique plus forte que l'environnement et donc avec une composante de vent vers l'Est.

L'intensité des JOST est donc liée à l'activité des cellules de Hadley, et par conséquent pour l'Afrique de l'Ouest, comme indiqué précédemment, à la convection profonde humide dans l'ITCZ.

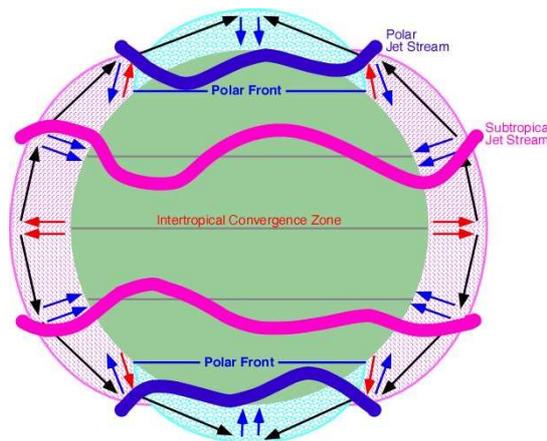


Figure I-13 : Schéma conceptuel de la circulation atmosphérique en zone tempérée (Pidwirny, 2006).

La migration du JOST vers le nord très importante pour l'installation de la Mousson Africaine dépend donc de l'activité et de la localisation des cellules de Hadley. Comme le montre le diagramme Hovmöller donnée par la Figure I-11, le JOST migre vers le Nord avant l'installation de la mousson, il se déplace alors de 25°N à 40°N, et n'influence plus le Sud de l'Afrique de l'Ouest. Le Jet atteint sa position la plus au Nord lors de la pleine activité de la Mousson Africaine. Le JOST reprend sa localisation initiale lors du recul de la mousson en Septembre (Fontaine et Janicot, 1992).

Toutes ces composantes de la dynamique atmosphérique qui prennent part au développement de la Mousson Africaine de l'Ouest, ont des fonctionnements individuels qui sont maintenant parfaitement identifiés et connus. Par contre, de grandes inconnues restent sur les processus gouvernant leur évolution. Leurs interactions et les effets de ces interactions (mise en phase, interaction non linéaire, résonance etc...) sur le déclenchement et la modulation de l'intensité des précipitations aux échelles intra et inter annuelles, sont également encore mal compris.

4.2.1. Déclenchement de l'Onset

Plusieurs mécanismes (Sultan et Janicot, 2000, 2003 ; Sultan, 2002) peuvent entrer en compte dans le déclenchement de l'Onset. Un des mécanismes pouvant expliquer cet Onset est l'interaction entre la convection profonde et la circulation transverse méridionale engendrée par le Heat Low. L'augmentation de l'intensité du Heat Low à l'ouest de 5°E et au sud de l'Atlas, peut en effet s'accompagner d'une augmentation de l'anticyclone au nord de l'Atlas entraînant ainsi la migration de l'ITCZ.

Un autre mécanisme possible est le forçage orographique, lié en particulier aux hauts plateaux, qui peut produire sous certaines conditions une accélération de la circulation atmosphérique de bas niveaux et du flux de mousson (Sultan et Janicot, 2003).

Enfin, ce saut brusque pourrait aussi être expliqué par une rétroaction positive entre la circulation transverse du Heat Low, de la convection de l'ITCZ et de la circulation de Hadley, tout ceci sous le contrôle de l'orographie (Sultan et Janicot, 2003).

4.2.2. Détermination de l'Onset

La prévision de l'Onset revêt un enjeu stratégique majeur pour les populations Ouest Africaines. En effet, prédire à l'avance les premières pluies, son cycle d'évolution ainsi que l'installation définitive de la Mousson Africaine permettrait de programmer une agriculture adaptée. De tout temps, les populations ont essayé de définir la meilleure date possible pour le lancement de leurs cultures.

Actuellement, plusieurs méthodes sont disponibles avec plus ou moins de réussite. De la méthode traditionnelle, consistant à planter lors de la première « bonne » pluie après le Ramadan, à la condition que celle-ci survienne au moins 7 mois après le dernier gros évènement, à la méthode de Kowal et Knabe (1972), stipulant que l'Onset arrive après 10 jours de précipitations d'un minimum de 25 mm, suivis de 10 jours de précipitations d'au moins 0.5 fois l'Evapo – Transpiration Potentielle (ETP), en passant par la méthode incluant une période de sécheresse rédhibitoire pour le déclenchement de la mousson, aucune ne donne réellement satisfaction. Selon Ati *et al.* (2000), la meilleure méthode serait un mixte entre celle de Kowal et Knabe (1972) et de Sivakumar (1988) qui précise qu'aucun épisode de sécheresse de plus de 7 jours ne doit intervenir après les premières précipitations.

Il existe aussi des approches statistiques qui se basent sur les mesures satellitaires de couverture nuageuse sur l'Afrique, permettant ainsi de suivre l'évolution de la convection et de prédire le déclenchement de l'onset de la mousson (Fontaine *et al.*, 2008).

Ces méthodes, empiriques ou scientifiques, présentent une dispersion temporelle importante de la date de l'Onset.

4.3. Précipitations issues de l'ITCZ

Les précipitations liées à l'ITCZ sont issues de deux types principaux de systèmes :

- les orages locaux ou isolés qui peuvent être, en particulier sur les côtes, persistants et donc bien visibles sur les moyennes pluviométriques,

- les systèmes propagatifs (lignes de grains) contribuant moins aux moyennes car plus intermittents mais situés plus au nord vers la zone sahélienne et ayant donc un impact important. Leur prévision est donc un enjeu stratégique majeur pour les populations de ces régions.

En moyenne, ces précipitations se présentent sous la forme d'une large bande partant des hauts plateaux éthiopiens jusqu'au Sénégal (Figure I-15).

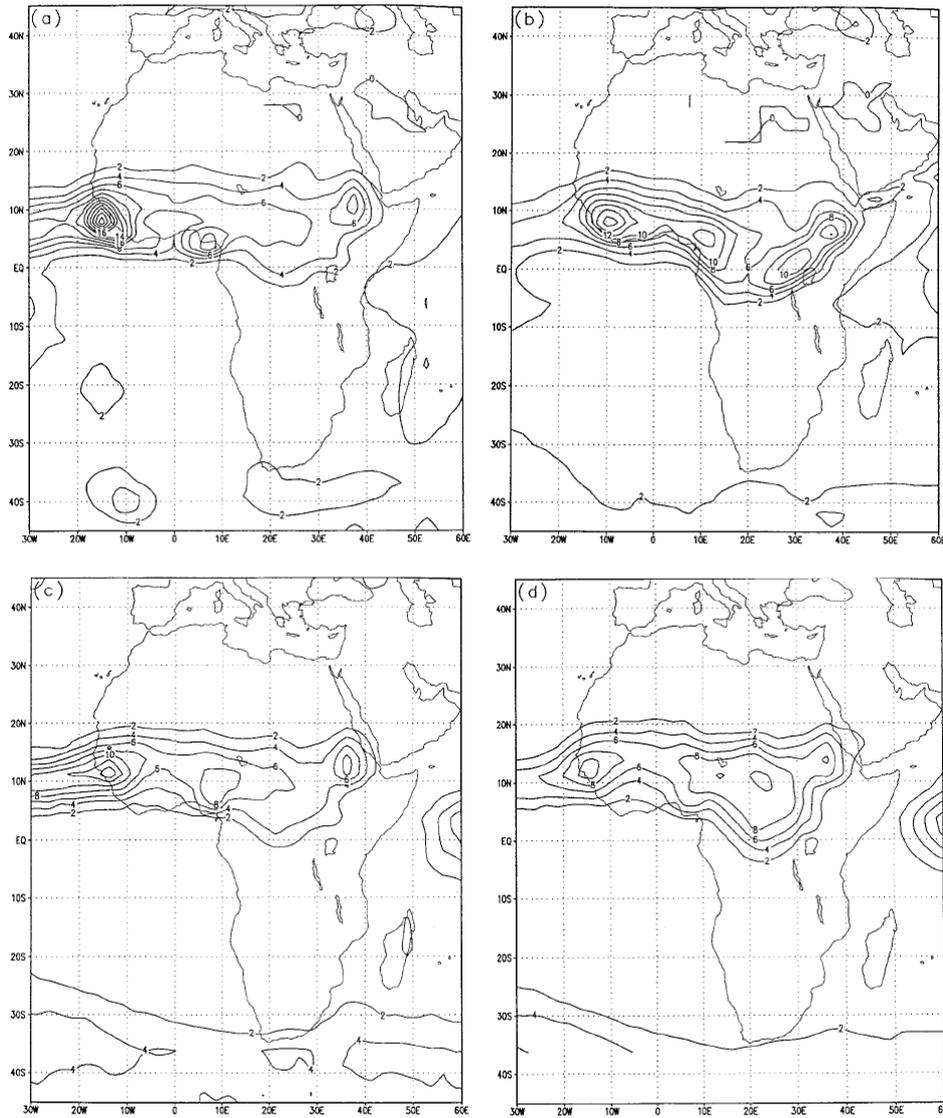


Figure I-15 : Répartition moyenne sur Juin, Juillet et Août des pluies d'après différentes sources regroupées par Cook (1997) : (a) compilation des mesures de pluie de Legates et Willmott (1990), (b) réanalyses de modèle par le Goddard Earth Observing System group (Schubert *et al.*, 1993), (c) précipitations mesurées par satellite de Huffman *et al.* (1995) et (d) par estimation à partir des observations IR satellites Huffman *et al.* (1997). L'intervalle des contours est de 2 mm jour⁻¹.

Ces pluies présentent une augmentation entre Avril et Août, correspondant à l'installation de la mousson sur le continent africain suivie d'une diminution entre mi-Août et Octobre, correspondant au recul de la Mousson Africaine. Le cycle de mousson se déroule selon deux étapes (Figure I-16) :

1^{ière} étape :

Elle correspond à une première augmentation des pluies qui dépend de la réalisation de la migration du FIT vers 15°N, c'est à dire l'arrivée dans cette région des vents de mousson, donc d'air humide sur le continent. Cette période est définie comme le « pré-onset ».

La signature de ce pré-onset à grande échelle (en particulier temporelle) est généralement très faible, car le déclenchement abrupt des précipitations associées à l'Onset (en particulier dans la zone Soudano – Sahélienne) est souvent précédé d'une succession de pluies isolées d'intensité variable, et de périodes sèches plus ou moins longues.

La signature de ce pré-onset en terme de vent zonal se présente généralement sous la forme suivante. Avant le pré-onset, le vent zonal est de composante Est car l'Harmattan l'emporte sur le flux de mousson. Pendant le pré-onset le flux de mousson s'intensifie jusqu'à égaliser l'Harmattan, ce qui entraîne une composante zonale nulle.

Après le pré-onset le flux de mousson étant devenu plus fort que l'Harmattan, l'orientation de la composante zonale s'inverse et suit celle du flux de mousson.

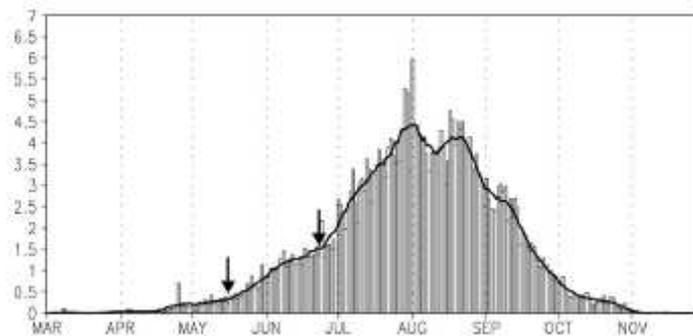


Figure I-16 : Série temporelle d'une moyenne composite de précipitations journalières (mm.jour^{-1}) entre $10^{\circ}\text{O} - 10^{\circ}\text{E}$ le long de 15°N entre 1968 et 1990 (Sultan et Janicot, 2003).

2^{ème} étape :

Cette période est étroitement liée au saut abrupt de l'ITCZ qui migre de 5°N à 10°N . Ce saut est lié à des changements majeurs de la dynamique atmosphérique sur toute l'épaisseur de la troposphère. Ce déplacement vers le nord est considéré comme l'« Onset » de la mousson. Il est tracé par une augmentation des précipitations entre 10 et 15°N , et une diminution à 5°N . Il se traduit plus précisément par une diminution des précipitations sur toute l'Afrique de l'Ouest avant le saut suivi d'un maximum environ 10 jours après le saut.

Le régime de convection de type Ligne de Grains, se déplaçant d'Est en Ouest, devient alors la principale source de précipitations pour la zone sahélienne. En moyenne la contribution maximale de ces évènements est localisée sur les reliefs, par exemple les plateaux de Jos au Nigeria, car leur génération résulte en grande partie d'effets orographiques.

Les montagnes de l'Atlas et les plateaux d'Ahaggar peuvent également jouer un rôle dans la génération de ces systèmes.

4.4. Structure verticale, intensité et variabilité des systèmes Lignes de Grains

Les lignes de grains (LG) sont des entités dynamiques atmosphériques, organisées en arc de cercle se déplaçant d'Est en Ouest, à l'origine des précipitations sur l'Afrique de l'Ouest. Ces entités sont composées (Figure I-17) : d'une partie convective à l'avant, d'une traîne stratiforme à l'arrière de la tour convective, et enfin un courant de densité.

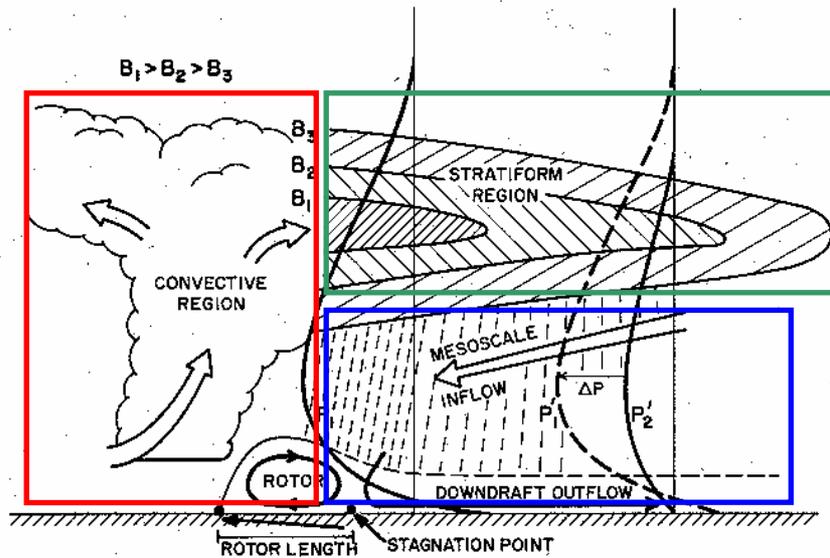


Figure I-17 : Coupe verticale d'un schéma de ligne de grains (d'après Lafore et Moncrieff, 1989). Partie convective : cadre rouge, partie stratiforme : cadre vert, courant de densité : cadre bleu.

Les lignes de grains nécessitent de conditions favorables pour se développer. Sans énergie potentielle disponible pour la convection, de cisaillement de vent et d'air sec, leurs développement ainsi que leurs maintien est impossible (Barnes et Sieckman., 1984; Lemaître et Testud, 1986; Lemaître, 1982; Monkam, 2002).

Houze (2004) a mis en évidence que les lignes de grains étaient caractérisées par un bipôle d'anomalie de tourbillon potentiel (Figure I-18), la première positive localisée à moyenne altitude, la seconde négative située au sommet de la convection.

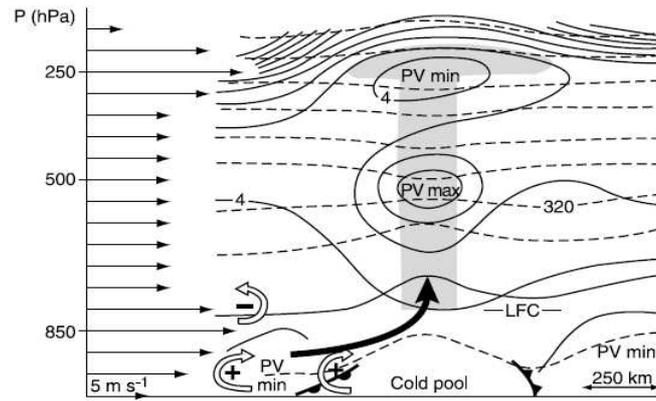


Figure I-18 : Diagramme conceptuel de la structure des anomalies de tourbillon potentiel au sein d'une ligne de grains (Houze, 2004).

Ces systèmes convectifs sont très souvent de grandes extensions (jusqu'à 1000 km) avec une durée de vie allant de 12h à quelques jours, et une vitesse de propagation de l'ordre de 15 m.s^{-1} (Redelsperger *et al.*, 2002). Ils sont responsables de la majorité des précipitations de l'Afrique Sahélienne. On distingue deux types de ligne de grains.

Le premier de faible intensité se déclenche tôt le matin (0600 UTC) au Nord du plateau de Jos au Nigeria (10° E , 13° N), et se développe lors de sa propagation vers l'Ouest en produisant en moyenne autour de 14 mm de pluie (Redelsperger *et al.*, 2002).

Le deuxième type résulte de cellules convectives se développant à la mi-journée (1100 UTC) sur l'Aïr au Niger (9° E , au Nord de 16° N) (Redelsperger *et al.*, 2002). Ces cellules se propagent sur la pente des montagnes et se structurent rapidement en lignes. Elles se dirigent progressivement vers le Sud – Ouest et deviennent très intenses.

Les différences régionales dans la structure verticale moyenne de ces systèmes sont relativement faibles. Leurs caractéristiques principales sont une convection très développée verticalement avec une extension horizontale importante et une présence de nombreux hydrométéores au dessus du niveau de congélation (Geerts et Dejene, 2005).

Si la formation initiale de ces lignes de grains est d'origine orographique, leur organisation et évolution dépendent totalement de la structure dynamique et thermodynamique de l'atmosphère. Cela se traduit par des différences notables, en terme d'intensité. Ainsi, les Lignes de Grains des régions arides et semi-arides sont plus développées verticalement (vitesses verticales plus fortes) et conduisent à des taux précipitants plus importants, donc à des intensités en réflectivité radar (liée à ces précipitations) plus importantes comme le montre la Figure I-19.

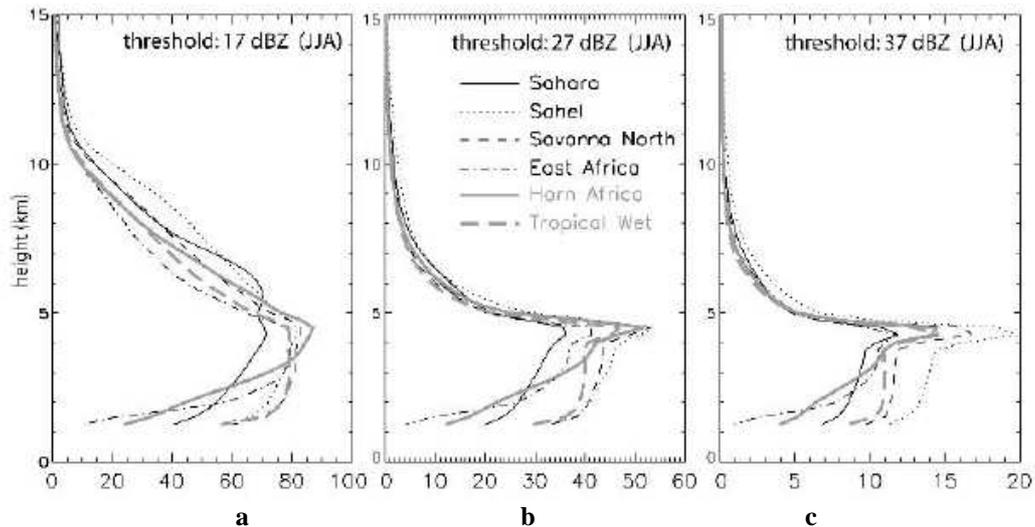


Figure I-19 : Réflectivité de la convection en Afrique (dBZ) : (a) Pluie Forte (b) Pluie Moyenne (c) Pluie Faible (Geerts et Dejene, 2005).

Le Sahel subit ainsi les orages les plus forts, en terme d'intensité et en terme de fréquence d'observation ou de répétitivité de ces évènements intenses. Du point de vue de la mesure radar ces orages présentent des échos plus importants à basse altitude, une bande brillante radar plus faible suggérant un caractère plus convectif. L'évaporation des précipitations module cependant les précipitations qui tombent au sol selon que ces systèmes sont situés plus ou moins au nord sur le Sahel. Ainsi, en comparaison avec les orages du Sahel, la convection Saharienne bien que plus intense produit des précipitations plus faibles au sol.

Une forte variabilité diurne de l'intensité de ces orages se manifeste également dans la zone Est Africaine et les régions désertiques. La variabilité la plus faible se trouve dans la zone tropicale humide.

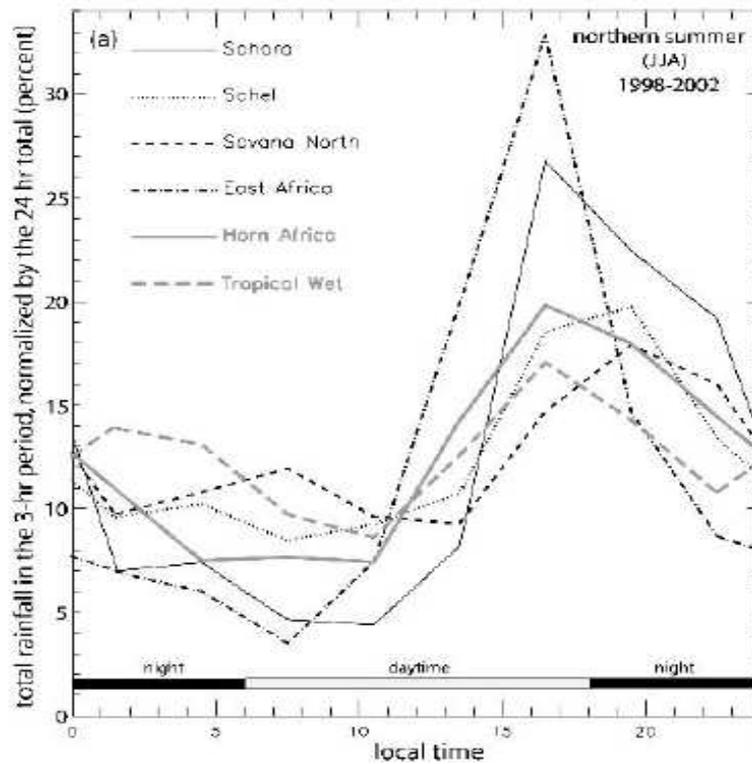


Figure I-20 : Variabilité journalière de la convection sur l'Afrique (Geerts et Dejene, 2005).

Cette variabilité se traduit par un maximum de précipitations en début d'après-midi. La zone tropicale humide possède un deuxième pic plus tard dans la nuit qui s'explique par l'existence en Afrique de l'Ouest côtière d'une forte convection offshore sur le Golfe de Guinée, notamment sur la Baie du Bénin (Figure I-20).

Les lignes de grains sont en étroites relations avec les jets atmosphériques présents sur le continent Ouest Africain. En effet, plusieurs études (Druyan and Hall, 1996 ; Diongue *et al.*, 2002 ; Redelsperger *et al.*, 2002; Nicholson et Grist, 2003 ; Reiter, 1969 ; Thorncroft and Blackburn, 1999) ont mis en évidence que les lignes de convections africaines sont localisées dans les zones de ruptures d'intensités du TEJ. Le TEJ a donc un lien étroit dans le développement et le cycle de vie des lignes de grains.

Une relation existe aussi entre la ligne de grains et l'AEJ. Le développement et la propagation de la convection se trouvent fortement corrélés à la présence d'un fort AEJ (Liang, 2008). Ce pic de convection se situe au nord du maximum d'intensité du jet (Mohr and Thorncroft, 2006).

L'initiation et la structure dynamique et microphysique de ces lignes de grains sont maintenant bien renseignées et comprises. Par contre l'origine de leur organisation et de leur cycle de vie sur l'ensemble du sous continent Ouest africain reste une importante énigme.

4.5. Instabilités - Notion d'énergie convective potentielle (CAPE : Convective Available Potential Energy) et d'inhibition convective (CIN : Convective Inhibition)

Plusieurs familles d'instabilité peuvent entrer en jeu dans l'évolution des systèmes précipitants. La première famille qui agit aux grandes échelles est constituée des instabilités barocline et barotrope. Contrairement à l'instabilité barocline, qui puise son énergie dans les gradients horizontaux de température et dans le cisaillement vertical du flux de base (au travers du vent thermique), l'instabilité barotrope tire son énergie uniquement du cisaillement horizontal du flux de base.

La seconde famille regroupe les instabilités convective, inertielle et symétrique. L'instabilité convective (qui se relaxe sous forme de convection droite) résulte du gradient vertical instable de température et se présente sous la forme de déplacements verticaux, provoqués par la force de gravité (flottabilité). La fréquence de Brunt – Väisälä sèche (N^2) ou humide (Ne^2) renseigne sur la présence de cette instabilité. Si elle est positive, la stratification de l'atmosphère est stable : écarté de sa position, la particule a tendance à revenir à sa position initiale. Au contraire, si N^2 (ou Ne^2) est négatif, la stratification de l'atmosphère est instable : la particule s'écarte verticalement de sa position d'équilibre de façon adiabatique (sèche ou humide).

$$N^2 = \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (\text{I-1})$$

avec g la constante gravitationnelle (m.s^{-2}), θ_0 la température potentielle au sol (K), θ la température potentielle (K) et z l'altitude (m).

L'instabilité inertielle intervient lorsque le déplacement de la particule se réalise de façon horizontale et résulte de l'action de la force de Coriolis. L'instabilité symétrique (qui se présente sous forme de convection oblique) déplace les particules de façon inclinée. Elle résulte de la contribution coordonnée des forces de gravité et de Coriolis pour des conditions particulières de la structure atmosphérique.

Une approche particulière pour diagnostiquer ce type d'instabilité conduit à la notion de Convective Available Potential Energy (CAPE). Le CAPE est l'énergie disponible pour qu'une particule puisse s'élever dans l'atmosphère. C'est donc un traceur de l'intensité potentielle de l'activité convective d'une région donnée si celle-ci est relaxée (c'est-à-dire

soulevée au dessus de l'altitude de convection libre). Cette énergie est calculée à partir de l'équation suivante (Moncrieff et Miller, 1976) :

$$CAPE = g \int_{LFC}^{LNB} \frac{T_v(\text{parcelle}) - T_v(\text{env.})}{T_v(\text{env.})} dz \quad (I-2)$$

avec g la constante gravitationnelle ($m.s^{-2}$) et T_v la température virtuelle (K) de la parcelle d'air ou de l'environnement.

On montre à partir de considérations énergétiques que cette énergie peut être approximée par (Protat, 1996) :

$$CAPE = (c_{pd} + r_t c_{pl}) \Delta T - g(1 + r_t) z_{top} + r_t L_l \quad (I-3)$$

où c_{pd} et c_{pl} sont les chaleurs spécifiques, respectivement de l'air sec et de l'eau liquide, à pression constante, ΔT la variation de température entre le sol et le sommet (K), g la constante gravitationnelle ($m.s^{-2}$), r_t le rapport de mélange total au sol, L_l la chaleur latente de liquéfaction et z l'altitude.

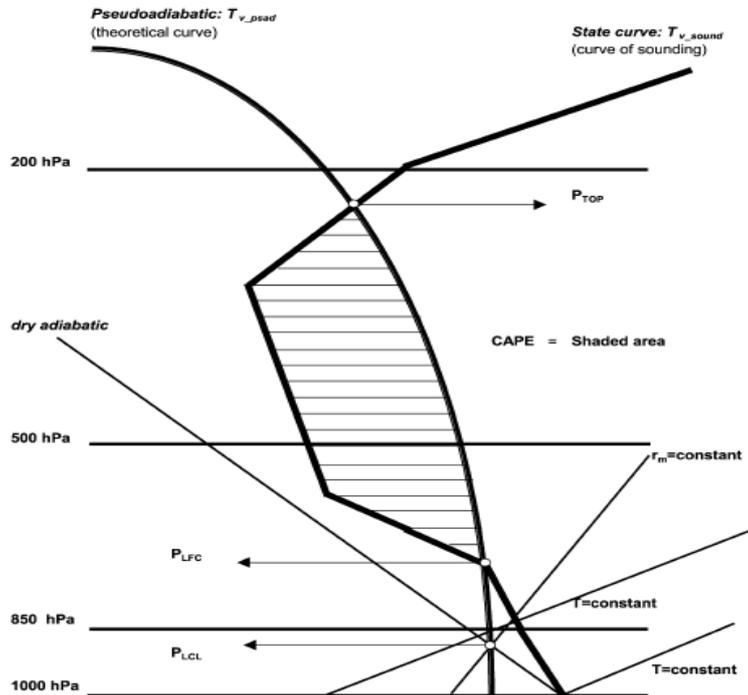


Figure I-21 : Illustration schématique du CAPE (Monkam, 2002)

Dans la suite ce CAPE sera évalué à partir des données du Centre Européen de Prévision à Moyen Terme (CEPMMT ou ECMWF), entre le niveau de convection libre (fixé à 700 hPa) et le sommet de l'atmosphère (fixé à 200 hPa), correspondant aux précédentes études effectuées sur l'Afrique de l'Ouest (Monkam, 2002 ; Lemaître, 1981 ; 1982).

L'inhibition convective CIN est l'énergie qu'il faut apporter aux particules d'air pour briser la stabilité initiale des particules d'air. Cette énergie se calcule entre le sol et le niveau de convection libre. Les équations du CIN et du CAPE sont identiques, seules les altitudes d'intégration sont différentes. Le CIN est calculée entre le sol et le niveau de convection libre de la particule d'aire, alors que le CAPE est obtenu entre le niveau de convection libre de la particule et son niveau d'équilibre au sommet de l'atmosphère.

$$CIN = g \int_{z_{bottom}}^{z_{top}} \frac{T_v(\text{parcelle}) - T_v(\text{env.})}{T_v(\text{env.})} dz \quad (I-4)$$

5. Rôle de la surface

5.1. Distribution de la végétation en Afrique de l'Ouest et ses moyens d'interactions

Une classification de la végétation Ouest Africaine a été dressée par White en 1981 et en 1986. Cette carte repose sur une classification physionomique des types de végétation, l'auteur reconnaissant 16 types physionomiques principaux. Il s'agit donc d'une carte qui ne tient pas compte du milieu physique, en particulier le climat, même si évidemment chaque grande région est plus ou moins associée à un type climatique.

Pour la zone Ouest africaine, les régions décrites par cet auteur sont (Figure I-22) :

⇒ Zone **I** : centre régional d'endémisme guinéo – congolais, séparé en deux blocs par le couloir bénino – togolais. Il inclut essentiellement comme type de végétation la forêt ombrophile (1), quelques bandes littorales de forêt marécageuse et, vers la Sierra Leone, une mosaïque de forêt ombrophile et de formation herbeuse secondaire (2a) dérivée de la déforestation par l'homme et maintenue par les feux,

⇒ Zone **II** : zone de transition régionale guinéo – congolaise/soudanienne avec un type de végétation dominant identique à 2a c'est-à-dire une mosaïque de forêt ombrophile et de formation herbeuse secondaire (2b), avec parfois des îlots de forêt claire (Nigeria),

⇒ Zone **III** : centre régional d'endémisme soudanien avec comme type principal de végétation la forêt claire soit à abondance d'*Isobertinia* (3a), soit indifférenciée (plus au nord (3b)),

⇒ Zone **IV** : zone de transition régionale du Sahel avec comme types de végétation une formation herbeuse boisée à *Acacia* ou une formation buissonnante décidue (4a) et, plus au nord, une formation herbeuse et arbustive semi désertique (4b),

⇒ Zone V : La zone de transition régionale du Sahara, zone des déserts avec, hormis les régions de désert absolu, des types de végétation particuliers associés aux déserts côtiers, aux regs, aux hamadas, aux oueds, aux reliefs montagneux ou aux oasis, mais aussi une végétation psammophile associée à certaines régions de dunes.

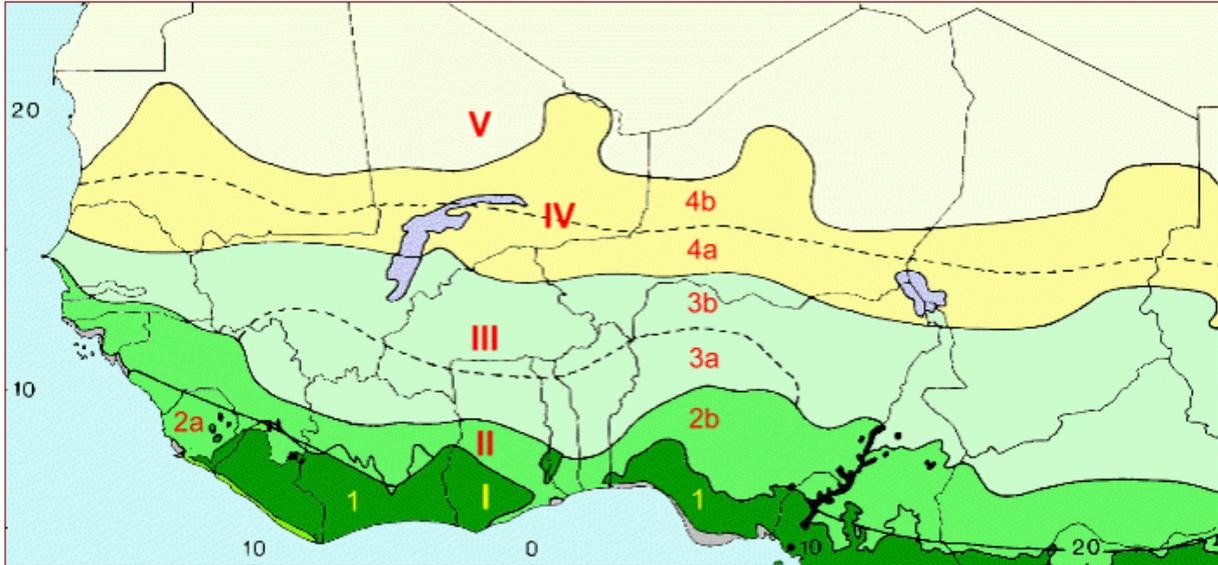


Figure I-22 : Carte de la distribution de la végétation d'Afrique de l'Ouest dressée par White (1981, 1986)

L'influence de la végétation sur le système atmosphérique a été longtemps négligée par rapport au rôle des SSTs. Or, la végétation est essentielle dans le couplage sol-atmosphère via le cycle de l'eau (Hutjes *et al.*, 1998), car elle constitue une interface complexe et efficace entre ces deux milieux, mais surtout elle permet d'accéder à une ressource supplémentaire importante qu'est l'humidité présente en profondeur dans le sol. En effet, la végétation peut puiser l'eau contenue dans le sol, et via ses feuilles et le phénomène de transpiration, libérer cette eau.

Les autres interactions existantes entre la végétation et l'atmosphère réalisées dans la couche limite sont de 3 types : échange d'énergie, de masse et de moment.

- **Albédo** : c'est le rapport de l'énergie solaire réfléchi par une surface sur l'énergie solaire incidente. L'albédo affecte donc la quantité d'énergie disponible en surface. La distribution de l'albédo est fonction de la végétation, et suit la même répartition qu'elle. Sur l'Afrique de l'Ouest la végétation de la zone I sur la Figure I-22 absorbe plus d'énergie solaire que la zone II, ... (zone I > zone II > zone III > zone IV > zone V).

- **Rugosité** : elle est fonction de la hauteur de végétation, qui provoque une perturbation de l'écoulement du vent dans la couche limite, favorisant ainsi le transfert de moment de l'atmosphère vers la végétation, et dans le sens inverse, favorise le transfert de chaleur de la végétation vers l'atmosphère. Le coefficient de rugosité dépend principalement du type de la

végétation. Ainsi, la distribution de la rugosité est la même que la distribution de la végétation. Sur l'Afrique de l'Ouest, la zone I sur la Figure I-22 est plus rugueuse que la zone II, ... (zone I > zone II > zone III > zone IV > zone V).

- **Flux de chaleurs latente et sensible** : le rapport de Bowen représente le rapport du flux sensible au flux de chaleur latente. Les flux de chaleurs sensible et latente sont fortement dépendants de la végétation. Ainsi, le rapport de Bowen ne fait que s'accroître de la zone I à la zone V (zone I < zone II < zone III < zone IV < zone V).

Ces trois mécanismes influencent l'épaisseur, la température et l'humidité de la couche limite et donc de façon indirecte l'énergie disponible pour la convection, c'est-à-dire le CAPE (Monkam, 2002).

5.2. Contraste de température continent – océan

Le gradient de température continent – océan (et le gradient de pression associé) est le mécanisme essentiel qui contrôle la circulation de mousson. Une circulation est possible dès qu'un gradient de température est créé entre l'océan et le continent. En Afrique de l'Ouest, le Golfe de Guinée est la source froide à cause des anomalies froides de température (SST) dues aux upwellings, alors que le Sahara est le pendant chaud du gradient, grâce au réchauffement thermique. Webster *et al.* (1998) confirment ce fonctionnement, et ajoutent même que lorsque la circulation induite par ce gradient de température advecte de l'humidité, ce qui entraîne une amplification du gradient de température. La circulation induite s'en trouve amplifiée.

L'évolution de ce gradient au cours de la saison humide se fait en deux étapes bien distinctes. La première étape est l'augmentation de la température sur le Sahara, exclusivement due au forçage radiatif. Cette température augmente graduellement. La seconde étape consiste en une diminution de la température de Golfe de Guinée. Cette chute de température a lieu au moment du déclenchement de la mousson africaine (Figure I-23).

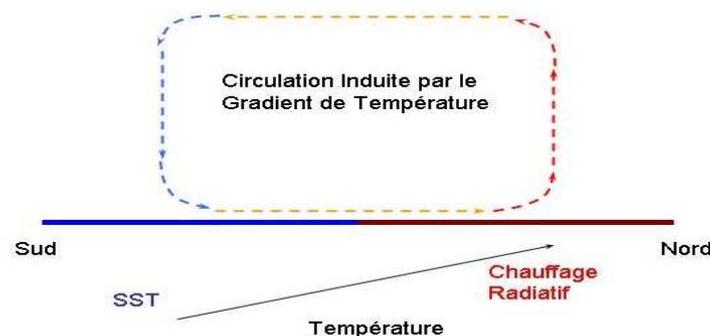


Figure I-23 : Schéma conceptuel de la circulation induite par le gradient de température.

L'intensité de ce gradient contrôle également l'intensité de la circulation induite, et donc de la pénétration du flux de mousson dans les terres. Ainsi, plus les extrêmes sont élevés, plus le Front Inter Tropical se déplace loin vers le nord.

Enfin, les upwellings du Golfe de Guinée jouent un autre rôle très important dans le fonctionnement de la Mousson Africaine non seulement en terme de gradient de température mais également en terme d'humidification du flux de mousson influençant ainsi l'intensité des précipitations sur le Sahel et la côte Guinéenne. En effet, une SST importante (des températures de l'air plus faibles) accroît les échanges de chaleur latente entre l'océan et l'atmosphère (par augmentation du contraste air/mer de température) conduisant à une augmentation de l'humidification de la couche limite. Cette augmentation s'ajoute à celle du gradient horizontal de température, qui a pour effet de déplacer l'humidité plus loin sur le continent. Ainsi, le Sahel a une plus forte mousson alors que la cote guinéenne voit son activité convective diminuer. Le phénomène inverse se produit dans cas d'une SST plus chaude (Cook et Vizy, 2006).

L'évolution annuelle du gradient nord-sud de température est le suivant :

- Durant la période Janvier – Juin, un fort gradient thermique existe sur l'Afrique de l'Ouest. Ce gradient est surtout dû au forçage thermique lors de cette période (Fontaine et Philippon, 2000),

- Durant la période Juillet – Septembre, apparaît une forte diminution de ce gradient en accord avec l'augmentation du flux de mousson (froid et humide), la convergence d'humidité, et la présence de convection et d'un faible AEJ (Fontaine et Philippon, 2000). Si le gradient de température reste fort, comme indiqué dans les sections précédentes, cela conduit à un fort AEJ, et donc à une année sèche (Fontaine et Janicot, 1992).

5.3. Gradient d'Humidité du sol – Impact de la végétation

Le gradient d'humidité du sol suit le cycle de déplacement de l'ITCZ tout au long de la saison de Mousson Ouest.

Ce cycle joue un rôle important entre le printemps et l'été pour le développement des pluies Sahéliennes (Fontaine et Philippon, 2000). En effet, une forte humidité du sol a pour conséquence directe de diminuer la température de la surface terrestre, mais aussi de diminuer l'albédo. Ces deux paramètres modulent les radiations terrestres et impactent fortement le

rayonnement solaire reçu. Ainsi les flux de chaleurs (sensible et latente) sont augmentés si ces paramètres diminuent. Les gradients horizontaux et verticaux de l'énergie statique humide (MSE : Moist Static Energy) augmentent grâce à l'augmentation de ces deux flux, et favorisent donc la circulation méridienne de Mousson, ainsi que la convection (Figure I-24).

L'humidité du sol joue également un rôle important dans l'activité de la Mousson à condition qu'il y ait une vaporisation de l'eau efficace soit par évaporation directe, soit par transpiration de la végétation.

L'importance de cette humidité a pu être démontrée à l'aide de simulations numériques exploitant des modèles de circulation générale avec une humidité du sol plus réaliste sur l'Afrique de l'Ouest (par exemple Douville et Chauvin, 2000). Elles montrent une amélioration significative de la prévision de la dynamique atmosphérique dans cette région.

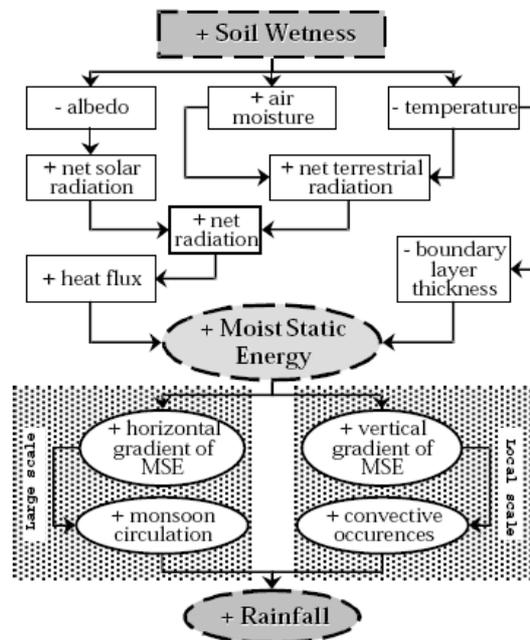


Figure I-24 : Diagramme schématisé du feedback de base entre l'humidité du sol et les précipitations à l'intérieur de la couche limite (adaptée à partir Emanuel, 1995 ; Eltahir et Gong, 1996 ; Zheng et Eltahir, 1998 ; provenant de Philippon et Fontaine, 2002).

L'humidité joue également un rôle d'amplificateur ou d'inhibiteur de l'effet des gradients de température. En effet, dans les zones très sèches, comme le Sahara, où le refroidissement par évapo – transpiration est impossible, le flux de chaleur sensible de la basse atmosphère est plus fort que dans les régions Sahéliennes et tropicales. Ceci a pour effet d'amplifier le gradient méridional de température et donc d'intensifier l'AEJ. L'augmentation de l'évaporation au Nord de l'AEJ, a pour effet contraire de diminuer le gradient de température entre 10° et 20°N, et par conséquent de diminuer l'intensité du jet.

L'humidité du sol peut également avoir un impact sur la variabilité interannuelle de la Mousson Africaine de l'Ouest. En effet, la réserve en eau du sol peut accélérer ou ralentir le développement de la Mousson (Philippon et Fontaine, 2002). Les précipitations d'été sur le Sahel (Juillet, Août, Septembre) qui ne sont pas significativement reliées aux pluies de l'année précédente à la même époque (Juillet-1, Août-1, Septembre-1), semblent par contre fortement liées à la deuxième période de précipitations sur le Golfe de Guinée, associée au recul de la Mousson en Septembre – Novembre. Ceci suggère l'existence d'une mémoire de plusieurs mois durant la saison sèche, capable d'exercer un forçage significatif sur la circulation atmosphérique de la mousson suivante. Ce forçage pourrait résulter de la libération dans l'atmosphère de l'humidité stockée dans les sols ce qui entraînerait une augmentation de MSE.

Ce stockage sur plusieurs mois et cette libération rapide pourrait résulter de propriétés particulières des sols (rétention de l'eau) et du couvert végétal (transpiration).

En effet, l'humidification de la basse atmosphère dépend en grande partie de la capacité de la végétation à transpirer et donc du type de végétation. D'autre part, sans la protection du couvert végétal, l'humidité du sol serait dissipée très rapidement par simple évaporation (Zeng et Eltahir, 1998). La végétation joue dans ce cas un rôle de tampon.

La distribution zonale de la végétation joue donc un rôle significatif dans l'évolution de la dynamique atmosphérique de la mousson africaine. La réponse de l'atmosphère à différentes modifications de la distribution de la végétation dépend surtout de la localisation de ces perturbations. Ainsi, la végétation près de la côte influence plus significativement les moussons simulées (Zeng et Eltahir, 1998) que la végétation proche de la bordure du désert. Cette différence d'impact résulte essentiellement du type de végétation présent dans ces deux zones géographiques. La végétation de la côte guinéenne est beaucoup plus luxuriante, alors que la végétation Sahélienne est plus rare mais aussi plus spécialisée dans l'économie et la conservation de l'eau. Ainsi, pour une même surface altérée de ces deux régions, la perte en transpiration est plus importante pour la région guinéenne.

On peut ainsi conclure que l'humidité du sol impacte la mousson de différentes façons:

- Elle maintient l'activité de la Mousson Africaine via un mécanisme de feedback évaporation / transpiration / précipitations en particulier dans les terres grâce au recyclage des précipitations (Serafini, 1990),

- Elle affecte le développement de la couche limite et le niveau de convection libre, et module ainsi la quantité d'eau précipitée (Schär *et al.*, 1998),

Sur une période assez longue, elle modifie le gradient méridien d'humidité et de MSE et ainsi modifie la circulation atmosphérique aux échelles saisonnières et interannuelles :

- *A grande échelle* : Le MSE dirige la circulation de mousson à travers l'arrangement des gradients horizontaux (Emanuel, 1995) et explique en partie la variabilité des précipitations du Sahel (Eltahir et Gong, 1996 ; Fontaine et Philippon, 2000),

- *A petite échelle*: L'augmentation du MSE juste avant des événements humides résulte d'un feedback positif entre les structures d'humidité et la convection humide.

Les conditions de la surface sont ainsi totalement caractérisées par le couvert végétal et l'humidité du sol et jouent un rôle significatif dans la variabilité des précipitations en Afrique de l'Ouest. La désertification du sub-Sahara a pour effet de réduire les précipitations dans la zone modifiée, et conduit à une augmentation de ces précipitations au sud de cette même zone, et d'une advection de l'humidité vers le Nord réduite.

6. Démarche adoptée

Plusieurs questions, ressortant de la synthèse bibliographique précédente, ont motivé ce travail de thèse qui a tenté d'y amener quelques éléments de réponse.

La première interrogation porte sur l'identification des processus de grande échelle qui contribuent au déclenchement de la Mousson Africain.

Pour se faire une analyse systématique des corrélations entre précipitations et entités dynamiques et thermodynamiques ont été réalisés, afin de diagnostiquer les constantes dans le déroulement de l'Onset et les différences qui semblent guider les variations d'intensité (en terme de précipitations) entre deux saisons contrastées.

La deuxième interrogation porte sur l'identification des forçages de méso – échelles associées à ces processus qui entrent en jeu dans la création et le développement des lignes de grains.

Pour y répondre, comme les lignes de grains sont la principale contribution de ces pluies, une étude systématique de l'environnement à méso – échelle a été réalisée afin de caractériser les relations entre ligne de grains et entités dynamiques importantes. Une étude plus détaillée a été réalisée sur cas particulier observé le 28 juillet 2006 afin de préciser à

chaque stade du cycle de vie de la ligne de grains, la relation que celle-ci entretient avec son environnement.

Pour finir, se pose la question de l'impact des lignes de grains.

Pour y répondre une quantification des bilans de chaleurs et d'humidité lors du passage des lignes de grains a été fait afin d'évaluer les modifications environnementales qu'entraîne la convection. Cette étude s'appuie sur l'utilisation de la méthode analytique MANDOPAS 3D.

Ce document de synthèse se présente sous forme de trois parties. La première porte sur la comparaison entre deux saisons de mousson aux régimes de précipitations différents, afin de mieux comprendre les origines de leurs différences d'activités, et de cerner les phénomènes qui entrent en jeu dans l'installation de conditions favorables à la génération des systèmes convectifs sur le Sahel. Dans un second temps, les résultats obtenus sont appliqués à l'étude de la saison de l'expérience AMMA, l'année 2006.

La seconde partie, traite des processus physiques entrant en jeu dans l'initiation, l'organisation et le développement des lignes de grains sur le Sahel. Cette étude qui se base sur l'interaction entre la dynamique atmosphérique et les systèmes convectifs de moyennes échelles, est réalisé sur toute la période active de la mousson, puis s'effectuera sur un cas particulier observé pendant la campagne AMMA. Une approche nouvelle exploitant la notion de vecteur J sera utilisée en complément.

Enfin, dans la dernière partie de ce travail, les bilans de chaleur et d'humidité sont évalués à partir soit de mesures réelles obtenues lors de l'expérience AMMA soit de produit du Centre Européen de Prévision à Moyen Terme.

Chapitre II : Comparaison entre deux saisons de Moussons Africaines

1. Méthodologie

1.1. Principe

1.1.1. Le domaine

L'objectif de cette étude est dans un premier temps, comme indiqué précédemment, l'identification des caractéristiques univoques de la Mousson Africaine. La zone sélectionnée pour réaliser cette étude, est une bande longitudinale de 20° de large, allant de 10° Ouest à 10° Est, sur une zone méridionale de 40° de longueur, située entre 10° Sud et 30° Nord (Figure II-1). Ce domaine a été choisi, pour sa distribution zonale homogène de la végétation (Chapitre I section 5.1) et pour sa localisation optimale par rapport aux composantes principales de la dynamique atmosphérique de ces régions (Chapitre I Section 3). On y retrouve ainsi les trois principaux jets (AEJ, TEJ et STJ), ainsi que les deux zones d'ascendance (humide de la ZCIT et sèche de la HL) caractérisant la mousson africaine.

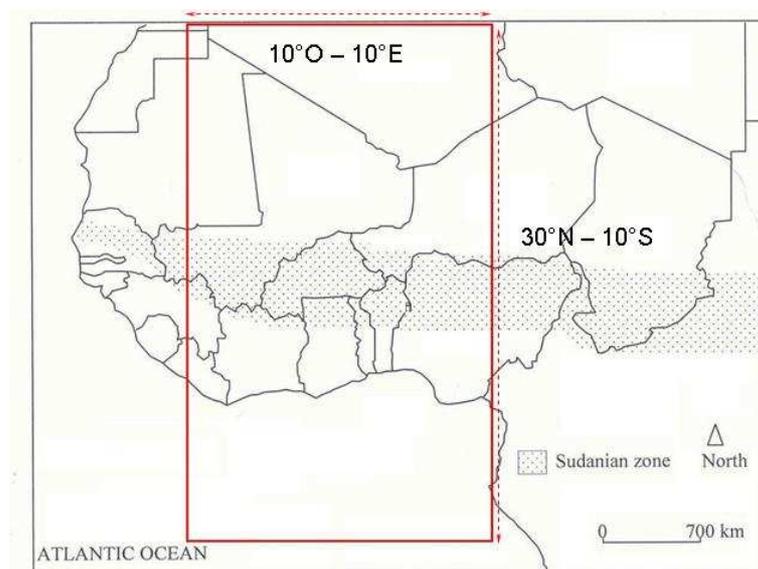


Figure II-1 : Carte de l'Afrique de l'Ouest avec le domaine sélectionné pour l'étude.

1.1.2. La méthode

L'approche choisie pour réaliser cette étude repose sur l'exploitation de diagrammes de Hovmüller, moyennés en longitude (homogène dans le domaine choisi) et en temps. La moyenne en longitude permet de filtrer l'impact des variations et discontinuités locales résiduelles et ainsi de se focaliser sur les phénomènes de grande échelle spatiales. La moyenne glissante en temps utilisée pour ces diagrammes est adaptée aux échelles de temps que l'on veut filtrer. Plusieurs filtres temporels différents seront utilisés dans la suite selon les phénomènes dont on veut diagnostiquer l'impact (onde planétaire, onde d'est, lignes de grains, cycle diurne).

1.1.3. Evaluation de la méthode

Les diagrammes Hovmüller sont réalisés avec un filtre temporel de trois jours. Les caractéristiques moyennes ainsi obtenues permettent de minimiser l'impact du cycle diurne et des phénomènes convectifs pour pouvoir se focaliser sur les caractéristiques moyennes des différentes entités dynamiques de cette région. Afin de s'assurer de la représentativité des caractéristiques moyennes ainsi obtenues (variabilité faible de ces caractéristiques aux échelles inférieures), il a été réalisé une analyse systématique, pour différents paramètres, de l'écart entre les champs moyens obtenus et les champs initiaux.

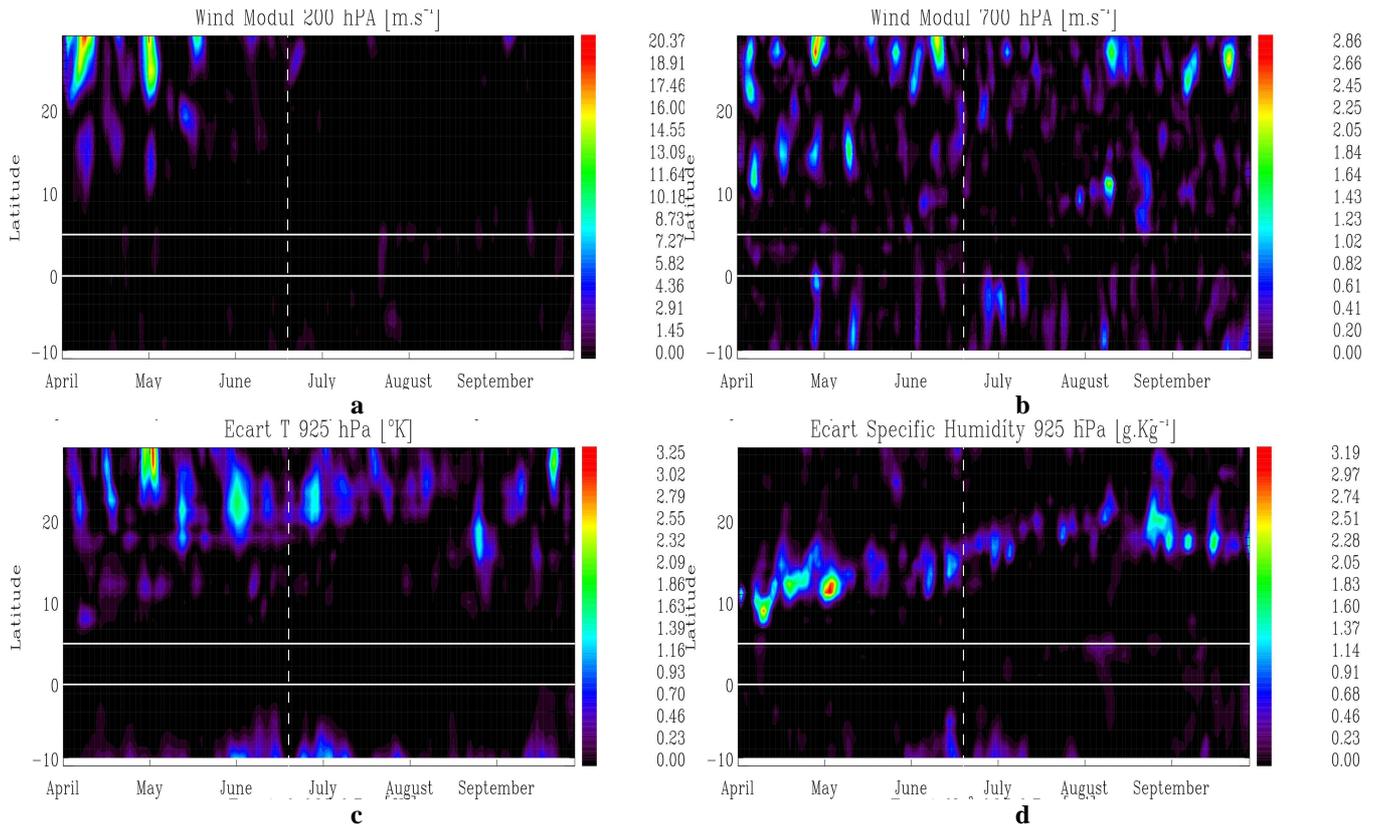


Figure II-2 : Diagrammes Hovmüller Temps/ Latitude de l'écart aux moyennes temps et longitude pour le module du vent (a) à 200 hPa et (b) à 700 hPa, (c) la température à 925 hPa (d) et l'humidité spécifique à 700 hPa. En pointillé blanc l'Onset de la saison.

Un exemple de résultat pour le module du vent à 200 hPa et à 700 hPa, où la température à 925 hPa et l'humidité spécifique à 700 hPa sont données Figure II-2. Il montre que la variabilité n'exécède pas 10% du champ correspondant et s'interprète simplement en terme de variations locales ou de petites échelle temporelles.

1.2. Choix des années d'étude

Le choix des deux saisons retenues dans l'étude comparative s'est fait uniquement comme indiqué précédemment, sur un critère d'intensité des précipitations. Cette sélection s'est appuyée sur le diagramme de L'Hote *et al.* (2002), caractérisant l'évolution mesurée de la pluviométrie sur le Sahel entre 1950-2000. Ce choix a été cependant contraint par la nécessité de prendre des données homogènes dans les réanalyses exploitées pour ce travail, ce qui a conduit à prendre des années proches. Les années 1999 et 2000 présentent un pool de mesures identiques et une forte différence de précipitations pour deux années proches (Figure II-3). L'année 1999 est fortement excédentaire en précipitations, alors que 2000 est au contraire très déficitaire.

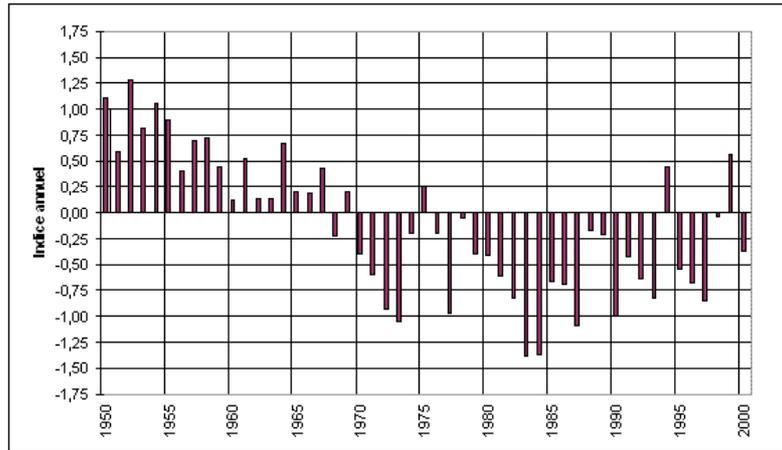


Figure II-3 : Diagramme des précipitations sur le Sahel de 1950 à 2000.

La date de l'Onset identifiée par Sultant et Janicot (2003) pour ces deux années est le 18 juin pour 1999 et le 29 juin pour 2000.

1.3. Jeux de données utilisées

1.3.1. Les réanalyses Européennes de l'ECMWF (ERA-40)

Les données exploitées dans ce travail sont tout d'abord celles issues du Centre Européen de Prévision à Moyen Terme (ECMWF ReAnalysis, ERA). Ce centre est à l'origine de la production de plus de 40 années (1958-2001) de paramètres atmosphériques de surface et d'altitude réanalysés selon un système complexe d'assimilation de données et de prévision qui permet une série homogène d'analyses (Uppala *et al.*, 2005). Les données de satellite sont venues cependant enrichir les réanalyses des dernières années permettant en particulier une meilleure représentation des zones tropicales. Le système d'assimilation du Centre Européen de Prévision à Moyen Terme est constitué d'un maillage, composé en altitude de 23 niveaux de pression (1000, 925, 850, 775, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10, 7, 5, 3, 2, 1 hPa), dont chaque maille de 1.125° carré décrit l'état de l'atmosphère. Les données analysées sont composées de variables dynamiques et thermodynamiques. Les réanalyses sont produites toutes les 6 heures (0h, 6h, 12h et 18h).

Les variables assimilées lors de la production des réanalyses n'ont pas le même niveau de contribution en fonction de la paramétrisation du modèle et des observations. Les variables du type A (vent, température et humidité), les plus proches de l'observation, contribuent fortement aux réanalyses. Les variables de types C, très sensibles à la paramétrisation du modèle sont plus sujettes à caution. Les précipitations en sont le principal exemple.

1.3.2. Les réanalyses américaines du NCEP / NCAR

Les données exploitées dans ce travail sont d'autre part celles issues du NCEP (National Center for Environmental Prediction) et NCAR (National Center for Atmospheric Research). Elles sont obtenues sur le même principe que les réanalyses de l'ECMWF (Kalnay *et al.*, 96), mais en utilisant des jeux d'observations légèrement différents. Ces jeux diffèrent essentiellement au niveau des observations satellitaires assimilées.

Les réanalyses NCEP se présentent sur une grille de $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, sur 17 niveaux (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 et 10 hPa), avec un pas de temps de 6h (0h, 6h, 12h, 18h). Pour des raisons de meilleure résolution spatiale, seules les données ECMWF ont été exploitées dans la suite. Cependant afin d'évaluer l'impact de ce choix sur les résultats, une comparaison des champs de base issus des réanalyses de l'ECMWF et du NCEP/NCAR ont été réalisés. Pour cette comparaison, les réanalyses du Centre Européen ont été interpolées sur la grille NCEP/NCAR.

1.3.3. Comparaison entre les ERA-40 et NCEP

Une comparaison entre les deux jeux de données (ERA-40 et NCEP) a été effectuée pour les deux années d'étude sélectionnées. Dans la suite, seuls les résultats pour l'année 1999 seront illustrés car les conclusions que l'on tire de cette comparaison sont les mêmes pour les deux années.

1.3.3.1. Localisation et Evolution

La comparaison ERA-40 / NCEP, montre que l'évolution des différentes entités dynamique et thermodynamique caractérisant la mousson africaine est identique pour ces deux jeux de données. Par exemple, les diagrammes Hovmüller temps/latitude du module du vent à 200 hPa et 700 hPa (Figure II-4), indique une localisation et une évolution en terme de situation et d'intensité des jets d'altitude comparables à l'échelle de temps considérée.

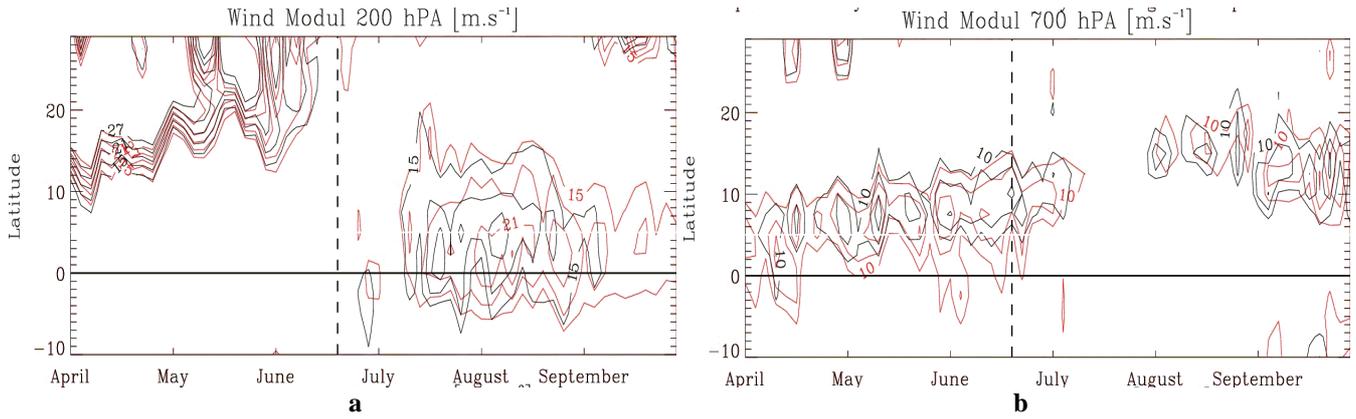


Figure II-4 : Diagrammes Hovmöller temps/ latitude comparant l'évolution temporelle lors de l'année 1999 du module du vent des ERA-40 (isoligne noir) et des NCEP (isoligne rouge) (a) à 200 hPa et (b) à 700 hPa. La ligne en pointillée représente l'Onset de la mousson, la ligne continue noire l'équateur.

Ils révèlent un déplacement graduel vers le Nord en début de saison et avant l'Onset de la mousson (ligne pointillée) du Jet Sub Tropical (STJ). Après l'Onset et l'installation de la Mousson Africaine, le Jet d'Est Tropical (TEJ) se met en place. A 700 hPa, le Jet d'Est Africain (AEJ) réalise également une migration progressive vers le Nord, passant de 5°N à 15°N. On constate une rupture dans l'intensité de l'AEJ entre la mi-Juillet et début Août. Les jets d'altitude présentent la même intensité pour les deux jeux de données.

En ce qui concerne les variables thermodynamiques, les jeux de données sont aussi très proches l'un de l'autre comme le montrent les diagrammes suivants, pour la température (T), la température potentielle (θ) (Figure II-5), l'humidité spécifique (q) et l'énergie statique humide (MSE) (Figure II-6).

La température et la température potentielle ont comme seule différence significative des "pulses" importants avant l'Onset de la mousson pour le jeu de données du NCEP (courbe rouge) que nous n'observons pas pour les ERA-40 (courbe noire).

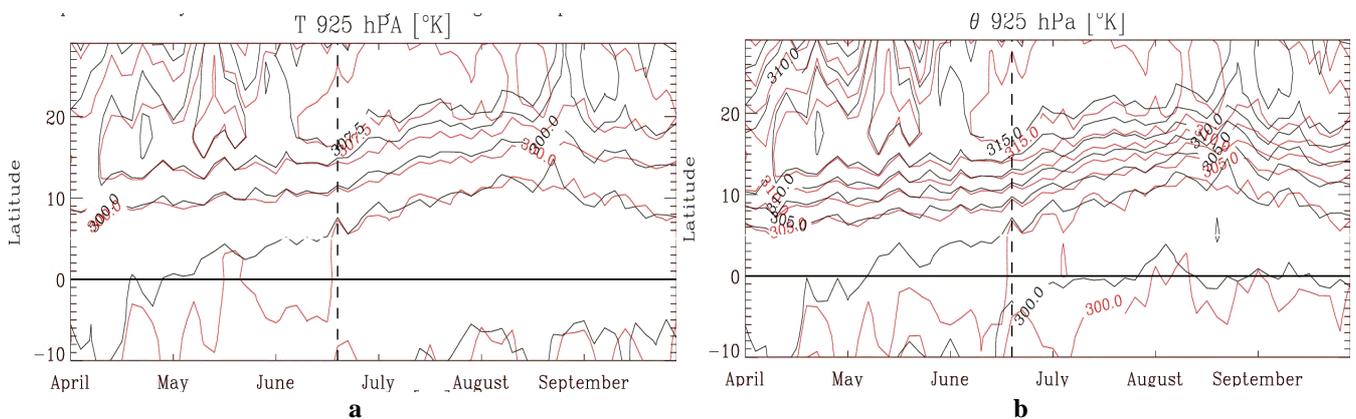


Figure II-5 : Diagrammes Hovmöller temps/ latitude comparant l'évolution temporelle lors de l'année 1999 à 925 hPa des ERA-40 (isoligne noir) et des NCEP (isoligne rouge) (a) de la température et (b) de la température potentielle. La ligne en pointillée représente l'Onset de la mousson, la ligne continue noire l'équateur.

En ce qui concerne l'humidité spécifique et l'énergie statique humide, la principale différence concerne leurs maximums (Figure II-6). Pour les NCEP, le maximum d'humidité spécifique (et donc de MSE) est situé entre 5 et 10°N avant l'Onset, et s'étend en latitude après pour atteindre 5°N à 15°N, lorsque la Mousson Africaine sera en pleine activité. Pour les ERA-40, la zone de maximum d'humidité s'étend de -10 à 10°N avant l'installation de la mousson, pour se stabiliser vers 0-15°N après. Ces différences bien qu'importantes n'impactent cependant pas leur évolution qui reste similaire au cours du temps.

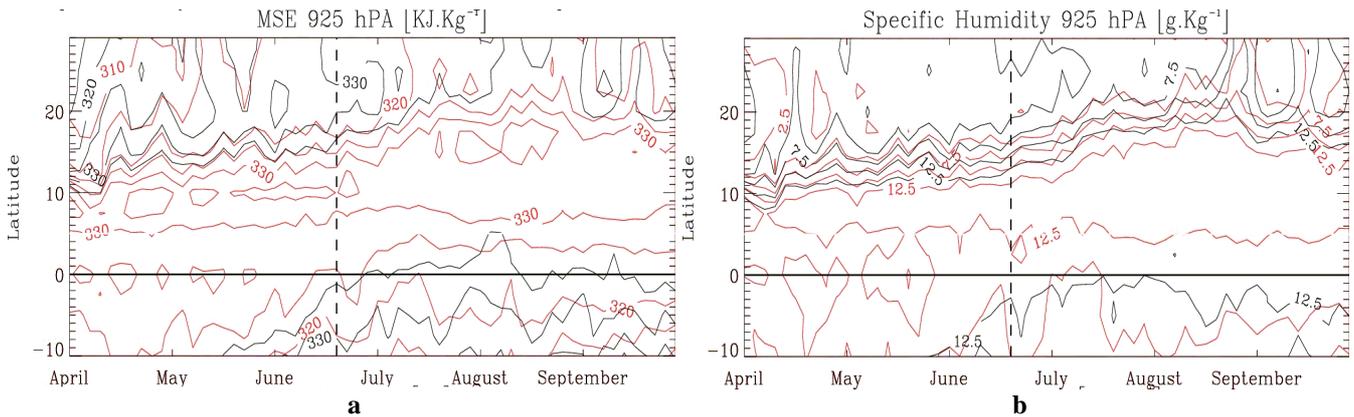


Figure II-6 : Diagrammes Hovmöller temps/ latitude comparant l'évolution temporelle lors de l'année 1999 à 925 hPa des ERA-40 (isoligne noir) et des NCEP (isoligne rouge) (a) de MSE et (b) de l'humidité spécifique. La ligne en pointillée représente l'Onset de la mousson, la ligne continue noire l'équateur.

En conclusion, la comparaison sur les deux années (1999, 2000) des jeux de données ERA-40 et NCEP, montrent des similitudes très fortes en ce qui concerne la localisation et l'évolution temporelle des entités dynamiques et thermodynamiques.

1.3.3.2. Intensité

Concernant l'intensité de ces champs, la comparaison s'effectue en réalisant des différences entre ERA-40 et NCEP, pour chaque variable dynamique et thermodynamique étudiée (Figure II-7 et Figure II-8).

Le constat principal est l'existence de biais systématiques ($\pm 2 \text{ m.s}^{-1}$ pour le champ de vent, $\pm 5 \text{ K}$ pour le champ de température et 4 g/kg pour le champ d'humidité spécifique) qui se traduisent par des champs différences relativement homogènes dans le temps. Ceci indique encore une fois la confiance que l'on peut avoir sur l'évolution temporelle de ces champs.

Pour le vent, on observe à 200 hPa, au nord-est et au sud de la zone de mousson de forts écarts qui correspondent à une forte variabilité des deux Jets Sub Tropicaux. En effet, ceux-ci représentent une forte ondulation Nord – Sud qui n'est pas captée de la même façon par les deux systèmes d'analyses (Figure II-7-a).

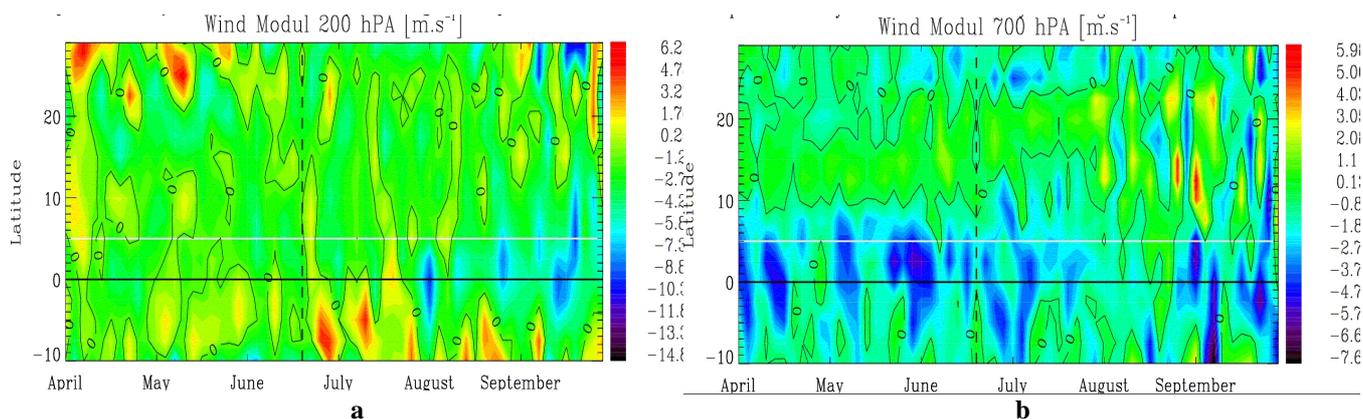


Figure II-7: Diagrammes Hovmüller temps/ latitude comparant l'évolution temporelle lors de l'année 1999 de la différence d'intensité du module de vent entre les ERA-40 et les NCEP (a) à 200 hPa et (b) à 700 hPa. La ligne en pointillée représente l'Onset de la mousson, la ligne continue noire l'équateur, et la ligne continue blanche la côte.

A 700 hPa, un fort biais négatif de vent est observé vers l'équateur dans une zone de très faible vent (Figure II-7-b). Cette zone sensible aux différences de vent, est cependant localisée dans une région qui ne présente pas d'intérêt majeur pour la présente étude, puisque aucune entité dynamique importante n'y est présente.

On constate pour les variables thermodynamiques, que l'écart est de l'ordre de 10% entre les deux jeux de données (Figure II-8). Les températures issues des ERA-40 sont plus élevées à moyenne altitude, alors que celles du NCEP, sont plus fortes à basses et hautes altitudes.

Pour l'humidité spécifique, les valeurs des ERA-40 apparaissent beaucoup plus fortes que celle du NCEP. Cependant leurs évolutions sont proches (Figure II-6).

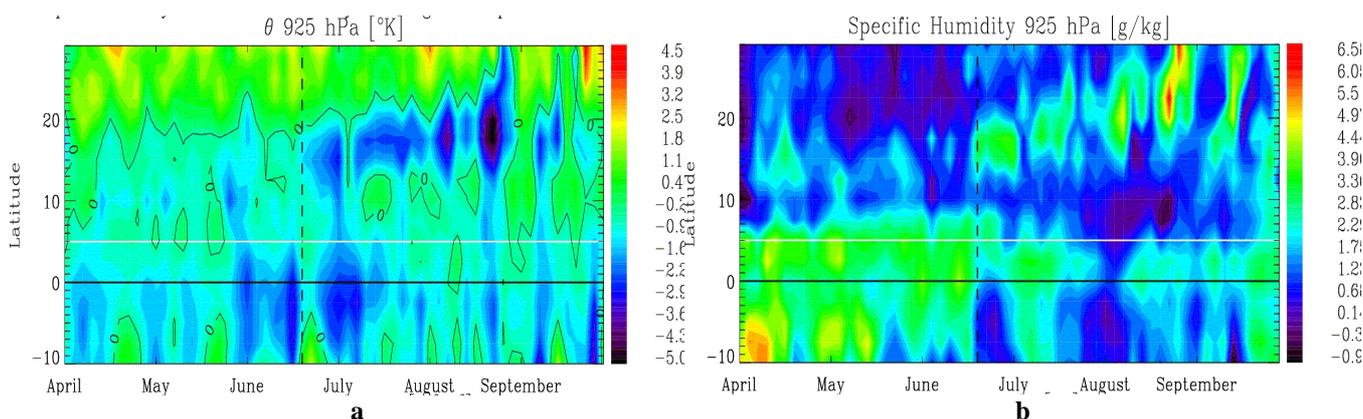


Figure II-8 : Diagrammes Hovmüller temps/ latitude comparant l'évolution temporelle lors de l'année 1999 l'intensité à 925 hPa (a) de la différence de température potentielle et (b) de l'humidité spécifique ente les ERA-40 et les NCEP.

La comparaison entre les deux jeux de données ERA-40 et NCEP montre que les réanalyses ont des comportements semblables, et que les différences d'intensités existent mais restent faibles. On peut conclure qu'une étude sur l'évolution temporelle des différentes

entités constituant le système de mousson conduira aux mêmes résultats qu'elle soit basée sur les données ERA-40 du CEPMMT, ou sur celles du NCEP/NCAR.

2. Comparaison entre deux saisons de Mousson

2.1. Analyse du régime de pluie ECMWF pour 1999 et 2000

Le cumul des précipitations convectives et des précipitations de grande échelle provenant des réanalyses pour les deux saisons montre que l'année 1999 est effectivement plus pluvieuse que l'année 2000 (Figure II-9-a) sur l'ensemble du domaine étudié. La réalisation d'un découpage de ce domaine en deux zones géographiques distinctes, l'une située sur la côte Guinéenne (5° - 10° N), l'autre sur le Sahel (10° - 15° N), indique que cet excès de précipitations en fin de saison pour 1999 existe à la fois sur la côte et sur le Sahel (Figure II-9-b).

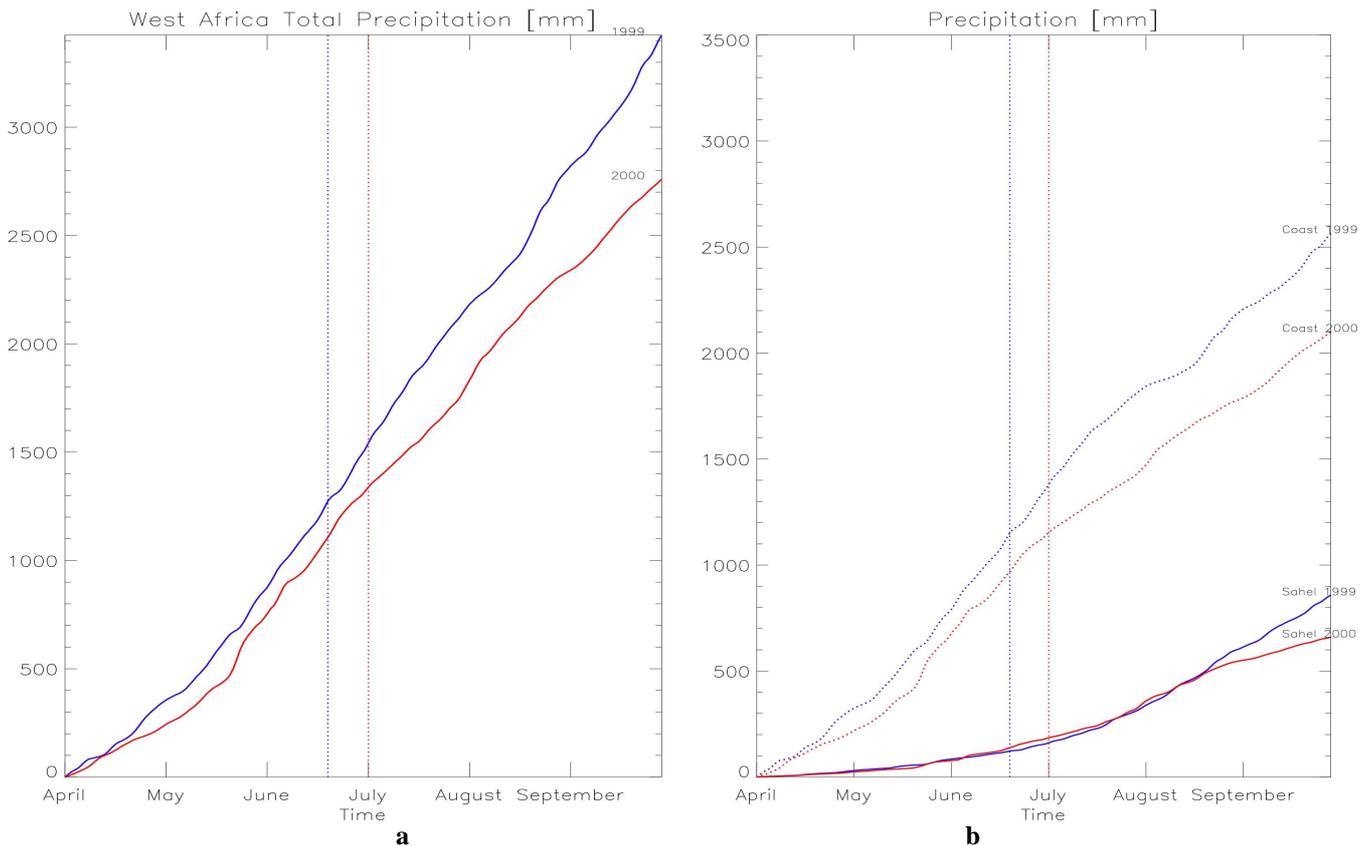


Figure II-9 : Diagrammes du cumul des précipitations en fonction du temps (a) cumul total des précipitations (mm) et (b) cumul des précipitations sur la côte (mm) (en trait pointillé), sur le Sahel (mm) (en trait plein), en bleu l'année 1999, en rouge l'année 2000. En pointillé l'Onset des saisons (bleu=1999, rouge=2000).

Le cumul des précipitations sur la côte s'intensifie pour les deux années (voir changement de pente Figure II-9-b) entre Mai et Août. L'intensification est plus marquée pour

1999 dès le début de l'année. La diminution des précipitations est moins visible pour la saison 2000. Pour le Sahel, on ne constate pas de différences significatives entre les deux années dans la phase d'intensification des précipitations. Par contre, l'affaiblissement (rupture de pente dans l'évolution temporelle Figure II-9-b) qui intervient à la mi-Août pour les deux années, et plus marqué pour l'année 2000. Ceci explique le déficit de précipitations observées en fin de saison 2000 sur le Sahel. Cette évolution temporelle se montre en accord avec le déroulement classique de la mousson avec intensification des précipitations sur la côte précédant une création ou un décalage vers le nord des zones de pluies. Ce décalage sur le Sahel, qui correspond à la migration nord maximum de l'ITCZ, entraîne une diminution des précipitations sur la côte.

Une séparation du cumul sur tout le domaine des précipitations de grande échelle (mouvements verticaux résolus par le modèle) de celles convectives (paramétrées) permet de mettre en évidence qu'une mousson peu importante est impactée par une diminution équivalente des deux types de précipitations (convectives et de grande échelle) (Figure II-10-a et -b). Les contributions des deux types de précipitations sur l'ensemble de l'Afrique sont quasi équivalentes.

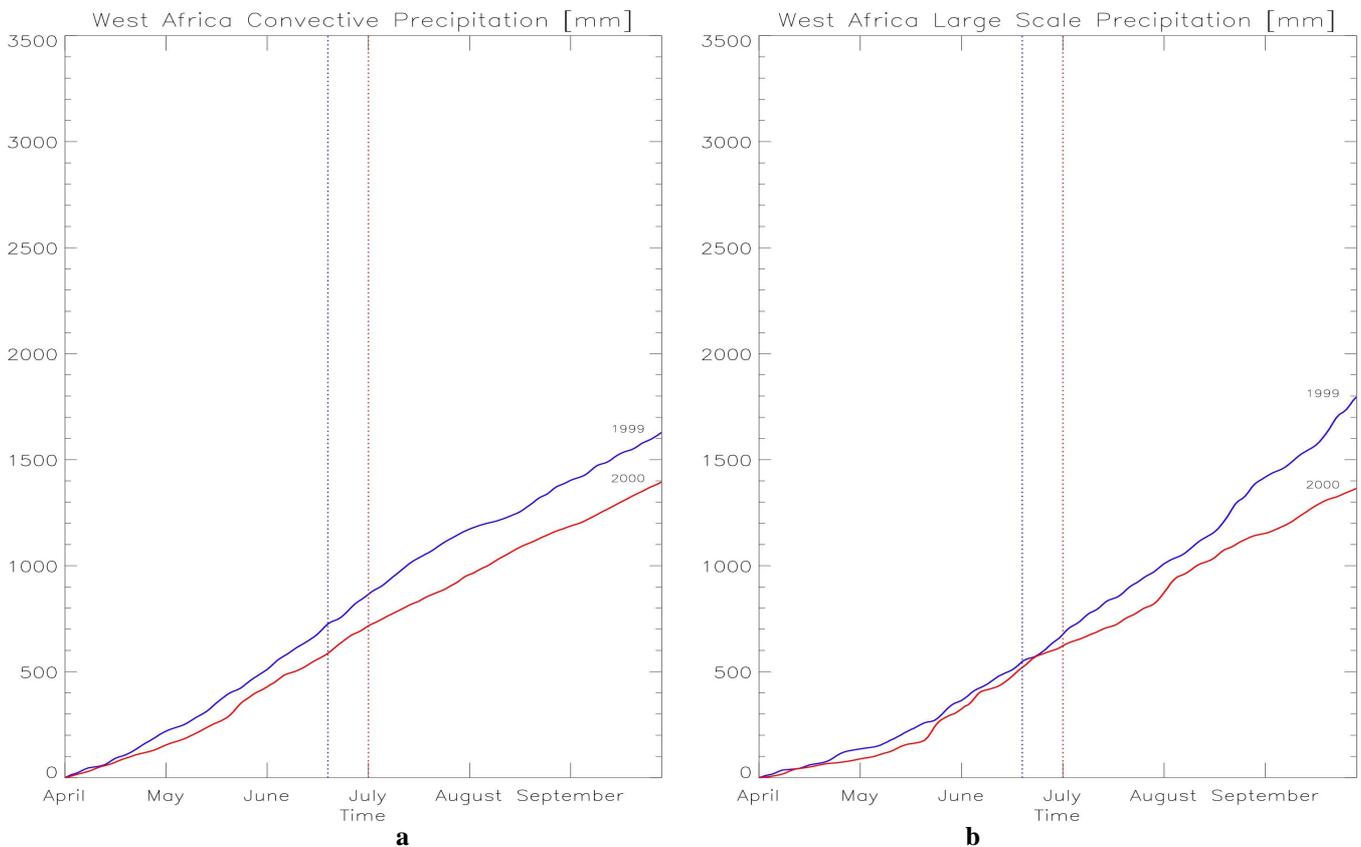


Figure II-10 : Diagrammes du cumul des précipitations en fonction du temps (a) cumul total des précipitations convectives (mm) et (b) cumul des précipitations de grande échelle (mm) (en bleu l'année 1999, en rouge l'année 2000). En pointillé l'Onset des saisons (bleu=1999, rouge=2000).

L'Onset ne semble cependant pas affecter de la même façon ces deux types de précipitations. Le cumul de précipitations convectives croît régulièrement (indiquant des pluies convectives constantes dans le temps) tandis que les précipitations de grande échelle présentent un changement d'intensité peu avant l'Onset. Ce changement d'intensité a lieu sensiblement au même moment pour les années 1999 et 2000. On observe pour finir que l'affaiblissement en fin de saison pour 1999 est associé au régime de précipitations convectives, affaiblissement qui est en partie contrebalancé par les pluies de grande échelle.

L'étude quantitative des précipitations sur l'Afrique de l'Ouest, permet donc de mieux comprendre les principales différences entre 1999 et 2000. En 1999, comme en 2000, les précipitations totales ont la même répartition géographique. Les précipitations sur le Sahel représentent environ 25 % des précipitations totales observées sur le continent (Tableau II-1). Il en est de même pour la répartition suivant le type de précipitations, où les précipitations sont équitablement réparties sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest.

La comparaison des précipitations totales sur l'Afrique de l'Ouest (Tableau II-1 et Tableau II-2) montre une diminution de 20 % entre les deux années d'étude. Cependant, cette diminution n'est pas homogène selon le type ou l'emplacement géographique des précipitations. Ainsi, la diminution des précipitations totales est de l'ordre de 23 % sur le Sahel et de 18 % sur la côte confirmant la plus forte sensibilité de la région sahélienne aux variations d'intensité de la mousson. De même, les précipitations de grande échelle baissent sur toute l'Afrique de l'Ouest de 25 %, alors que les convectives décroissent seulement de 14%.

Tableau II-1 : Contributions des différents types de précipitations et des répartitions spatiales.

	1999		2000		Différence entre 99-00	
Précipitations Totale sur l'Afrique de l'Ouest	3425 mm	100%	2760 mm	100%	335 mm	19,40%
Précipitations Totale sur le Sahel	858 mm	25,05%	659 mm	23,88%	199 mm	23,19%
Précipitations Totale sur la Côte	2567 mm	74,95%	2101 mm	76,12%	461 mm	17,95%
Précipitations Convective Totale sur L'Afrique de l'Ouest	1629 mm	47,57%	1395 mm	50,54%	234 mm	14,36%
Précipitations de Grande Echelle Totale sur l'Afrique de l'Ouest	1796 mm	52,43%	1365 mm	49,46%	431 mm	23,99%

Tableau II-2 : Contribution des différents types de précipitations suivant leur répartition géographique

	1999	2000	Différence entre 99-00	
Précipitations Convective Sahel	353 mm	349 mm	4 mm	1,13%
Précipitations Convective Côte	1276 mm	1046 mm	230 mm	18,02%
Précipitations Grande Echelle Sahel	505 mm	310 mm	195 mm	38,61%
Précipitations Grande Echelle Côte	1291 mm	1055 mm	236 mm	18,28%

En croisant le type de précipitations selon les zones géographiques, on constate que pour le Sahel, le déficit en précipitations en 2000 résulte essentiellement des précipitations de grande échelle qui chutent de près de 40 % contre seulement de 1 % pour les précipitations convectives (Tableau II-2). Par contre, sur les côtes, on ne note pas de différences notables dans la contribution des deux types de pluies dans ce déficit. Ceci semble confirmer les observations de Le Barbé *et al.* (2002) qui montre que sur le Sahel on observe autant de convection entre les années sèches et humides.

2.2. Analyse des champs de haute altitude

L'objectif est ici de documenter la signature dynamique et thermodynamique en altitude de l'Onset et éventuellement des précurseurs à ce déclenchement. Pour ce faire, on s'intéresse aux champs de géopotentiel, de température et de vent à 200 hPa.

Pour chaque année étudiée (Figure II-11), une signature univoque du déclenchement de la Mousson Ouest Africaine est une inversion rapide du gradient de géopotentiel. Ce changement radical se traduit par une modification importante de la dynamique de cette région.

Ainsi, d'Avril à l'Onset, le gradient méridien (sud – nord) de géopotentiel est négatif. Des hautes pressions se situent au niveau de l'équateur. Lors de l'Onset, on observe une inversion rapide de ce gradient méridien, qui devient positif, entraînant un changement directement lié à l'installation d'une haute pression au dessus du Sahara.

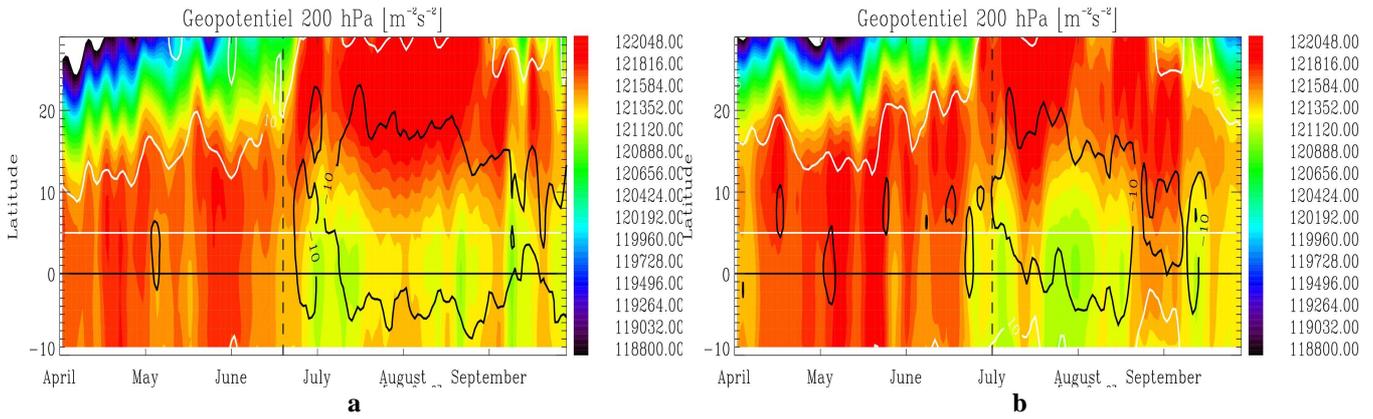


Figure II-11 : Diagrammes Hovmüller temps/ latitude du géopotential à 200 hPa (a) de la saison 1999 (b) de la saison 2000. Superposé en contour blanc, le STJ (10 m.s^{-1}), en contour noir le TEJ (10 m.s^{-1}), en pointillé l'Onset de la saison.

L'étude plus précise de cette installation, en examinant le géopotential à un instant donné avant, pendant et après l'Onset (Figure II-12) montre qu'il s'agit d'une extension de la haute pression arabique vers l'ouest. La "langue" de haute pression correspondante traverse l'Afrique de l'Ouest pour atteindre le Golfe de Guinée. A partir de cet état initial du géopotential, s'en suit une étape transitoire où cette langue diminue d'intensité et se décale vers le nord. Cette étape correspond à l'Onset. Après l'installation de la mousson, la langue bien installée au-dessus du Sahara, s'étend du Golfe Arabique à l'Atlas Marocain et à la Mauritanie.

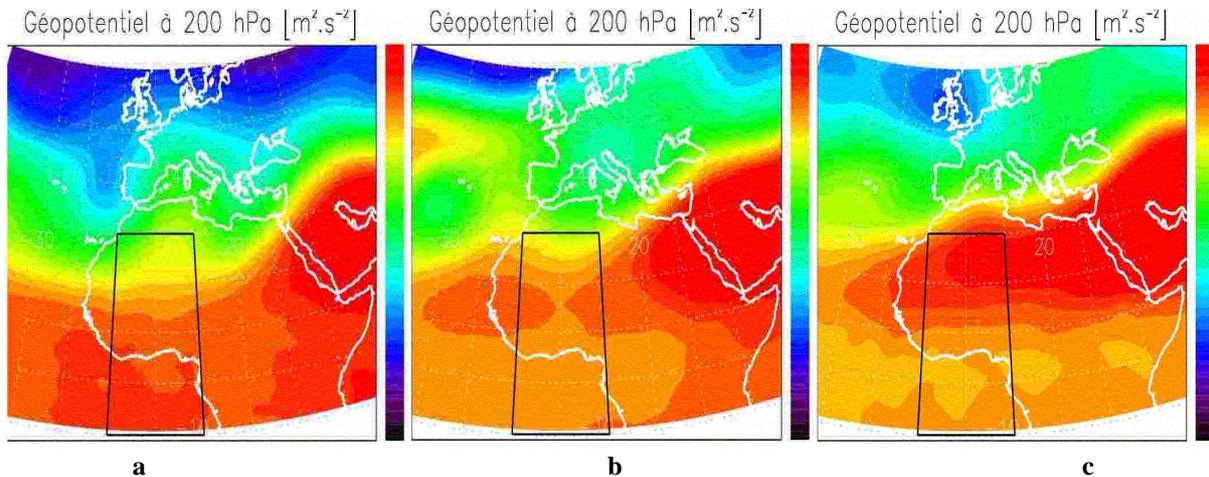


Figure II-12 : Coupe horizontale à 200 hPa du géopotential (a) avant, (b) pendant (c) et après l'Onset. Superposé en noir, le domaine d'étude des diagrammes Hovmüller.

En ce qui concerne les vents, le Jet d'Ouest Sub Tropical se situe lors de la période de pré – mousson entre 15° et 25° N et présente de fortes oscillations latitudinales (Figure II-14). Il migre ensuite vers le nord, pour atteindre une latitude de plus de 30° N. Cette migration s'effectue au même moment que le changement de gradient du géopotential. Cette migration du jet associée à la mise en place de la langue de haute pression résulte sans doute du cycle saisonnier solaire. En effet, la localisation de la Zone de Convergence Inter Tropicale (ITCZ)

et donc de la branche ascendante des cellules de Hadley est fortement influencée par le maximum d'ensoleillement. Le décalage de l'ensoleillement maximum au sol vers le nord entraîne une migration similaire de l'ITCZ. La branche subsidente des cellules de Hadley située au nord de l'ITCZ, génératrice de vent d'Ouest à haute altitude (Chapitre I, section 3.8), suit cette migration et modifie ainsi la localisation du Jet d'Ouest Sub Tropical.

Pour les champs de température, on observe pour les deux années, après l'Onset, entre 25° et 30° N, un maximum (Figure II-13). Ce maximum associé à la haute pression arabe crée un fort gradient positif sur l'axe Sud – Nord. Ce maximum diminue d'intensité lors du recul de la mousson.

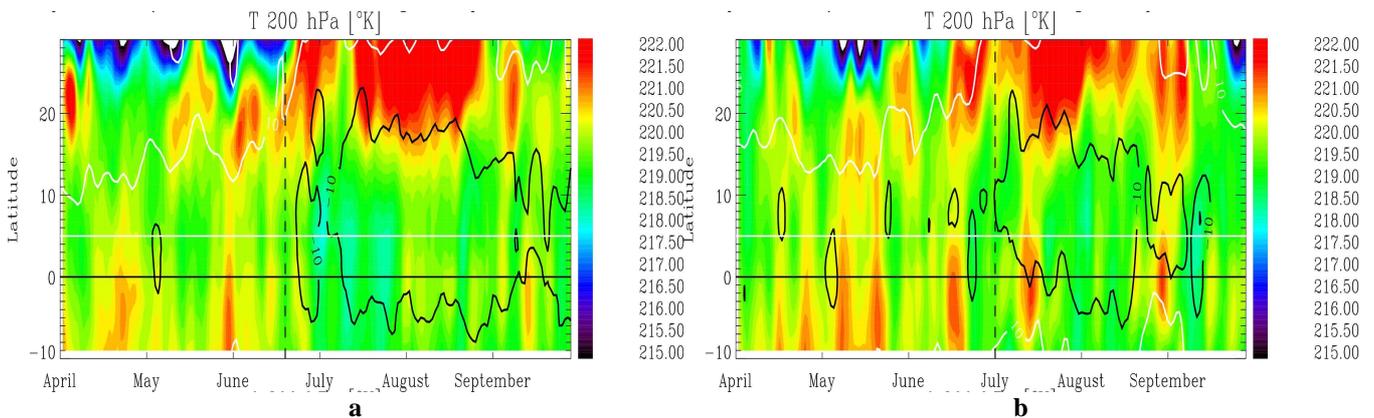


Figure II-13 : Diagrammes Hovmöller temps/ latitude de la température à 200 hPa (a) de la saison 1999 (b) de la saison 2000. En pointillé l'Onset de la saison. Superposé en contour blanc, le STJ (10 m.s⁻¹), en contour noir le TEJ (10 m.s⁻¹).

On observe également, après l'Onset, l'installation du Jet d'Est Tropical situé entre 0° et 10° Nord (Figure II-14). Cette installation résulte de l'inversion du gradient de géopotential, de l'apparition du gradient de température et du retrait du STJ.

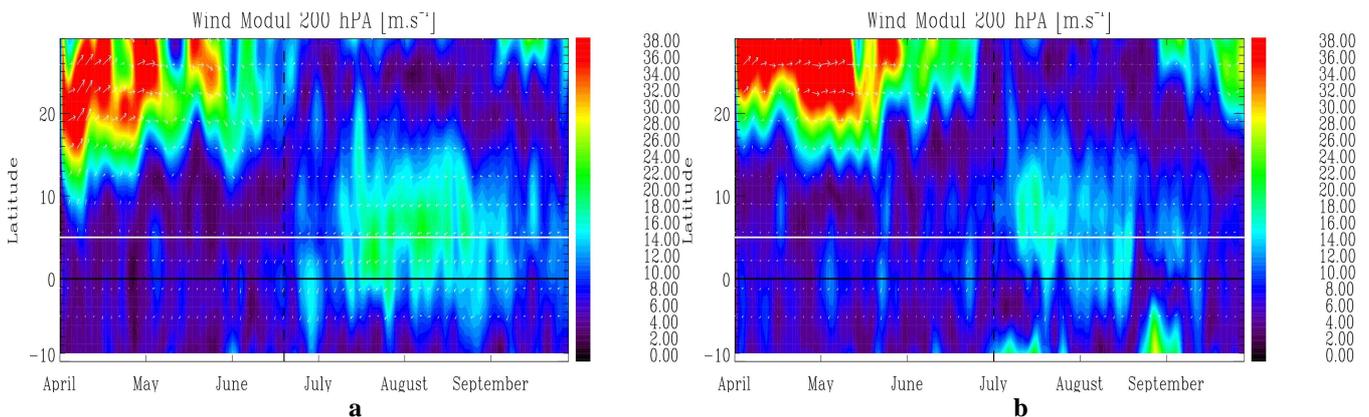


Figure II-14 : Diagrammes Hovmöller temps/ latitude du module du vent à 200 hPa (a) de la saison 1999 (b) de la saison 2000. En pointillé l'Onset de la saison.

Lors de la phase de recul de la Mousson d'Afrique de l'Ouest, le gradient de géopotential s'inverse pour revenir à son état pré – mousson. Cet effet, cumulé au cycle

saisonnier du soleil, qui se déplace vers le sud, permet le retour du STJ à sa localisation initiale, entraînant la diminution du TEJ, puis sa disparition.

L'étude des diagrammes Hovmüller temps/latitude des champs dynamiques et thermodynamiques réalisée précédemment a révélé des différences importantes entre les années 1999 et 2000 portant essentiellement sur l'intensité.

Une étude plus détaillée reposant sur l'évolution temporelle du gradient du géopotential et de sa localisation confirme que avant l'Onset le géopotential pour l'année 2000 est plus fort que pour l'année 1999 (Figure II-15a), provoque un gradient négatif du sud vers le nord. Lors de la pleine activité de la mousson, la présence du maximum de géopotential (qui est localisé entre 20° et 30°N), et du gradient associé, ne se prolonge pas en 2000 aussi longtemps que pour 1999, et surtout présente de fortes variations d'intensité. Enfin, la haute pression entame son recul plus tôt en 2000, ce qui inverse le gradient de géopotential plus rapidement (Figure II-15b). Toutes ces variations d'intensité vont dans le sens d'une modulation importante du TEJ.

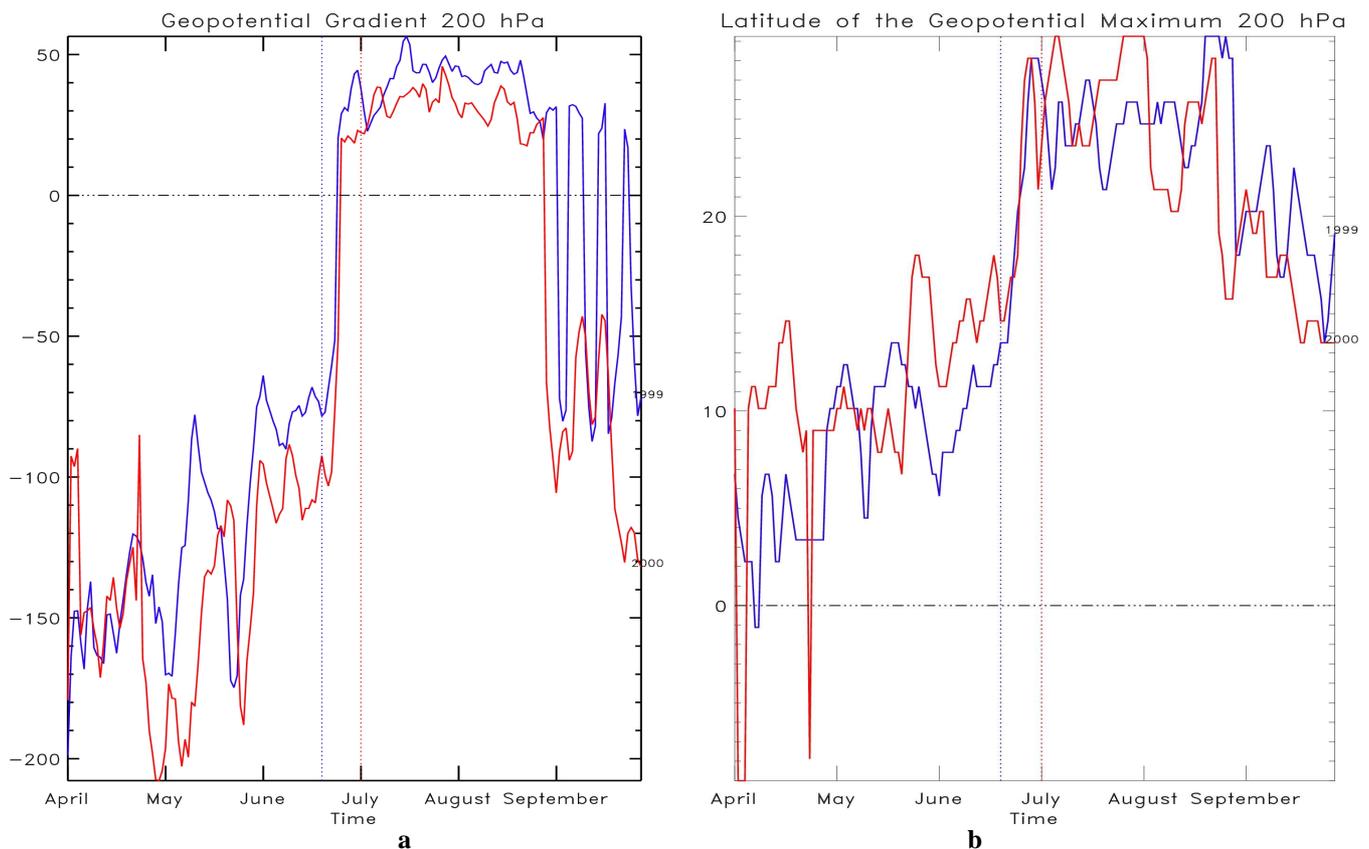


Figure II-15 : Evolution temporelle (a) gradient maximum de géopotential (m^2s^{-2}), et (b) de sa latitude ($^{\circ}$) pour les années 1999 (bleu) et 2000 (rouge). En pointillé les Onset des saisons (bleu : 1999 et rouge : 2000).

De même cela influe sur le Jet Sub Tropical. Avant l'Onset, le plus fort gradient de géopotential en 2000 implique une vitesse plus forte du jet. On observe une migration moins

rapide vers le Nord en 2000, bien que le gradient réalise cette migration. Lors de la mousson après l'Onset, le plus fort gradient de géopotential en 1999 se traduit par un TEJ plus vélocé que celui de 2000. La plus grande stabilité temporelle du gradient permet aussi au TEJ de 1999 de perdurer plus longtemps, alors que celui de 2000 s'affaiblit de façon importante et rapide.

Il en est de même pour la masse d'air chaud associée à ce maximum de géopotential qui s'installe après l'Onset. Cette masse d'air est moins homogène et surtout moins stationnaire en 2000 qu'en 1999. Cette différence influence de la même façon l'intensité du TEJ puisque le gradient de température sera moins important.

Ces importantes différences dynamique et thermodynamique impactent fortement le faciès de la Mousson Ouest Africaine et pourraient donc expliquer que l'année 1999 présente un bilan pluviométrique excédentaire par rapport à l'année 2000.

Comment la dynamique atmosphérique peut-elle impacter ce bilan ?

Les travaux précédents réalisés en particulier par Fontaine et Janicot (1992) ont montré que l'installation et la plus forte vélocité du TEJ sont les principaux signaux de l'intensité de la Mousson Africaine de l'Ouest. Ceci semble être confirmé ici. Ce jet est identifié comme la branche supérieure de la cellule de type Walker, qui présenterait le flux de mousson comme branche inférieure. Un fort TEJ serait donc généralement associé à un flux de mousson intense. Ainsi, en 1999, gradients de température et de géopotential plus intenses conduiraient à une migration du STJ plus nette et plus rapide favorisant l'installation d'un TEJ plus précoce et plus stable. Par répercussion le flux de basse altitude sera plus intense apportant plus d'humidité, plus loin sur le continent, ce qui permet d'obtenir une mousson plus humide.

2.3. Analyse des champs de moyenne altitude

L'objectif est ici de documenter la signature dynamique et thermodynamique à moyenne altitude de l'Onset et éventuellement de précurseurs à ce déclenchement. Pour ce faire, on s'intéresse aux champs de géopotential, de température et de vent à 700 hPa où l'influence de l'AEJ sur la Mousson d'Afrique de l'Ouest peut être évaluée.

Les diagrammes Hovmüller temps/latitude à 700 hPa du module de vent ne permettent pas, contrairement à 200 hPa, d'identifier de signatures claires du déclenchement de la

Mousson Africaine. Les champs de vent et de température (U, V, W, T,θ) suivent une évolution saisonnière progressive. Ainsi, le Jet d'Est Africain (AEJ) se situe avant l'Onset entre 5° et 10°N, réalise une migration progressive vers le nord et atteint les 15°N lors de la pleine activité de la Mousson Africaine (Juillet – Août), avant de réaliser son recul lorsque la mousson se retire en Septembre. On constate seulement un déplacement de l'AEJ un peu plus rapide après l'Onset. L'AEJ a pour origine le gradient horizontal de température. Ce gradient est gouverné par l'ITCZ au sud et le Heat Low au nord. L'évolution du Heat Low est tracée par le maximum de température qu'elle induit. En effet, la Heat Low correspond au maximum d'ensoleillement sur le Sahara, ce qui implique une convection sèche. L'air injecté à moyenne altitude est donc plus chaud que l'environnement. Comme le montre la Figure II-16, le Heat Low réalise une migration identique progressive vers le nord (associée au réchauffement du Sahara) entraînant l'AEJ dans son sillage.

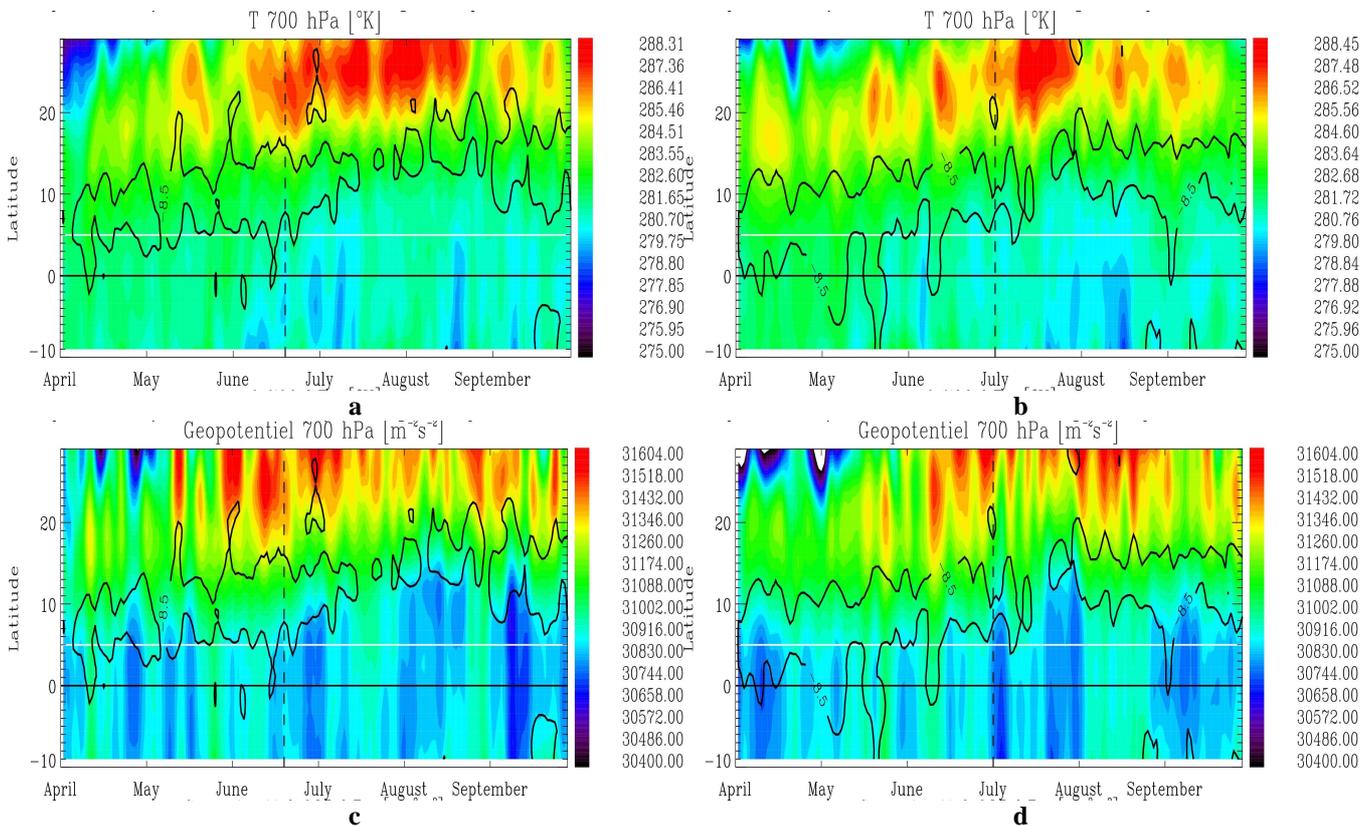


Figure II-16 : Diagrammes Hovmüller temps/ latitude à 700 hPa (a) de la température lors de la saison 1999, (b) de la température lors de la saison 2000, (c) du géopotential lors de la saison 1999, (d) du géopotential lors de la saison 2000. En contour noir l'AEJ ($8,5 \text{ m.s}^{-1}$), en pointillé l'Onset de la saison.

La comparaison entre 1999 et 2000 montre que même si le cycle saisonnier du Heat Low est identique, de fortes différences existent en terme de persistance et d'intensité. La température potentielle au sein du Heat Low augmente progressivement pour les deux années jusqu'à atteindre son maximum après l'Onset, lors de la pleine activité de la mousson. Tout

au long de son augmentation, la température potentielle subit des oscillations, et à partir de l'Onset, θ tend vers une valeur qui est plus forte et plus au Nord en 1999 qu'en 2000 (Figure II-17a), confirmant les observations précédentes. Le maximum de température apparaît alors maintenu bien plus longtemps en 1999 qu'en 2000. Ce maximum de température étant la résultante de l'activité convective au sein du Heat Low qui transporte de l'air chaud vers les couches supérieures, le Heat Low de 1999 apparaît donc plus actif et plus stable que celui de 2000.

Lorsque le Heat Low atteint son maximum, la dépression en surface devient suffisamment creuse et la circulation cyclonique associée assez intense pour renforcer l'advection d'humidité et l'installation de la mousson sur le continent africain.

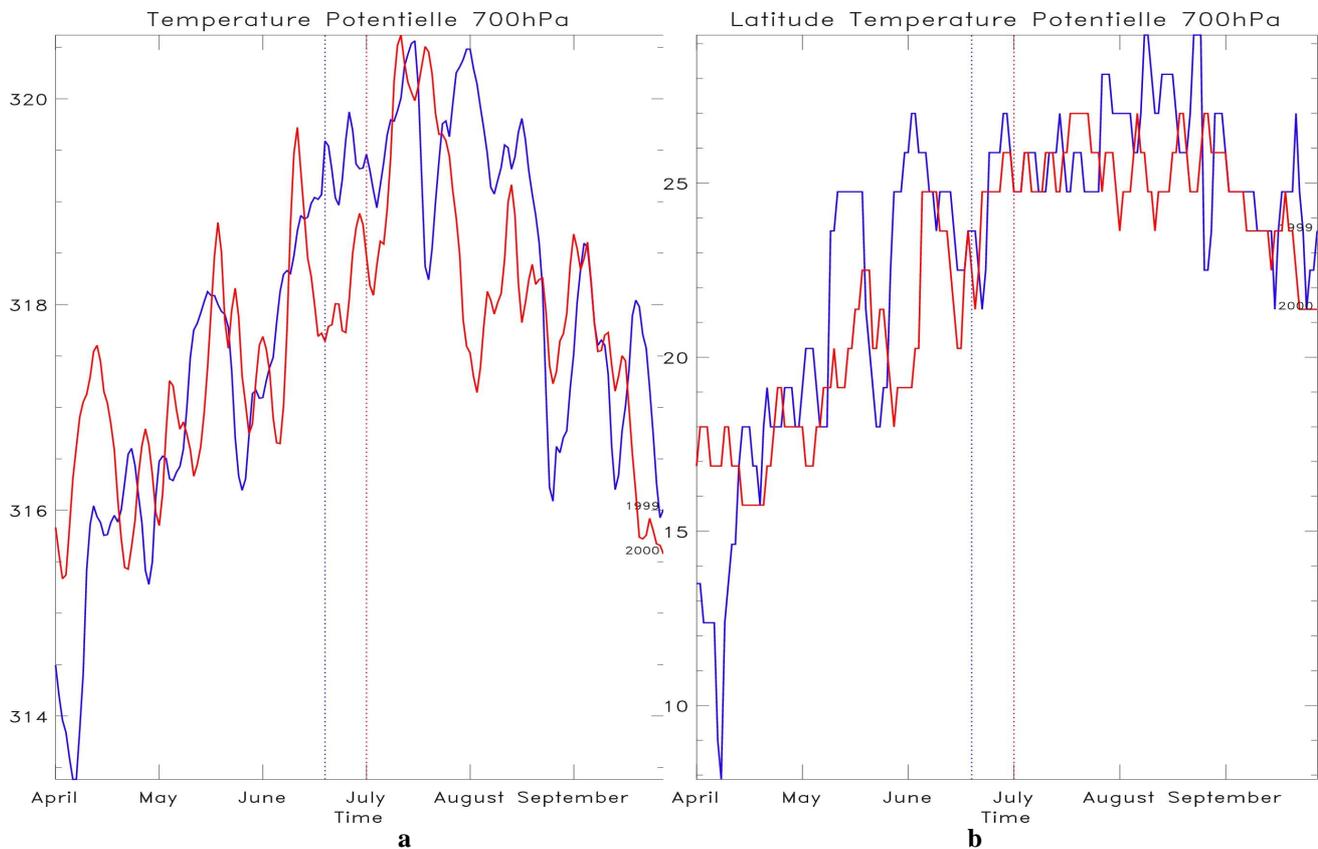


Figure II-17 : Evolution temporelle à 700 hPa en 1999 (courbe bleu) et en 2000 (courbe rouge) (a) du maximum de la température potentielle (K) (b) et de la localisation du maximum de température potentielle (°). En pointillé les Onset des saisons (bleu : 1999 et rouge : 2000).

La migration plus au nord du Heat Low et le réchauffement associé plus fort permettent d'expliquer que l'AEJ de 1999 se situe plus au Nord que celui de 2000 (Figure II-18). En effet, comme expliqué précédemment, l'AEJ résulte de l'équilibre thermique entre le Heat Low et l'ITCZ. La migration plus au nord du Heat Low plus intense provoque également un décalage vers le nord du gradient de température et donc de l'AEJ en 1999. Cette observation est conforme aux conclusions de Grist et Nicholson (2001) qui mettent en

évidence un décalage vers le Nord de l'AEJ entre une mousson fortement humide et une mousson plus sèche.

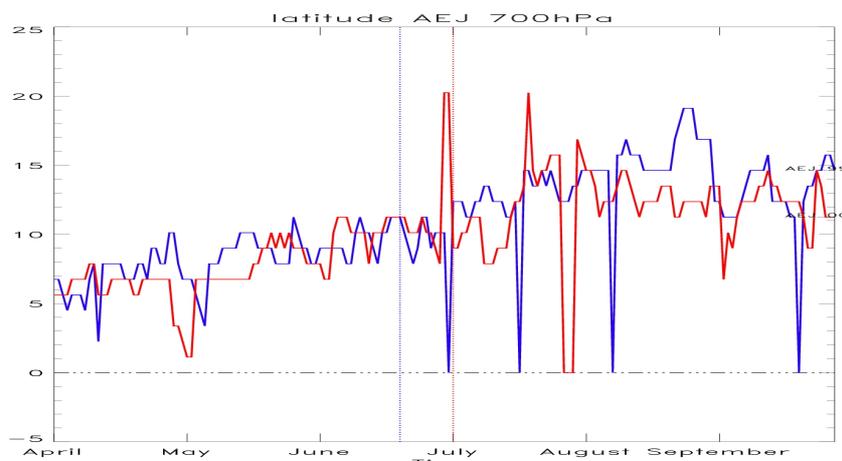


Figure II-18 : Diagramme Hovmüller temps/latitude de la position du maximum de vorticité de l'AEJ en 1999 (courbe bleu) et en 2000 (courbe rouge). En pointillé les Onset des saisons (bleu : 1999 et rouge : 2000).

La dépression saharienne influence également l'intensité de l'AEJ, non seulement au travers du gradient de température mais également de façon dynamique. En effet, la circulation anticyclonique située à son sommet (situé à l'altitude de l'AEJ) semble perturber d'autant plus (moins) le jet que celle-ci a une forte (faible) activité. La dépression thermique Saharienne joue donc un rôle à la fois sur l'advection d'humidité sur le continent africain et sur l'intensité et sur la localisation de l'AEJ. L'AEJ, en revanche, ne semble jouer aucun rôle notable dans le déclenchement et la modulation de la Mousson Africaine.

Toutes ces observations sont en accord avec les études précédentes qui indiquent que l'AEJ présente une intensité qui varie en fonction de l'intensité de la Mousson Africaine. Ainsi, Grist et Nicholson (2001) et Newell et Kidson (1984), montrent qu'une mousson très active est caractérisée par un AEJ de faible intensité en début de mousson, ainsi qu'une position vers 15° Nord. Lors d'une mousson plus sèche l'AEJ est fort en début de mousson et proche de 10° Nord.

Il est à noter que le comportement de la température potentielle qui croît continuellement en subissant des oscillations jusqu'à un maximum synchrone à l'Onset, est aussi observé à différentes altitudes et pour d'autres variables thermodynamiques comme les SST, la température potentielle équivalente, et le MSE. Après l'Onset, une phase de saturation est constatée. Ceci apparaît être comme le seuil maximum de stockage de l'énergie possible

par l'environnement. L'environnement ne pouvant plus stocker celle-ci, elle sera directement relaxée, permettant ainsi de nourrir la convection.

2.4. Analyse des champs de basse altitude

L'évolution saisonnière du vent à 925 hPa est proche pour les deux années étudiées. Entre Avril et l'Onset, la confluence entre l'Harmattan et le flux de mousson (convergence sur la composante méridienne indiquée par l'isoligne 0) se déplace de façon progressive jusqu'à atteindre 22°N, avant de rester stable après l'Onset (Figure II-19). Le vent zonal évolue de façon identique à la composante méridienne avec une intensification de la composante ouest après l'Onset (Figure II-20).

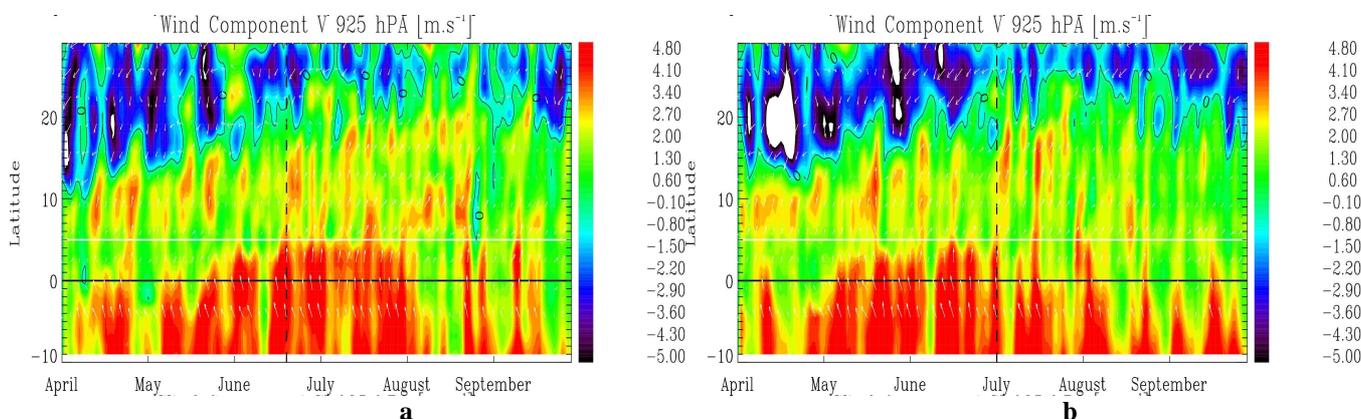


Figure II-19 : Diagrammes temps / latitude de la composante méridienne du vent à 925 hPa (a) lors de la saison 1999 et (b) lors de la saison 2000. En pointillé l'Onset de la saison.

La composante méridienne se distingue entre les deux années par son intensité. Lors de l'année humide (1999), l'intensité du vent méridien reste forte plus longtemps et donc plus homogène pendant la phase de pleine activité de la mousson (Figure II-19).

L'intensité de la composante zonale diffère également entre les deux années. Lors de l'année 1999, juste avant l'Onset on observe une forte diminution de la composante ouest du flux de mousson. Cette rupture d'intensité n'est pas observée pour la saison 2000. Après l'Onset la composante ouest du flux de mousson est beaucoup plus intense et homogène lors de l'année 1999 (Figure II-20).

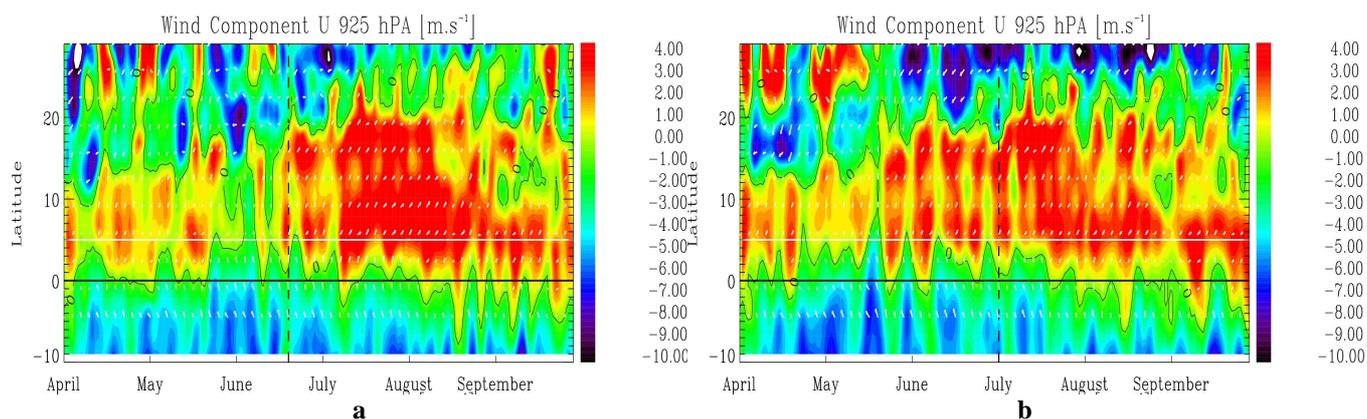


Figure II-20 : Diagrammes temps / latitude de la composante zonale du vent à 925 hPa (a) lors de la saison 1999 et (b) lors de la saison 2000. En pointillé l'Onset de la saison.

L'évolution de la température est identique à celle de la température potentielle. Leurs gradients présentent le même comportement, avec une augmentation progressive jusqu'à l'Onset pour atteindre un palier. Cette augmentation est liée à l'évolution des extrema. Le minimum de température, qui correspond à la température de l'océan Atlantique dans le Golfe de Guinée, diminue par l'action des remontées d'eau froide (SST), jusqu'à l'Onset. Le maximum de température qui correspond à la température du Sahara, augmente jusqu'à sa valeur maximale correspondant à l'Onset de la mousson, avant de se stabiliser.

Les humidités relatives et spécifiques présentent la même évolution saisonnière pour les deux années. Lors de la pré – mousson, leurs maximums associés à l'ITCZ se déplacent progressivement vers le nord pour migrer plus rapidement après l'Onset. L'humidité située sur le Sahara décroît sur la période d'Avril à Juin du fait d'un chauffage radiatif qui augmente et favorise l'évapo – transpiration.

Comme pour les vents, les températures, bien qu'elles présentent la même évolution temporelle, se distinguent entre 1999 et 2000 par leur intensité. Lors de la saison 1999, les températures sur le Sahara sont beaucoup plus importantes et homogènes, avec un gradient nord – sud plus élevé.

Le Heat Low dans les basses couches ne présente pas la même activité saisonnière pour les deux années. En 1999, le Heat Low est très actif tout au long de la phase de pleine mousson, alors qu'en 2000, très fort juste après l'Onset il s'efface rapidement après. On remarque également une succession de pulses simultanés de température potentielle et de géopotential plus nombreux et plus intenses en 1999 qu'en 2000. Ces pulses sont suivis d'une augmentation des composants zonale et méridienne du vent. Ces pulses peuvent s'expliquer de la façon suivante. L'activité du Heat Low, et sa migration vers le nord ont une incidence directe sur l'advection du flux de mousson. Plus l'intensité du Heat Low est importante plus

le flux de mousson est important. Par ricochet, plus l'intensité de ce flux est importante, plus le flux pénètre loin sur le continent, et advecte de l'air à faible température potentielle (Figure II-19, Figure II-20) qui diminue temporairement l'activité du Heat Low.

Les diagrammes Hovmüller de l'humidité relative et spécifique révèlent également que l'humidité maximum migre plus au nord lors de la saison de mousson 1999, atteignant 18°N en moyenne sur la saison, contre seulement 15° N pour la saison 2000. Cette observation est en accord avec celle d'un Heat Low et d'un flux de mousson plus intenses et localisés plus au nord en 1999. Ces diagrammes montrent par contre pour l'année sèche la présence de plus d'humidité. Ceci peut s'expliquer par la baisse de précipitations et donc de convection qui exploite cette humidité.

2.5. Analyse de l'instabilité atmosphérique

Les précipitations de ces régions résultent en grande partie de mouvements convectifs. L'énergie exploitée par ces mouvements, qui provient de gradients verticaux instables, est généralement quantifiée par une grandeur appelée CAPE (Convective Available Potential Energy). Si l'on veut donc aboutir à une meilleure compréhension des précipitations différenciées entre année sèche et humide, il peut être intéressant de quantifier cette grandeur et d'analyser la contribution respective des différents mécanismes physiques producteurs de cette énergie (Chapitre I, section 4.5) : transport, advection différentielle, etc....

2.5.1. Evolution du CAPE lors de la Mousson Africaine

Les diagrammes Hovmüller de la Convective Available Potential Energy (Figure II-21) mettent en évidence une large bande d'énergie disponible pour la convection d'environ 15° tout au long de la saison de mousson. Dans cette bande, on distingue une zone de très fort CAPE de 5° de large se trouvant toujours dans la partie nord de la zone. La bande CAPE se déplace progressivement vers le nord jusqu'à Août, puis migre vers le sud à la fin Août. Lors de l'année 1999, cette migration est plus importante, le CAPE atteignant 17°N pour seulement 15°N en 2000.

La comparaison du CAPE entre les années 1999 et 2000 confirme les différences observées en termes de précipitations (section 2.1 de ce chapitre). L'énergie potentielle convective disponible est moins importante tout au long de la saison en 1999 qu'en 2000, ce qui indique que cette énergie est consommée par les systèmes convectifs au fur et à mesure de sa production.

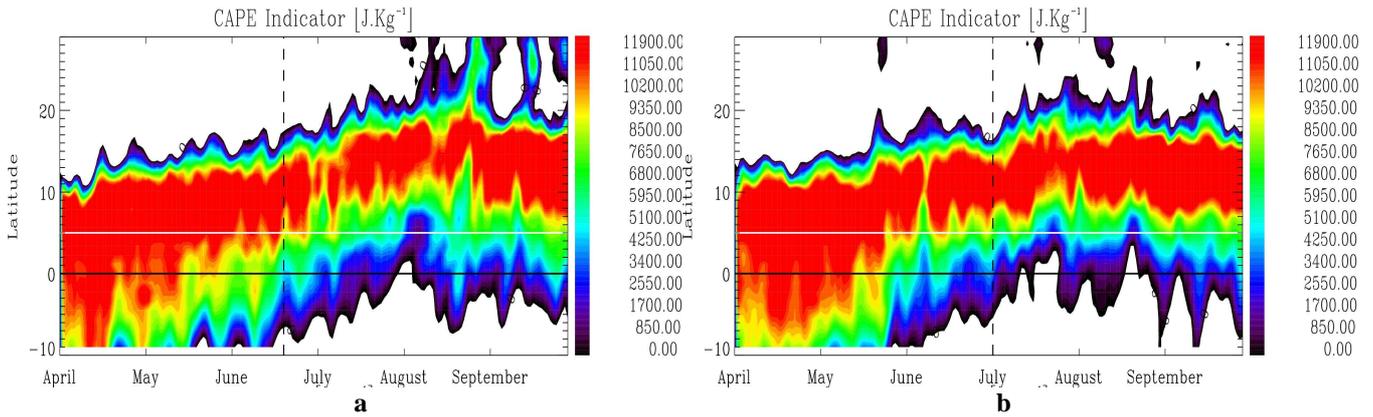


Figure II-21 : Diagrammes temps/latitude du CAPE pour la mousson (a) 1999 et (b) 2000. En pointillé l'Onset de la saison.

Une analyse plus approfondie des séquences temporelles (Figure II-22), permet de distinguer trois périodes distinctes. La première située entre début Avril et fin Mai est caractérisée par une énergie disponible importante. On peut noter que celle-ci est la même pour les deux années. La seconde période, de Juin à début Septembre, correspond à la consommation de l'énergie disponible par la convection qui semble retardée pour l'année 2000. La dernière période correspondant au mois de Septembre, montre une accumulation d'énergie.

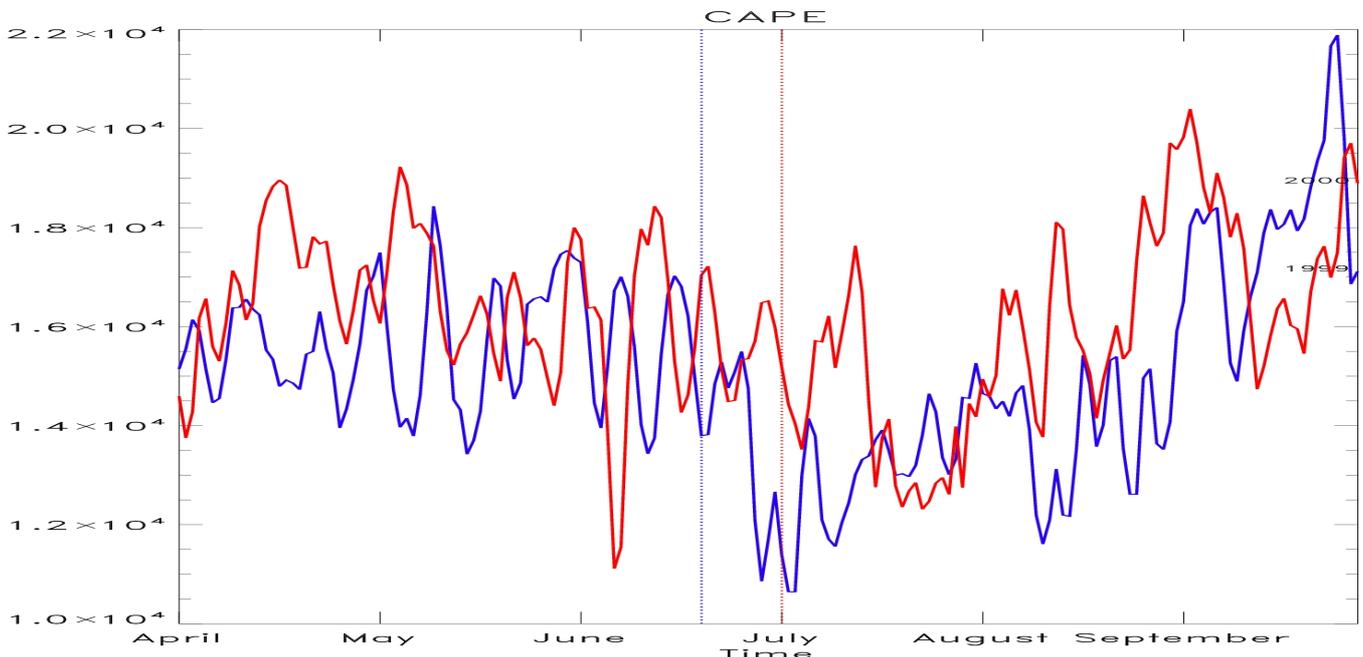


Figure II-22 : Evolution temporelle du maximum de CAPE ($J.Kg^{-1}$), lors de la mousson 1999 (courbe bleue) et lors de la mousson 2000 (courbe rouge). En pointillé les Onset des saisons (bleu : 1999 et rouge : 2000).

Les séquences de début et de fin de la saison de mousson correspondent respectivement aux périodes de pré – mousson, et de recul de la mousson.

En période de pré – mousson, la convection reste localisée sur les côtes du Golfe de Guinée, ce qui explique l’accumulation de l’énergie dans la partie nord. Cette énergie présente n’est pas consommée car il semble que les conditions nécessaires à la création de convection, autres que celles de disposer d’énergie, ne sont pas réunies. Ces conditions peuvent être soit une énergie d’inhibition (CIN) trop importante, de l’humidité pas suffisante (convection sèche) ou des conditions dynamiques qui ne permettent pas le développement de systèmes convectifs propagatifs qui balayent la partie nord de la zone de CAPE et exploitent cette énergie. Pour la période de recul de la Mousson Africaine, l’activité convective est en phase de diminution, et n’utilise plus le CAPE produit ce qui explique son accumulation.

Lors de la pleine activité de la mousson, les conditions nécessaires à la création de la convection semblent présentes : un CAPE important, des forçages (par exemple orographique) suffisants pour contrer l’inhibition, et une dynamique atmosphérique favorable à l’entretien de la convection. En observant le diagramme Hovmüller du CIN pour les deux années, on remarque que dans la zone nord de fort CAPE, l’énergie d’inhibition de convection n’est pas très intense, ce qui sous entend qu’il s’agit donc d’un déficit en humidité. Ceci est confirmé par le profil horizontal d’humidité spécifique ou relative, qui présente un gradient méridien négatif dans cette zone.

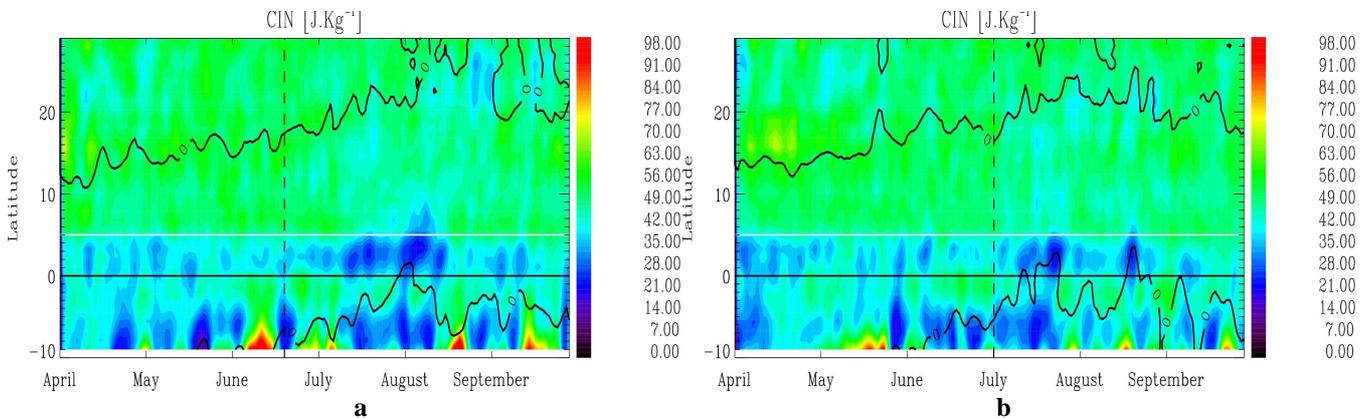


Figure II-23 : Diagrammes temps/latitude représentant le CIN calculé à partir des données de l’ECMWF en couleur et du CAPE (isocontour noir) pour les années (a) 1999 et (b) 2000. En pointillé l’Onset de la saison.

2.5.2. CAPE et précipitations

Que ce soit pour l’année 1999 ou pour l’année 2000, la zone de CAPE englobe la zone des précipitations issues du Centre Européen de Prévision à Moyen Terme (précipitations convectives ou de grande échelle). Cependant, la partie nord du CAPE n’est couverte par aucun type de précipitations (Figure II-24). Les précipitations sont présentes dans une zone où le CAPE est faible. Ceci s’explique comme indiqué précédemment par la consommation de celui-ci par les précipitations générées par le modèle.

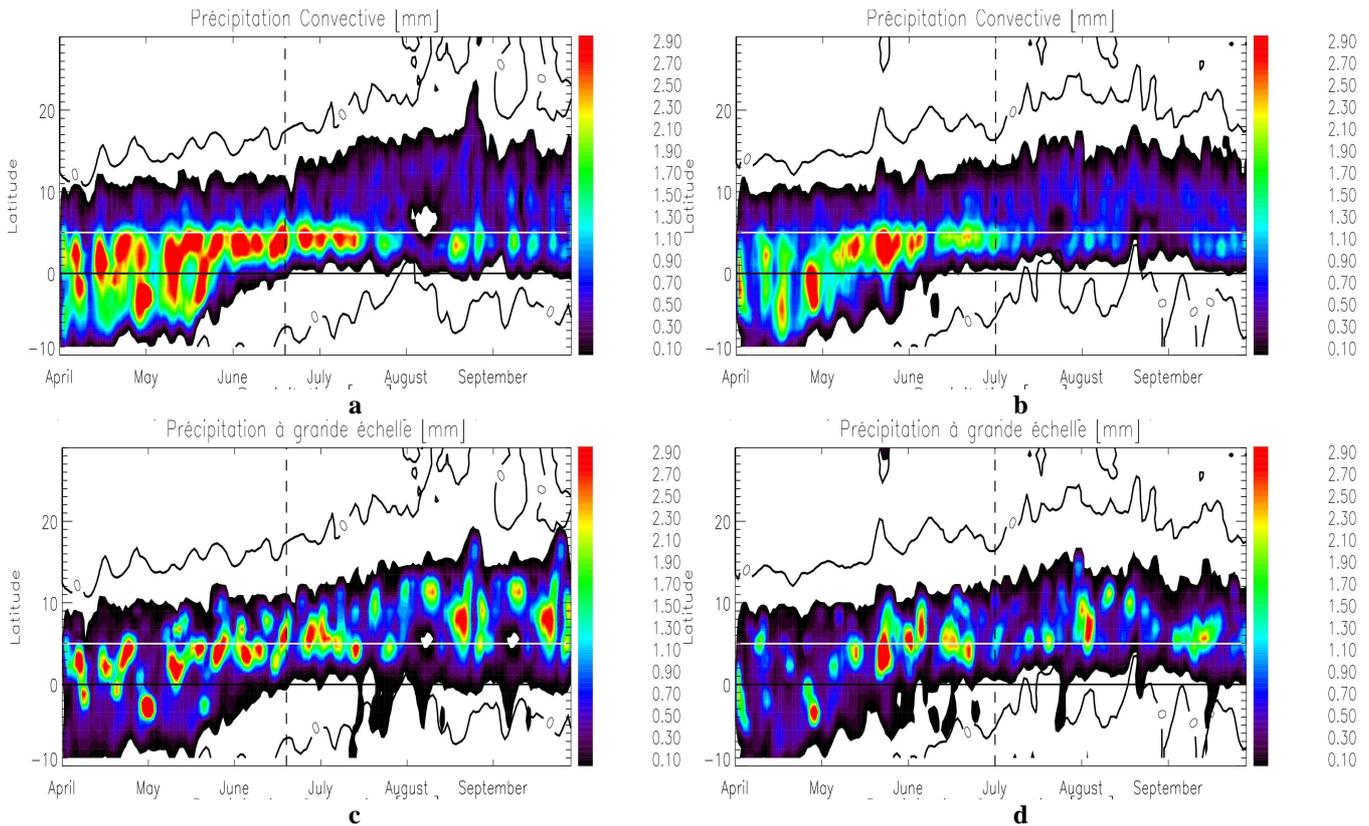


Figure II-24 : Diagrammes temps/latitude représentant les précipitations convectives issues de l'ECMWF en couleur et du CAPE (isocontour noir) pour les années (a) 1999 et (b) 2000, ainsi que les précipitations de grande échelle de l'ECMWF avec le CAPE pour les années (c) 1999 et (d) 2000. En pointillé l'Onset de la saison.

La raison de la non présence de convection/précipitations dans la partie nord de la zone de CAPE peut s'expliquer par plusieurs facteurs. Le CAPE peut être créé dans une zone où les conditions de relaxation de l'instabilité convective (humidité pour la convection humide, forçage pour amener la particule d'air à son niveau de convection libre) ne sont pas présentes. Les diagrammes Hovmüller d'humidité spécifique (non montrés) pour les deux années indiquent que les parties nord et sud de la zone de CAPE se situent dans des zones de fort gradient d'humidité ce qui suggère donc que la partie nord du CAPE est localisée dans une zone où le facteur limitant la convection serait l'humidité de l'atmosphère.

Cette hypothèse est confirmée par les images infrarouges issues du satellite Météosat-SG, qui présentent également un décalage avec la zone de CAPE. Celui-ci se montre cependant beaucoup moins important ce qui suggère un biais de simulation des précipitations au nord dans le CEPMMT. Monkam (2002) montre en effet à partir d'observation pour les précipitations et des données du NCEP/NCAR pour les variables thermodynamiques que les limites nord du CAPE et de l'ITCZ sont identiques et évoluent de la même manière. Plusieurs raisons pourraient être invoquées telle qu'une mauvaise représentation des courants de densité

que l'on sait être important pour entretenir les systèmes propagatifs tels que les lignes de grains.

2.5.3. Origine du CAPE

La comparaison entre les diagrammes Hovmüller du CAPE et de la température potentielle équivalente à 925 hPa, montre une forte corrélation entre CAPE et maximum de θ_e . La zone de très fort CAPE est délimitée par les isocontours de 340 K, qui correspond à la valeur minimale que doivent avoir les basses couches pour que l'atmosphère présente un profil très instable, et permettre à la convection d'atteindre le sommet de la troposphère. Pour comprendre la localisation du maximum de CAPE, une première façon est d'identifier les raisons du maximum de θ_e (Figure II-25).

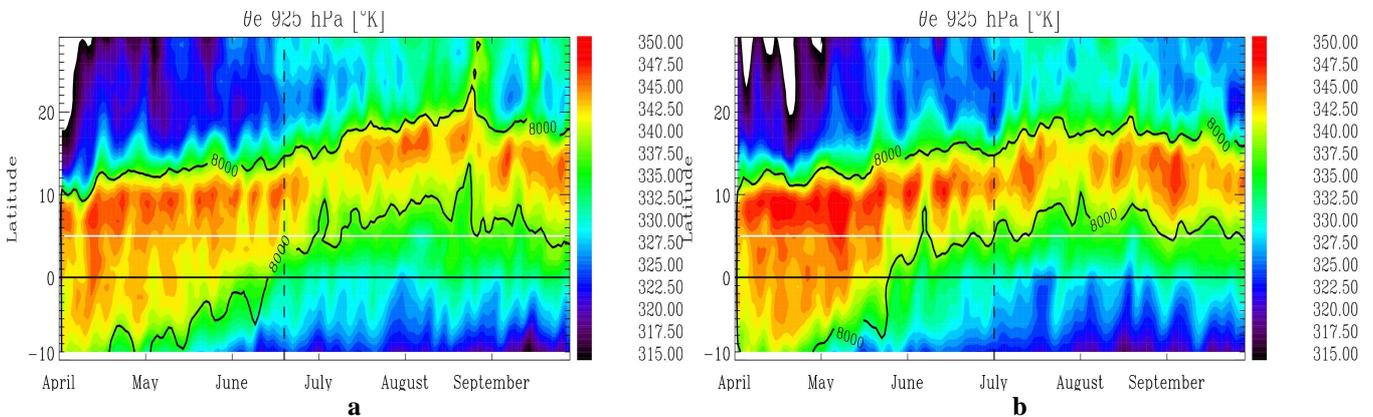


Figure II-25 : Diagrammes temps/latitude représentant θ_e à 925 hPa, et la zone de maximum de CAPE (isocontour noir >8000) pour les deux années de mousson étudiées (a) 1999 et (b) 2000. En pointillé l'Onset de la saison.

La température potentielle équivalente est la résultante de la contribution de la température potentielle et de l'humidité spécifique, comme le montre son expression approchée :

$$\theta_e = \theta + \frac{Lq}{c_p} \quad (\text{II-1})$$

où θ la température potentielle (K), c_p la chaleur spécifique de l'air sec à pression constante (1004 J/(kg·K)), L le coefficient de chaleur latente de vaporisation ($2,453.10^6$ J/kg), et q l'humidité spécifique (g/kg).

Le maximum de température potentielle équivalente est donc localisé, pour une distribution en « cloche » de ces deux variables thermodynamiques (θ et q), entre les deux maxima (Figure II-26). Dans un environnement totalement sec, le maximum de température potentielle équivalente est confondu avec celui de température potentielle. Dans un

environnement humide, le maximum de température potentielle équivalente est impacté par le maximum d'humidité.

Sur le continent Ouest africain, la distribution méridienne de la température potentielle est déterminée par le Heat Low chaud et sec situé au nord (maximum de θ au nord) et le flux de mousson plus froid et humide (maximum d'humidité au sud). L'apport important en humidité du flux de mousson fait, comme le montre la Figure II-26, que la localisation du maximum de température potentielle est proche de celui d'humidité. Un très léger décalage d'un degré vers le nord de la température potentielle équivalente par rapport à l'humidité spécifique est observé.

Au sud du maximum de température potentielle, le gradient de θ_e est déterminé par celui d'humidité car la zone sud est barotrope (θ constant horizontalement). Le gradient méridien (décroissant vers le nord) est plus faible que celui de l'humidité, car compensé par le gradient méridien positif de θ associés à la présence du Heat Low. Plus celui-ci sera fort, moins le gradient de θ_e sera important et le maximum décalé vers le nord.

L'emplacement de la zone de maximum de θ_e suit donc l'évolution temporelle de l'humidité spécifique et de θ , en se déplaçant vers le nord lorsque le flux de mousson advecte de l'humidité et que le Heat Low s'intensifie.

La Figure II-26 met en évidence en plus du lien étroit entre l'humidité spécifique, θ et θ_e , le rôle de l'AEJ. Comme montré précédemment le maximum de température potentielle équivalente se trouve au nord du maximum d'humidité spécifique et dans la zone de fort gradient positif de température potentielle. La localisation de l'AEJ est déterminée par le gradient horizontal de la température potentielle de 925 à 700 hPa (section 2.3 de ce chapitre), et se trouve donc légèrement au sud du maximum de température potentielle équivalente à 925 hPa. Cette configuration spatiale est constante tout au long de la saison de mousson.

Du fait que le maximum de CAPE est co-localisé avec le maximum de θ_e , la zone d'énergie disponible pour la convection se trouve donc située sur le bord nord de l'AEJ. Cette configuration, comme nous le verrons plus tard est favorable à l'apparition de systèmes convectifs propagatifs.

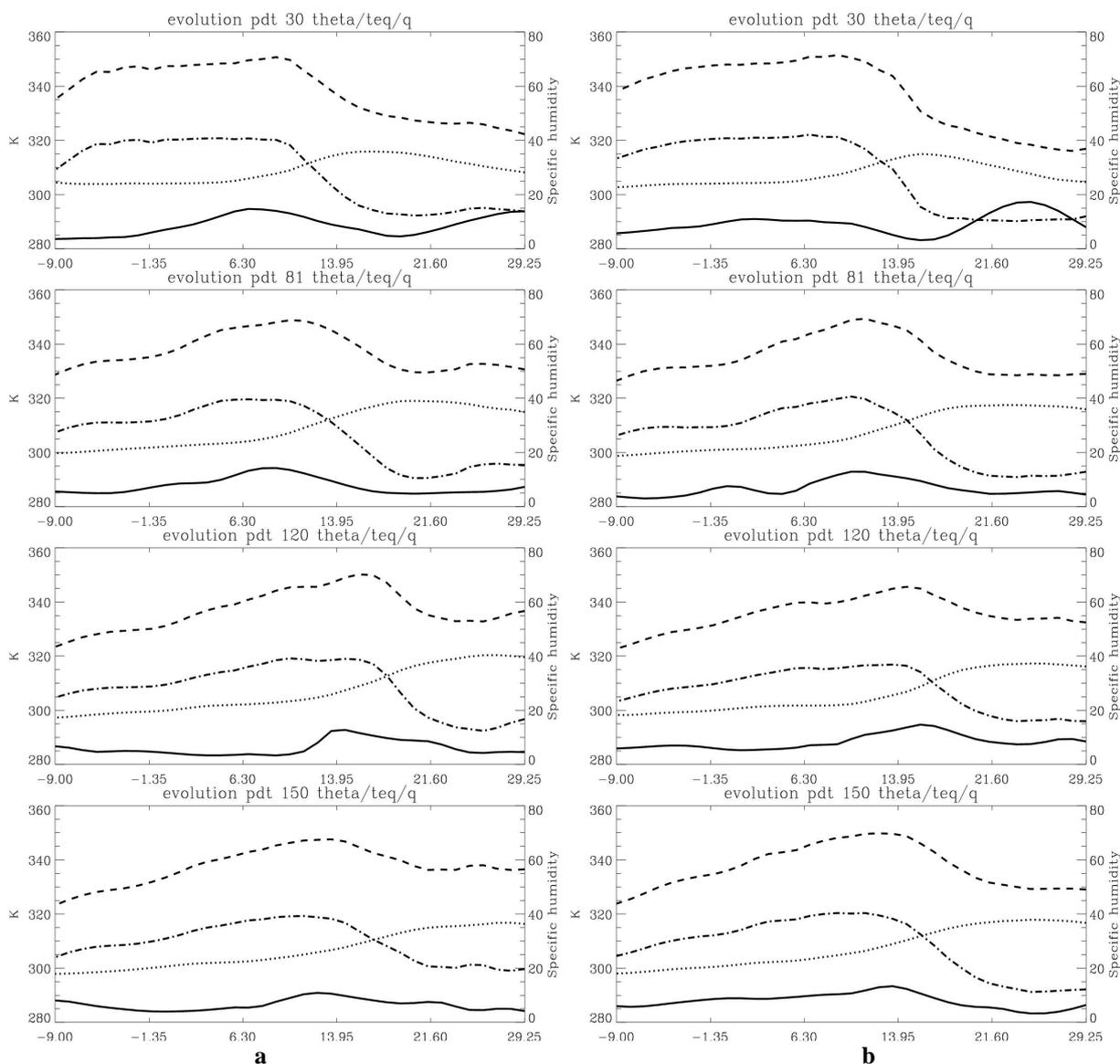


Figure II-26 : Coupe latitudinales (-9°S à 29,25°N) pour les années (a) 1999 et (b) de la température potentielle en K (pointillé), de la température potentielle équivalente en K (tiret et point), de l'humidité spécifique en g/Kg (tiret), et du module du vent à 700 hPa en $m.s^{-1}$ (plein), avant (30 jours depuis le 1^{er} Avril), pendant (81 jours depuis le 1^{er} Avril) et après (120 depuis le 1^{er} Avril) l'Onset de la mousson et enfin pendant (150 depuis le 1^{er} Avril) le recul de la mousson.

2.5.4. Production du CAPE

Comme nous venons de le voir, le CAPE est situé dans une région dynamique et thermodynamique particulière. Il est co-localisé sur le maximum de température potentielle équivalente situé au sol, et situé au nord du maximum de l'AEJ. Afin de mieux comprendre l'origine de ce CAPE qui ne dépend pas uniquement des propriétés thermodynamiques des basses couches, il est nécessaire de quantifier sa production et la contribution des différents mécanismes pouvant intervenir.

Pour ce faire, l'évolution temporelle du gradient vertical de θ_e a été considérée dans la suite. En effet, les études précédentes (Lemaître, 1982; Lemaître et Testud, 1986) montrent

que ce CAPE résulte d'un gradient vertical négatif de θ_e entre zéro et typiquement 5 km d'altitude, associé à la présence d'air humide dans les basses couches et plus sec en altitude (gradient négatif d'humidité) et au gradient positif de θ , et que la production résulte d'une augmentation de ce gradient.

Si on considère que les seuls processus non-adiabatiques agissant sur la particule d'air sont les processus de condensation et d'évaporation dans cette couche, alors la température potentielle équivalente est une grandeur conservative, que l'air soit saturé ou non, ce qui s'écrit (Protat, 1996) (Annexe A) :

$$\frac{D\theta_e}{Dt} \approx 0 \quad (\text{II-2})$$

En dérivant cette relation par rapport à la verticale, et en développant les différents termes, on obtient :

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{D\theta_e}{Dt} \right) = 0 = \overbrace{\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \theta_e}{\partial z} \right)}^{\text{évolution temporelle}} + \underbrace{u \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \theta_e}{\partial z} \right) + v \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial \theta_e}{\partial z} \right) + w \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \theta_e}{\partial z} \right)}_{\text{advection classique}} + \underbrace{\frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \frac{\partial \theta_e}{\partial z}}_{\text{advection différentielle}} \quad (\text{II-3})$$

L'équation de création de CAPE est composée de trois termes différents que sont l'évolution temporelle locale du gradient vertical de θ_e , les termes d'advection classique et les termes d'advection différentielle dépendant des gradients verticaux des 3 composantes du vent. A partir des deux précédentes équations on voit que l'évolution du gradient vertical de θ_e , qui gouverne la production de CAPE, peut s'écrire :

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \theta_e}{\partial z} \right) = -u \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \theta_e}{\partial z} \right) - v \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial \theta_e}{\partial z} \right) - w \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \theta_e}{\partial z} \right) - \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} - \frac{\partial w}{\partial z} \frac{\partial \theta_e}{\partial z} \quad (\text{II-4})$$

La production de CAPE se traduit par $\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \theta_e}{\partial z} \right) < 0$.

L'utilisation de diagrammes temps/latitude de cette production (Figure II-27), montre que la zone de production est située au Nord de la zone de CAPE et migre comme elle vers le Nord au cours de la saison. On constate également une destruction du CAPE dans la partie Sud avec cependant quelques poches de production. Ceci semble confirmer l'inexistence ou l'insuffisance dans la partie nord de système convectif qui conduit au fait que le CAPE n'est pas relaxé contrairement au sud. On constate également l'apparition lors de l'Onset d'une zone de forte consommation de CAPE vers 0-5°N, traduisant l'augmentation de la convection.

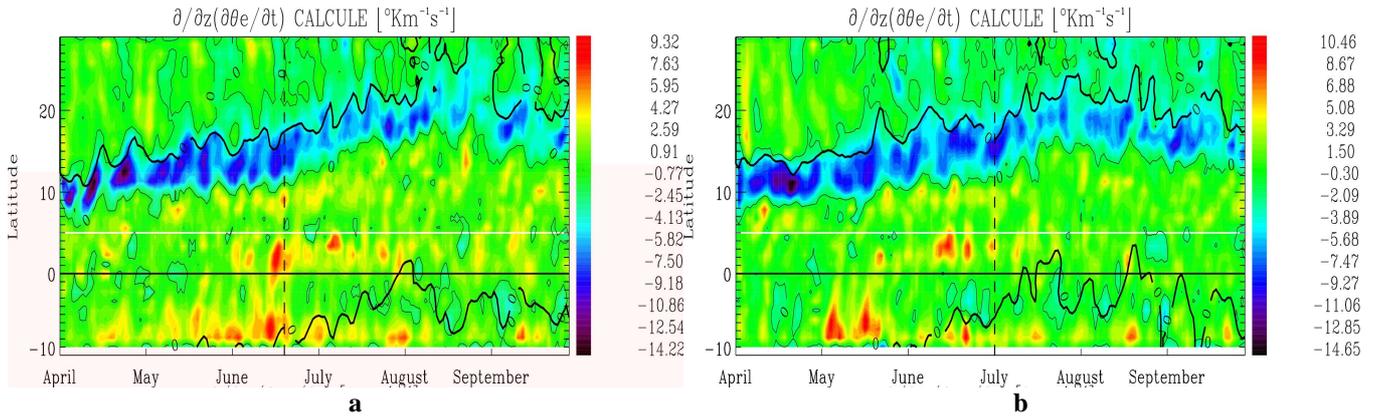


Figure II-27 : Diagrammes temps/latitude de $\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \theta_e}{\partial z} \right)$ pour les deux années (a) 1999 et (b) 2000.

Superposé en isocontour noir la zone de CAPE positive. En pointillé l'Onset de la saison.

L'analyse détaillée de la contribution de chacun des termes de l'équation (II-4) s'est faite en regroupant les termes d'advections horizontales (zonale et méridienne) d'une part et d'advections verticales d'autre part (Figure II-28).

Il ressort de cette étude (voir diagrammes Figure II-28) que la composante verticale est principalement le terme qui consomme de l'énergie. Ceci semble logique puisque les mouvements verticaux résultent en grande partie de la convection qui consomme du CAPE. Les composantes horizontales apparaissent d'autre part comme être les seuls qui produisent du CAPE. En comparant les termes horizontaux, on constate que l'advection zonale est négligeable par rapport à la composante méridienne. La composante méridienne présente la même structure générale que la production totale de CAPE, avec une partie nord négative (production de CAPE), et une partie sud positive (consommation de CAPE). Elle reste modulé par la composante zonale, notamment dans la partie sud de la zone de CAPE.

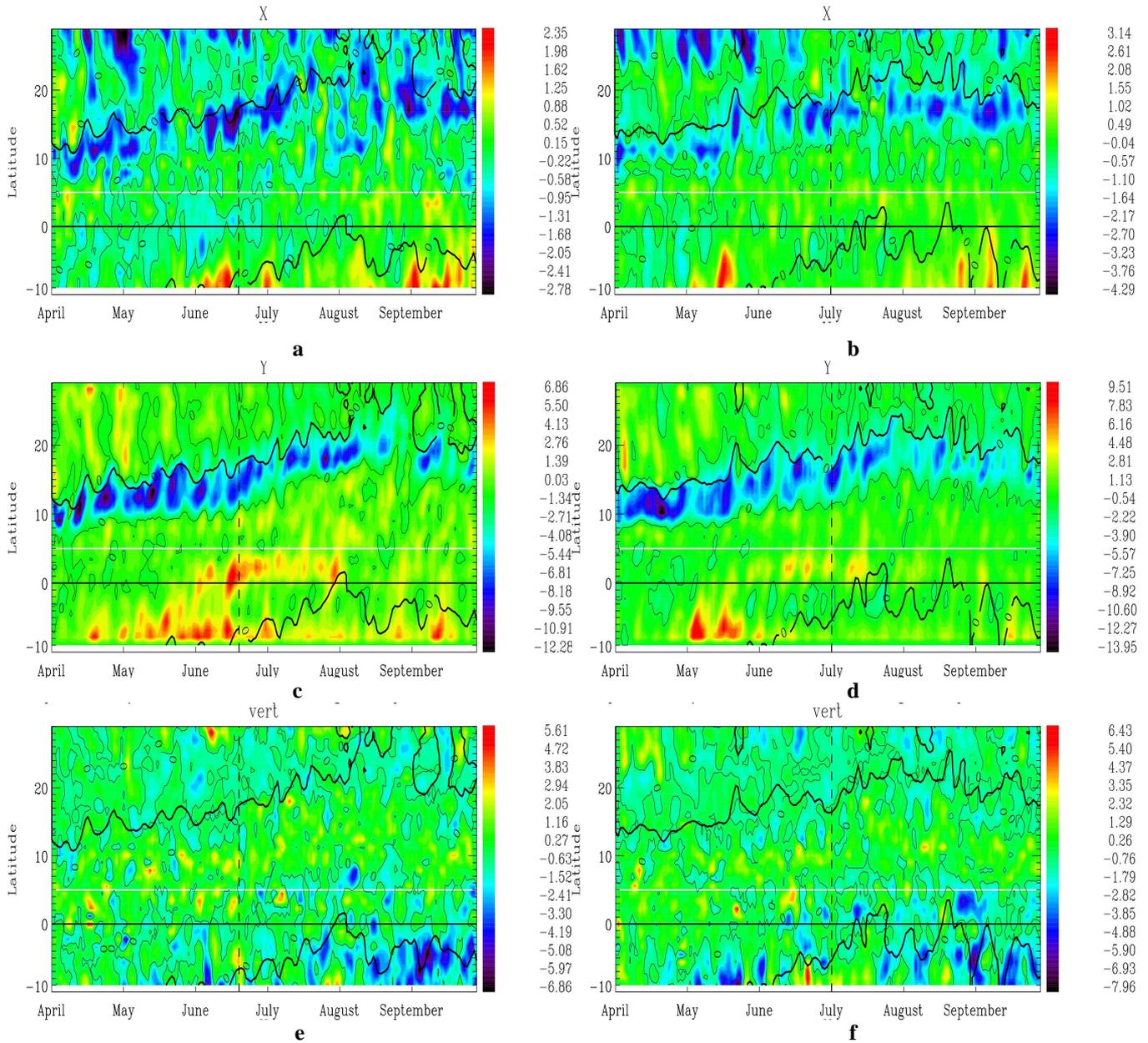


Figure II-28 : Diagrammes temps/latitude pour chaque année (1999 et 2000) des advections zonales (a) et (b), des advections méridiennes (c) et (d) et des advections verticales (e) et (f) (Unité : K/m.s). Superposé en isocontour noir la zone de CAPE positive. En pointillé l'Onset de la saison.

Notons que cette zone de production est la zone privilégiée d'apparition de systèmes convectifs transitoires qui arrosent le Sahel. Dans la suite nous nous intéressons donc en priorité à cette zone.

En comparant les deux termes contribuant à l'advection méridienne, on observe que l'advection différentielle dirige totalement le comportement de ce terme. Le terme dominant est (Figure II-29-a) :

$$-\frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \quad (\text{II-5})$$

La compréhension des zones de production/dissipation de CAPE passe donc par celle des mécanismes qui gouvernent le vent méridien sur la verticale et la température potentielle équivalente sur l'axe Sud – Nord.

Le terme $\frac{\partial v}{\partial z}$ présente deux zones distinctes de signes opposés (Figure II-29-c). Cette distinction résulte de la différence d'orientation de cette composante méridienne du vent. La zone de $\frac{\partial v}{\partial z}$ négatif résulte du changement d'orientation du vent entre le flux de mousson dirigé vers le Nord et le vent de moyenne altitude de composante méridienne vers le Sud. La zone positive résulte de la présence à l'Harmattan dirigé vers le sud (et plus fort que le vent méridien de nord situé au dessus). La zone de changement de signe correspond à la confluence de l'Harmattan et du flux de mousson.

Le terme $\frac{\partial \theta_e}{\partial y}$ présente un pattern (Figure II-29-b) déterminé par la zone de maximum de la température potentielle équivalente avec un gradient positif au sud et négatif au nord.

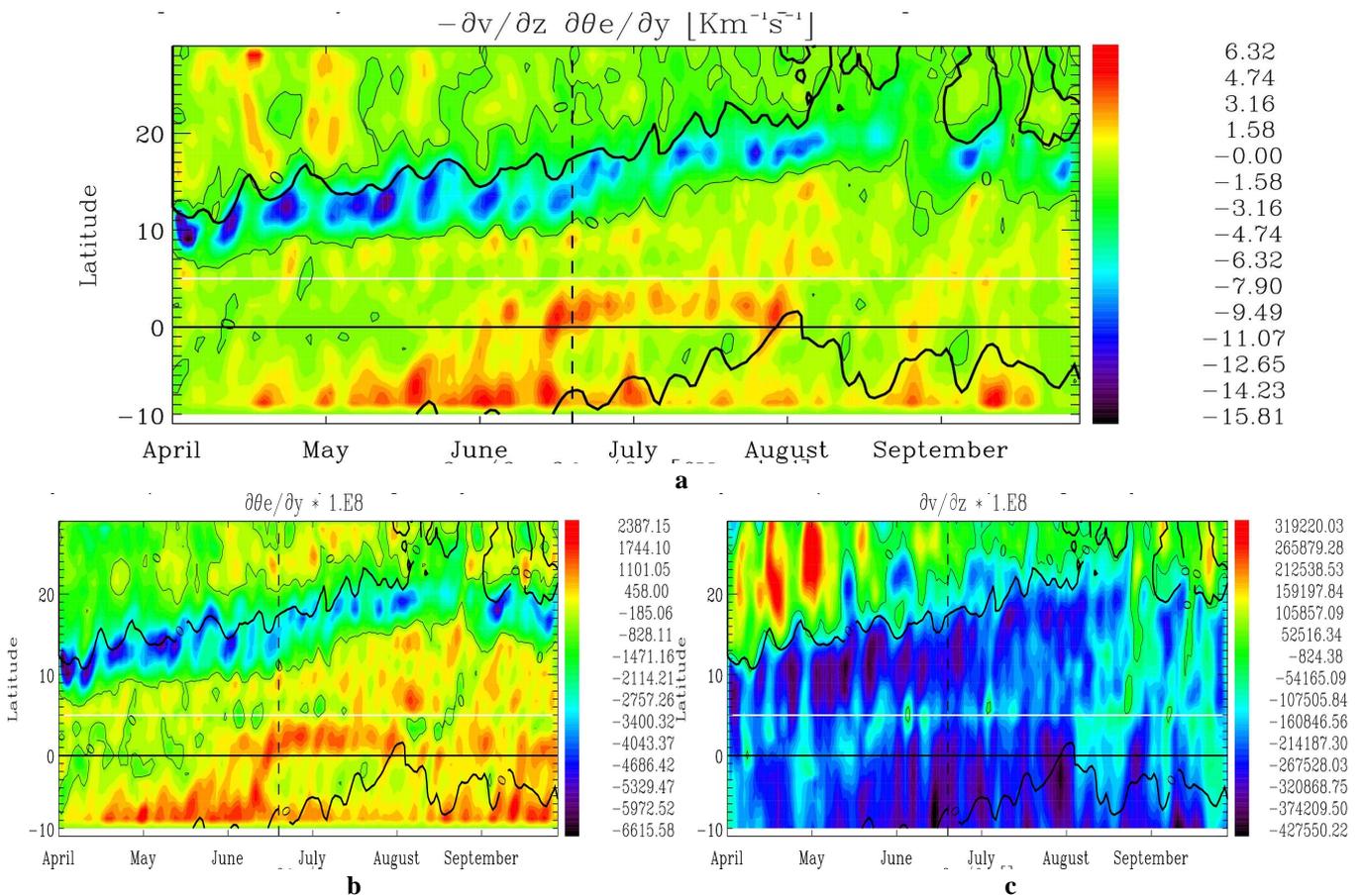


Figure II-29 : Diagrammes temps/latitude pour l'année 1999, (a) de $-\frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial \theta_e}{\partial y}$, (b) de $\frac{\partial \theta_e}{\partial y}$ et (c) de $\frac{\partial v}{\partial z}$.

Superposé en isocontour noir la zone de CAPE positive. En pointillé l'Onset de la saison.

L'advection différentielle méridienne, qui est le produit de ces deux termes, conduit à une zone de production qui se trouve dans la zone de cisaillement négatif et de gradient négatif de la température potentielle équivalente. Elle est délimitée au nord par la zone de confluence entre l'Harmattan et le flux de mousson et au sud par le maximum de température potentielle. Elle résulte de l'existence d'une composante méridienne à moyenne altitude dirigée vers le sud. L'existence de cette zone de production est fortement dépendante de l'intensité du flux de mousson et du Heat Low. En effet si cette zone est plus sèche le maximum de température potentielle équivalente devient confondu avec celui de température potentielle et est donc localisé plus au nord vers le Heat Low, rejetant ainsi vers le nord le bord sud de cette région. Inversement une poussée d'Harmattan ou une diminution du flux de mousson rejette vers le sud le bord nord de cette région.

Intéressons nous maintenant à la zone qui ne semble pas productrice de CAPE, situées plus au sud où sont induites des précipitations. Cette absence de production peut résulter d'hétérogénéités zonales importantes non prises en compte jusqu'à maintenant. En effet, nous avons supposé que la région était homogène zonalement et que l'on pouvait donc réaliser des moyennes en longitude. Afin de valider cette hypothèse, des diagrammes temps/longitude ont été construits. Le domaine sélectionné est entre 5 et 10° nord.

Les nouveaux diagrammes ainsi obtenus montre l'existence de pulse de production de CAPE, (Figure II-30) spatialement (en longitude) et temporellement. On n'observe pas de changement radical dans la distribution spatio-temporelle en particulier au cours de chacune des saisons.

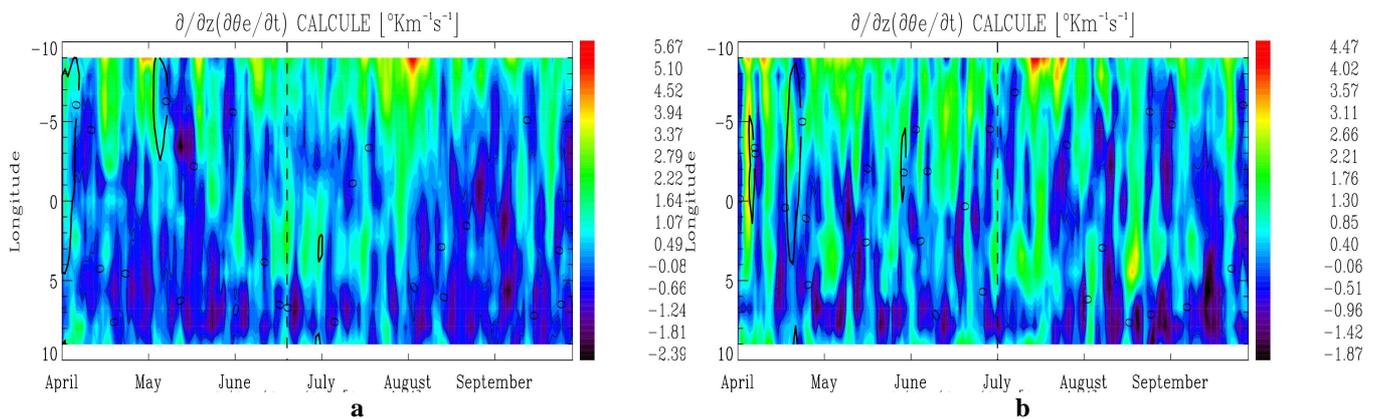


Figure II-30 : Diagrammes temps/longitude de $\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \theta_e}{\partial z} \right)$ entre 5 et 10° N pour les années (a) 1999 et (b) 2000. En pointillé l'Onset de la saison.

La comparaison entre termes d'advections classiques et différentielles indique encore ici que la production d'énergie est fortement liée par l'advection différentielle. Cette advection est elle-même fortement affectée par les composantes horizontales, mais cette fois-

ci par la composante zonale. Ces contributions zonales résultent du cisaillement vertical de la composante zonale du vent ($\frac{\partial u}{\partial z}$), ou de la variation zonale de la température potentielle équivalente sur l'axe Ouest – Est ($\frac{\partial \theta_e}{\partial x}$).

Après étude, les différentes zones de production et de consommation d'énergie de convection du terme d'advection différentiel zonal sont gouvernées essentiellement par le terme $\frac{\partial \theta_e}{\partial x}$ ce qui indique l'importance de la variabilité zonale de la température potentielle. Cette zone de production se trouve dans une zone de cisaillement vertical de vent zonal négative et dans des gradients de température potentielle équivalente eux aussi négatifs.

En conclusion, deux types de mécanismes interviennent dans la production d'énergie disponible pour la convection. Dans la partie nord de la zone de CAPE, au niveau du Sahel les phénomènes de grande échelle, et les variations méridiennes, permettent la présence d'une très importante génération de CAPE. Ce forçage trouve son origine dans les forts gradients méridiens d'humidité et de température potentielle équivalente, mais aussi dans la présence de fort cisaillement de vent à ces latitudes. Dans la partie sud de la zone de CAPE, les variations zonales de la température potentielle équivalente sont à l'origine d'importantes zones de production de CAPE.

Ces résultats sont valables sur les deux saisons de mousson étudiées (1999 et 2000) qui se différencient uniquement par l'intensité des gradients.

2.6. Conclusion

Cette étude a permis de diagnostiquer les caractéristiques communes à deux saisons de Mousson aux régimes de précipitations différents. Il en ressort que celles-ci présentent le même scénario d'enchaînement des processus à l'origine de l'installation de la mousson sur le continent Ouest Africain, c'est-à-dire du déplacement de la masse d'air humide océanique sur le continent à l'origine de la convection. Le premier signe de la mise en place de la Mousson Ouest Africaine est l'inversion du gradient de géopotential en altitude. Associé à une augmentation de température à cette même altitude, ce processus permet l'installation du Tropical Easterly Jet, ainsi que l'accélération de la migration vers le nord du Jet d'Ouest Sub Tropical.

Le second facteur de l'installation de la Mousson Africaine de l'Ouest est l'apparition de gradients méridiens de température et d'humidité, aussi bien au sol qu'à moyenne altitude.

Dans les basses couches les up-welling refroidissent le Golfe de Guinée et le déplacement saisonnier vers le nord du chauffage radiatif crée le Heat Low, conduisant à un gradient de température (plus chaud sur le Sahara et plus froid sur l'océan). Le gradient de pression associé à celui de température conduit à une forte advection de la masse d'air et l'apparition d'un gradient d'humidité sur le continent. Le chauffage radiatif favorise alors une forte instabilité convective.

Comme nous le verrons par la suite une configuration particulière entre le TEJ et l'AEJ permet de créer des conditions favorables au développement et à l'organisation de la convection.

Bien que l'évolution temporelle des précipitations pour chaque saison observe les mêmes phases d'intensification (pré-onset), de stagnation (Onset) et de diminution (recul), avec un décalage des précipitations sur le Sahel, celles-ci observent cependant des différences importantes, notamment en terme d'intensité sur le Sahel. L'Onset concerne principalement les précipitations de grande échelle, suggérant une modification des forçages correspondant à ce type de précipitations. Pour les années étudiées, les répartitions géographiques des précipitations sont identiques, avec 25% des précipitations totales sur le Sahel.

Chaque saison subit une variation interannuelle importante. Ces variations se traduisent par des différences importantes en terme de cumul des précipitations pendant la période de pleine activité de la mousson. En ce qui concerne le type de précipitations, une mousson peu importante se caractérise par une diminution des pluies de grande échelle du modèle. Les conditions nécessaires pour générer des précipitations de type convectives sont toujours présentes, en effet l'énergie disponible pour la convection est suffisante, mais les conditions nécessaires à la relaxation et à l'entretien de systèmes de longue vie, semblent moins favorables, ou moins intenses.

On observe ainsi des différences d'ordre dynamique importantes. L'intensité du flux de mousson dépend fortement du Heat Low, mais aussi du TEJ. Après l'Onset, le Heat Low et le TEJ sont présents et influencent respectivement la composante méridienne et zonale du flux de mousson. Une variation de l'intensité d'une de ces deux entités dynamiques entraîne un flux de mousson qui sera plus ou moins intense. Ce flux de mousson voit sa composante zonale s'intensifier après l'Onset de la mousson, confirmant sa corrélation avec le TEJ. L'advection d'humidité sera affectée par les variations du flux de mousson. A moyenne altitude, l'intensité de l'AEJ inhibe le développement de la convection si elle est trop forte.

Les facteurs thermodynamiques sont également importants. Un fort taux d'humidité favorise la création et l'intensité de la convection. Le gradient Sud – Nord de température est essentiel dans l'intensification de la mousson. Plus ce gradient est intense, plus les masses d'air se déplaceront vers le Nord.

Enfin, les gradients de température potentielle équivalente sont primordiaux dans les mécanismes de génération de l'énergie potentielle convective disponible.

L'intensité d'une mousson est également déterminée par la production et la consommation de CAPE. La zone de production sera plus au sud lorsque la mousson sera faible, puisque les maximums d'humidité et de température potentielle seront décalés vers le sud. De plus, la consommation de cette énergie sera moins importante, car les épisodes convectifs seront soit moins nombreux ou moins intense.

Les deux saisons de mousson présentent un cycle de vie identique avec des phases d'installation, de pleine activité et de recul. Elles diffèrent plutôt par la durée et l'intensité de ces phases.

Ainsi, le maintien de la phase de pleine activité résulte de la stabilité de structures atmosphériques particulières tel que le non retour du STJ et la non disparition du TEJ. Par exemple, le maintien de la haute pression arabique permet de garder le TEJ, une des conditions essentielles à la création de la convection (comme on le montrera dans la suite) et donc à une mousson humide.

De même, le maintien d'un fort Heat Low semble primordial pour éviter le recul précoce et rapide de la mousson. En effet, le Heat Low maintient le gradient de température essentiel à l'advection d'humidité. Cependant le cycle solaire rend inexorable ce recul.

La zone de production maximum de CAPE peut être assimilée à la zone de maximum de température potentielle équivalente, puisque celles-ci sont co-localisées.

L'origine de la production de CAPE ne change pas selon la saison. La zone nord de CAPE est gouvernée en moyenne par l'advection différentielle méridienne. Le maximum d'intensité du CAPE qui résulte du gradient de température potentielle équivalente au nord du maximum de cette température et du cisaillement vertical de vent méridien (négatif). Ce dernier est délimité au nord par la zone de confluence entre l'Harmattan et le flux de mousson et au sud par le maximum de température potentielle. Cette zone de production est fortement dépendante de l'intensité du flux de mousson et du Heat Low. Elle se déplace sur le Sahel,

lors de la pleine installation de la mousson, en suivant l'équilibre thermodynamique entre le Heat Low et l'ITCZ.

L'équilibre entre le Heat Low et l'ITCZ régit la localisation de la zone de production. Une diminution de la température l'une des deux entités entraîne une migration latitudinale de la production de CAPE.

La zone sud de production du CAPE est principalement liée à l'advection différentielle zonale. Ce sont les variations zonales de température potentielle équivalente qui contrôlent l'instabilité de cette région. Ces discontinuités zonales ont pour origine les variations locales de vent (flux de mousson / Harmattan), ou de température potentielle équivalente (apport d'humidité / intrusion d'air sec).

L'intensité du gradient de température potentielle équivalente, et celle du flux méridien sont les principaux moteurs de la quantité d'énergie de disponible. Une diminution d'une de ces deux composantes provoque une diminution de l'énergie.

3. Application à la Mousson 2006 – Campagne AMMA

L'objectif de cette partie est d'analyser l'année 2006 de la campagne AMMA à la lueur des informations acquises sur les années 1999 et 2000, afin de valider les conclusions tirées précédemment, et de caractériser la saison de mousson 2006. Cette étude est réalisée à l'aide des Analyses Opérationnelles de l'ECMWF.

Comme le montre la Figure II-31, l'Onset de la mousson se traduit bien par une migration des OLR de la côte vers le Sahel.

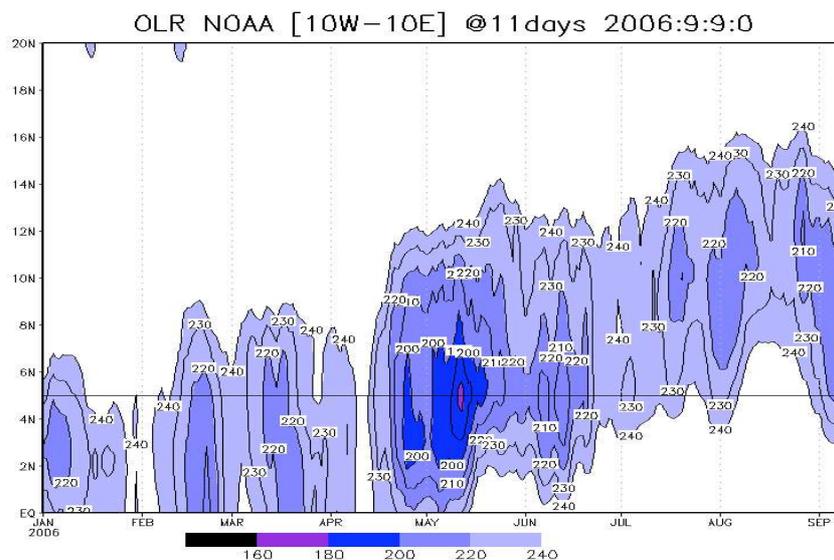


Figure II-31 : Image OLR NOAA ($W.m^{-2}$) mettant en évidence le déplacement des nuages vers le nord, (Janicot et al., 2008).

3.1. Jeu de données

3.1.1. Analyse Opérationnelle du Centre Européen de Prévision à Moyen Terme (OPERA)

Les Analyses Opérationnelles de l'ECMWF sont construites sur le même principe que les données ERA-40. Elles fournissent une base de données de paramètres atmosphériques de surface et d'altitude selon le même système complexe d'assimilation de données et de prévision à courte échéance que les ERA-40. Elles sont organisées de façon identique avec les mêmes pas de temps et d'espace (6h et 1.125°), et avec seulement 21 niveaux atmosphériques (1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10, 7, 5, 3, 2, 1 hPa).

La principale différence entre ces deux produits réside dans la version du modèle. En effet, le Centre Européen a effectué des modifications dans la physique du modèle, notamment au niveau de la paramétrisation de la convection. Ainsi, les produits de précipitations des ERA-40 et des analyses Opérationnelles ne peuvent être comparés. L'impact de ces modifications semble important sur la quantité et la répartition des précipitations au sol comme l'illustrent les diagrammes Hovmüller. L'année 2006 présente des précipitations au sol beaucoup plus au nord et bien plus abondantes que pour les années précédemment étudiées (Figure II-32). Les précipitations des analyses Opérationnelles du Centre Européen de Prévision à Moyen Terme semblent donc être corrigées du biais constaté précédemment (déficit sur le Sahel) et donc être plus réalistes.

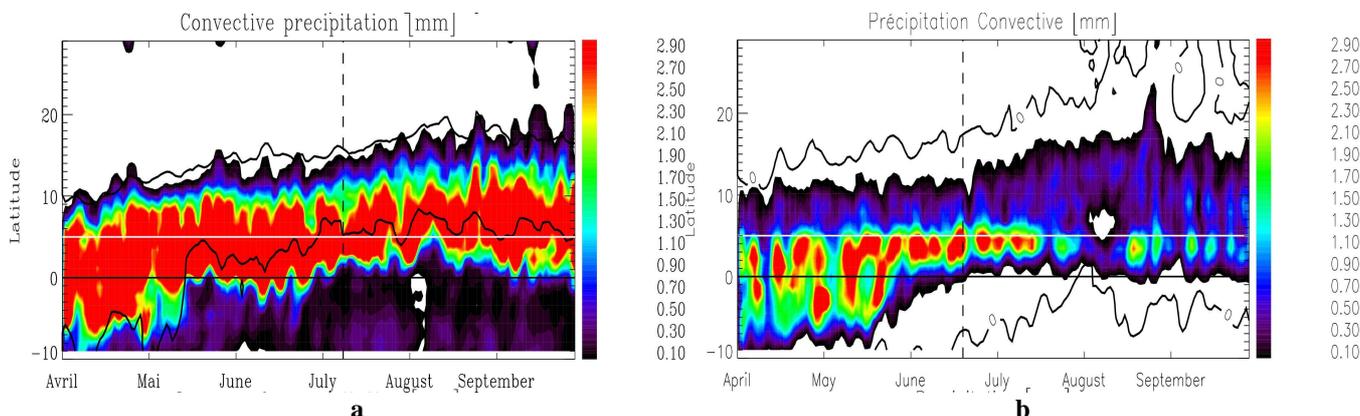


Figure II-32 : Diagrammes temps/latitude des précipitations convectives lors des années (a) 2006 et (b) 1999. En pointillé l'Onset de la saison. Isocontour noir le CAPE calculé.

3.1.2. Les Estimations des Précipitations par SATellite – Seconde Génération (EPSAT-SG)

Afin de valider cette amélioration des produits pluie, les données EPSAT-SG (Jobard *et al.*, 2007) sont utilisées. Ces données sont obtenues à l'aide d'un algorithme qui utilise un réseau de neurones pour combiner les informations de plusieurs satellites (MSG et la base de

données GPCP), les données multi-spectrales (Micro-ondes satellites), ainsi que les données pluie mesurées au sol. L'estimation des pluies est obtenue en croisant la probabilité de précipitations et l'intensité potentielle de celles-ci. Le produit final est obtenu par le biais d'une intégration spatiale et temporelle afin de correspondre aux contraintes spatiales et temporelles. Le produit final présente ainsi une haute résolution finale (3 km et 15 min).

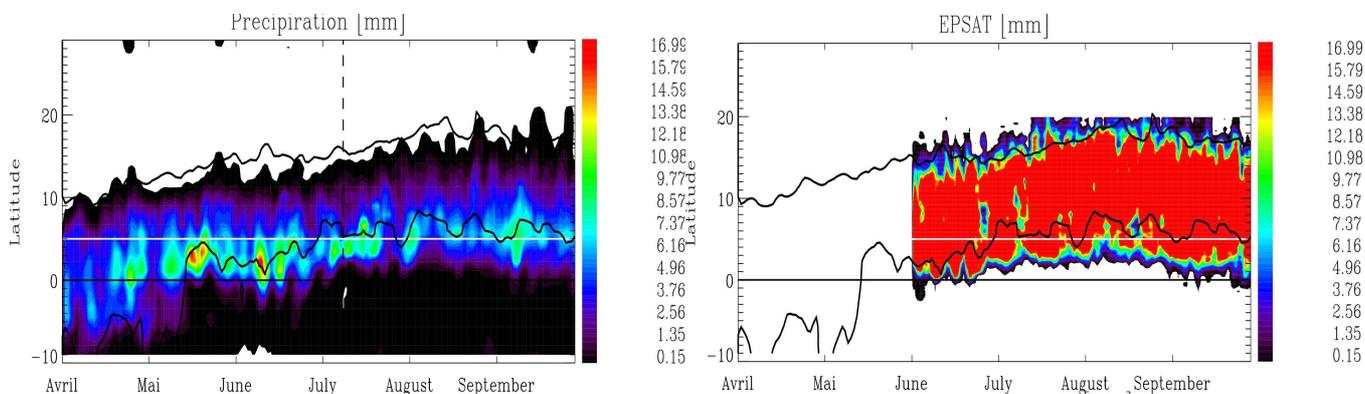


Figure II-33 : Diagrammes temps/latitude pour l'année 2006 (a) des précipitations totales de l'ECMWF et (b) du produits EPSAT-SG. Isocontour noir représente le CAPE. En pointillé l'Onset de la saison.

La comparaison entre le CAPE (CAPE positif) et le produit EPSAT-SG met en évidence une très bonne superposition des deux produits (Figure II-33-b). Cette corrélation permet de valider le calcul de CAPE et de confirmer que le CAPE et les précipitations ont bien un déplacement synchrone. Le léger décalage observé entre le CAPE et les précipitations de l'ECMWF, résulte d'une mauvaise représentation des lignes de grains dans la région du Sahel.

Une très forte différence d'intensité existe entre les précipitations du modèle et le produit EPSAT-SG. Cette différence semble être principalement liée à une sous-estimation de l'humidité dans le modèle (non montré).

3.2. Analyse des champs à haute altitude

La saison de mousson 2006 présente les mêmes caractéristiques que les deux années étudiées précédemment. On observe une inversion du gradient horizontal de géopotentiel pendant l'Onset de la mousson. Le basculement du gradient de géopotentiel provoque le déplacement du STJ vers le nord (Figure II-34-a). Lors de ce basculement, intervient l'installation d'une masse d'air chaude sur le Sahara, qui installe un second gradient, mais de température cette fois-ci (Figure II-34-b). Comme le montre la Figure II-35, le maximum de vitesse du TEJ est corrélé au minimum de déficit à saturation à 200 hPa, ce qui signifie qu'un maximum de convection a lieu lorsque le TEJ est installé.

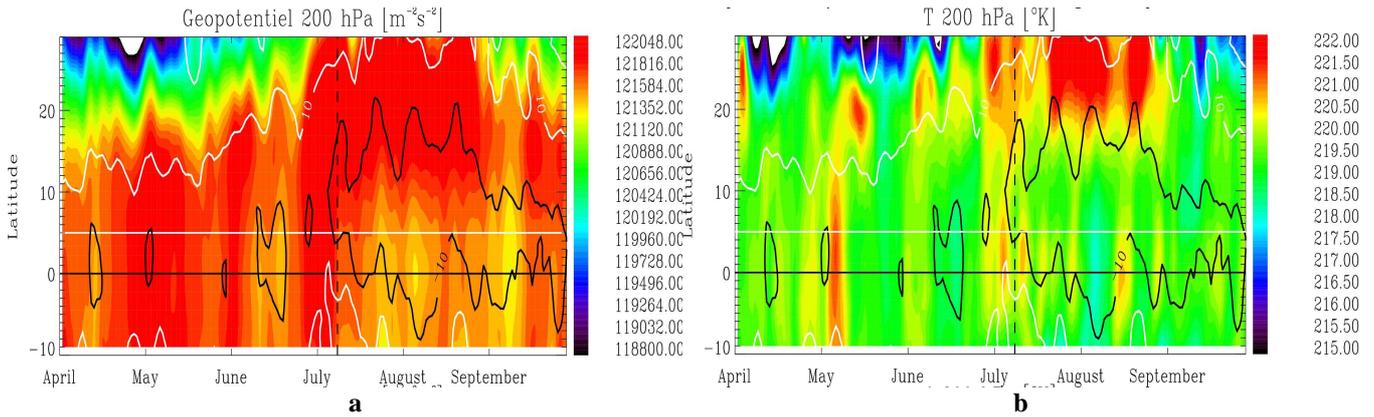


Figure II-34 : Diagrammes temps/latitude à 200 hPa pour l'année 2006 (a) du géopotential et (b) de la température. L'isocontour blanc représente le STJ (10 m.s⁻¹), et l'isocontour noir représente le TEJ (10 m.s⁻¹). En pointillé l'Onset de la saison.

L'année 2006 présente par contre des caractéristiques particulières qui diffèrent des moussons 1999 et 2000. La mise en place du TEJ s'effectue de façon rapide dès la mi-Juin, mais celle-ci n'est pas associée à la migration du STJ et au déplacement du gradient de géopotential. L'absence de la masse d'air chaude au niveau du Sahara et donc de l'effet combiné des deux gradients ne lui permet pas de se maintenir ce qui entraîne sa disparition temporaire. Durant cette brève période d'activité du jet, on constate que l'activité convective a bien été présente, puisque le déficit à saturation est faible (Figure II-35).

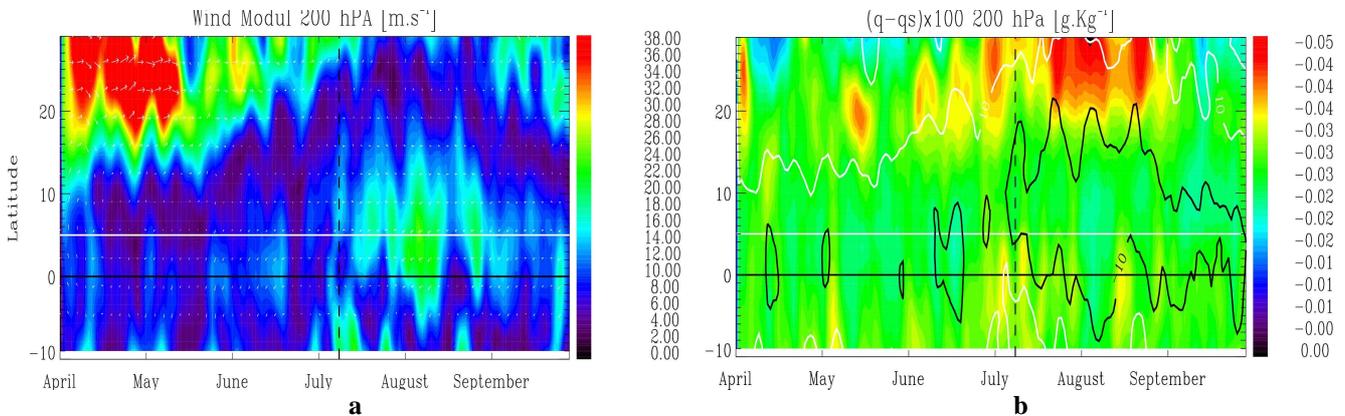


Figure II-35 : Diagrammes temps/latitude à 200 hPa pour l'année 2006 (a) de module de vent et (b) déficit à saturation. L'isocontour blanc représente le STJ (10 m.s⁻¹), et l'isocontour noir représente le TEJ (10 m.s⁻¹). En pointillé l'Onset de la saison.

L'inversion du gradient de géopotential s'effectue plus tard dans la saison. Comme pour les saisons précédemment étudiées, elle est due à l'apparition de la zone de haute pression arabe. Cependant, la zone de haute température associée ne se montre pas très homogène, ce qui conduit à un TEJ peu étendu, de faible intensité, avec une position plus au Sud.

Lors du recul de la Mousson Africaine, le gradient de géopotential au lieu de rebasculer, comme lors des précédentes observations, migre vers le sud, provoquant une

diminution de l'intensité du TEJ, mais permettant à celui-ci de se maintenir et de prolonger la saison de mousson.

3.3. Analyse des champs à moyenne altitude

Les principales observations effectuées à 700 hPa pour les deux saisons précédentes se retrouvent pour la saison 2006 (Figure II-36). On observe une amplification de la haute pression sur le Sahara avant l'Onset de la mousson, qui va se maintenir pendant toute la période de pleine activité de la mousson. Cette installation est corrélée à l'installation de la masse d'air chaude associée au Heat Low. Les deux gradients (de pression et de température) permettent la mise en place de l'AEJ (vent géostrophique de l'Est vers l'Ouest).

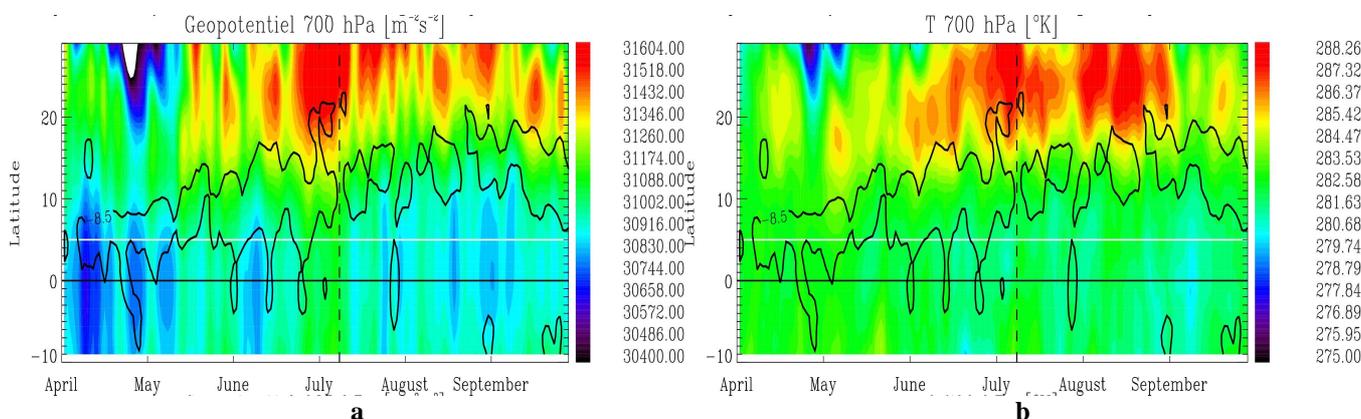


Figure II-36 : Diagrammes temps/latitude à 700 hPa de l'année 2006 représentant (a) le géopotential et (b) la température. L'isocontour représente l'AEJ ($10 m.s^{-1}$). En pointillé l'Onset de la saison.

Le comportement de la Mousson Africaine 2006 est très proche de la Mousson Africaine 1999. En effet, les évolutions temporelles de la haute pression et de la masse d'air chaude sont identiques pour les deux années. Le comportement des AEJ est également similaire avec une migration vers le nord de même amplitude. On note cependant qu'en 2006 l'AEJ est plus intense et plus homogène tout au long de la saison des pluies ce qui a pu inhiber le développement potentiel de systèmes convectifs propagatifs.

3.4. Analyse des champs à basse altitude

L'évolution du vent dans les basses couches de l'atmosphère lors de la saison 2006 est identique à celles des saisons 1999 et 2000. Le flux de mousson pénètre progressivement vers le nord pour atteindre son maximum juste avant l'Onset. Après l'Onset, on observe une intensification de la composante zonale du vent. Cette évolution est cependant plus proche de la mousson 1999 (Figure II-37).

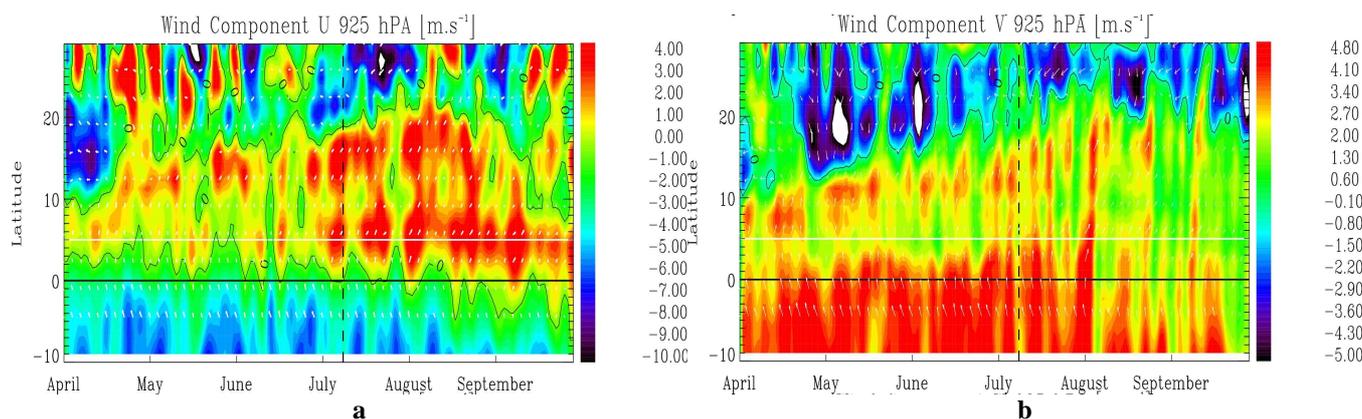


Figure II-37 : Diagrammes temps/latitude à 925 hPa pour l'année 2006 des composantes (a) zonale et (b) méridienne de vent. En pointillé l'Onset de la saison.

Les gradients de température et de température potentielle en 2006 évoluent également de façon similaire à ceux des années 1999 et 2000. Cependant, le comportement de la température en 2006 apparaît plus proche de celui observé lors de la saison 1999 avec de fortes fluctuations de température avant l'Onset. Ces pulses apparaissent moins intenses, ce qui pourrait expliquer un retard dans le déclenchement de la mousson. Cette température atteint son maximum juste avant le déclenchement de la phase de forte activité de la mousson et se montre très homogène et intense tout au long de la phase de pleine activité. Après l'Onset, la température sur la Sahara subit une baisse pendant le mois de Juillet. Cette baisse pourrait expliquer la diminution de l'activité de la mousson africaine pendant cette période.

Les humidités relative et spécifique en 2006 possèdent une répartition géographique proche de l'année 2000, avec une migration très faible vers le nord. Les limites nord des fortes humidités relatives et spécifiques atteignent respectivement 10° et 15°N en 2006 et en 2000. Cependant, le taux d'humidité en 2006 est similaire à celui observé pour l'année 1999.

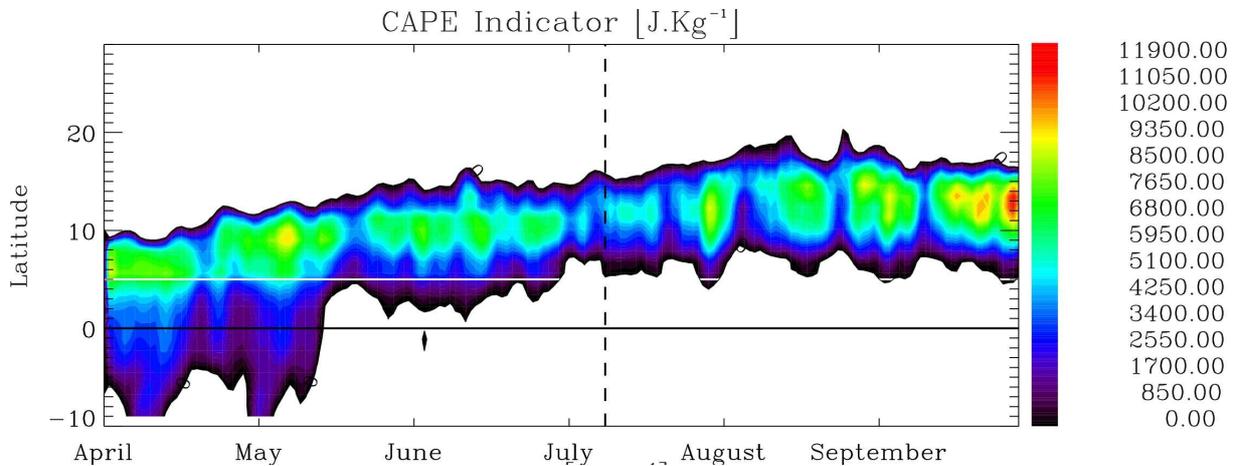
En 2006, avant l'Onset, pendant la période où le gradient de géopotential en altitude s'est inversé mais n'a pas migré vers le nord, le Heat Low n'est pas très intense. Le Heat Low n'étant pas suffisamment prononcé, peu d'humidité est advectée ce qui ne permet pas à la convection de se développer et à la mousson de s'installer. La dépression Saharienne finit par se creuser fin Juillet, permettant enfin à la mousson de devenir importante.

3.5. Analyse de l'instabilité atmosphérique

3.5.1. Comparaison Analyses OPERationnelles / EPSAT-SG / CAPE

Les études réalisées précédemment (e.g. Monkam, 2002) ont montré l'existence d'une connexion étroite entre précipitations et CAPE. Les limites nord de la zone de CAPE et de l'ITCZ sont co-localisées et évoluent de façon synchrone.

Le CAPE pour la saison 2006, montre des caractéristiques identiques à celles des saisons précédentes. Celui-ci réalise une migration progressive vers le nord avec cependant un extension vers le sud plus faible que pour les deux autres années étudiées (Figure II-38).



Les précipitations issues de l'ECMWF, de type convectives ou de grande échelle, se montrent quasiment superposées à la zone de CAPE calculée à partir des mêmes données. La zone de CAPE déborde très légèrement au nord du maximum de précipitations observé (Figure II-33-a). Ce décalage peut s'expliquer par le fait que le CAPE se situe dans une zone, où bien qu'il y ait de l'énergie disponible pour créer de la convection, la particule d'air ne peut pas atteindre son point de convection libre, ou bien parce qu'il n'y a pas assez d'humidité disponible pour que la convection humide se mette en place.

Comme nous l'avons illustré dans la section 3.1.2 de ce chapitre, le CAPE obtenu grâce aux données du Centre Européen est en très bon accord avec les précipitations EPSAT-SG. Ceci confirme une sous estimation des précipitations sur le Sahel par le modèle.

3.5.2. Origine du CAPE

3.5.2.1. Localisation de la zone de CAPE

Comme précédemment, la zone de CAPE est localisée au niveau du maximum de température potentielle équivalente. Ce maximum dépend de la relation d'équilibre entre la température potentielle et de l'humidité spécifique étudiée précédemment. Le maximum de température potentielle équivalente est situé au niveau d'un fort gradient de température potentielle et juste au nord du maximum d'humidité spécifique.

La zone de fort CAPE ainsi générée est localisée dans la partie nord de l'AEJ.

Ces observations sont identiques aux deux années précédentes étudiées (section 2.5.3 de ce chapitre).

3.5.2.2. Production du CAPE

En utilisant les équations de production de CAPE établies dans la section 2.5.4 de ce chapitre, les différentes zones de production et de consommation de CAPE peuvent être identifiées.

Comme pour les précédentes années, les diagrammes temps/latitude montrent qu'au nord, la production totale de CAPE dépend principalement des termes d'advections différentielles, notamment l'advection différentielle méridienne $\left(-\frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial \theta_e}{\partial y}\right)$. Ce terme est comme précédemment fortement lié au gradient négatif de température potentielle équivalente localisé dans la région Sahélienne.

En utilisant comme précédemment les diagrammes temps/longitude, on observe au sud de la zone de fort CAPE, une seconde zone de production de CAPE générée par le terme $\left(-\frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial \theta_e}{\partial x}\right)$. Cette zone de production est localisée entre les latitudes 5° et 10°N. Elle dépend des variations locales du terme $\frac{\partial \theta_e}{\partial x}$. Ces observations sont strictement identiques à celles obtenues avec les années 1999 et 2000, seule l'intensité de production les différencie.

3.6. Spécificité de la Saison 2006

La saison de mousson 2006 présente donc les caractéristiques générales de celles des années 1999 et 2000, mais possède en fait une évolution temporelle propre. La mousson 2006 présente en effet la particularité de débiter tardivement, et d'avoir un faux déclenchement (Janicot *et al.*, 2008). Ce pseudo-déclenchement est visible sur les diagrammes temps/latitude à l'altitude 200 hPa du géopotential et du module du vent. A la mi-Juin, le géopotential commence à s'inverser, mais ne se décale pas vers le nord (Figure II-34-a), car la haute pression arabique n'est pas assez développée pour s'installer sur le nord de l'Afrique. Pendant cette brève inversion du géopotential, le TEJ commence à s'installer (Figure II-35), mais ne peut se maintenir car les gradients de pression et de température ne sont pas stables. De plus, à cette même période le Heat Low n'est pas intense, les gradients de température qu'il induit ne sont pas assez forts, et l'advection d'humidité pas suffisamment intense. Tous ces paramètres ne permettent donc pas à la mousson de s'installer et de se développer.

Après ce faux déclenchement, les conditions restent stables jusqu'au réel Onset qui a lieu à la mi-Juillet, vers le 11 juillet.

Lors de sa phase de pleine activité, la mousson 2006 présente les caractéristiques dynamiques et thermodynamiques proche de la mousson 1999. Ceci signifie que la mousson 2006 à une intensité importante, puisqu'elle est proche du comportement d'une saison à fortes précipitations. Cependant, sa particularité réside dans son déclenchement tardif, ce qui ne permet pas d'avoir une mousson très intense, en terme de précipitations cumulées en fin de saison.

4. Conclusion

Le déclenchement de la Mousson Africaine se caractérise par un 'saut' abrupt des précipitations, passant de la côte au Sahel. Cette installation des pluies sur le Sahel est associée à l'apparition de conditions favorables à la convection. Comme l'illustre ce chapitre, cet Onset est caractérisé par des changements dynamiques et thermodynamiques importants de grande échelle qui expliquent l'installation de ces conditions. Le facteur déclenchant la cascade de processus responsable de l'Onset semble être l'inversion du gradient de géopotentiel à 200 hPa, qui est couplé à l'installation d'un gradient de température. Ces gradients permettent le développement du TEJ, et dirigent sa localisation latitudinale sur l'Afrique de l'Ouest. Son intensité impacte directement la composante zonale du flux de mousson, puisque le TEJ est identifié comme la branche supérieure de la cellule de type Walker, et le flux de mousson comme la partie de basses couches. Cette entité dynamique joue, comme nous le montrerons par la suite, un rôle important dans la génération des régions propices au développement de la convection sur l'Afrique de l'Ouest.

Le Heat Low joue aussi un rôle important dans la mise en place de la mousson, puisque celui-ci a un impact direct sur la composante méridienne du flux de mousson qui s'intensifie pour atteindre son maximum d'activité peu avant l'Onset. Plus son activité sera importante, plus la composante nord du flux sera intense. L'advection de l'humidité en basses couches s'en trouve donc augmentée, ce qui favorise le développement de la convection sur le continent ouest africain. De plus, le Heat Low influence les gradients de température potentielle et potentielle équivalente. Ces gradients sont partie prenante dans la production de l'énergie potentielle de convection et dans la mise en place de l'AEJ.

La production de CAPE est fortement liée au Heat Low, au TEJ et dans une moindre mesure à l'AEJ par les flux de basses couches que ces deux entités génèrent. En effet, les gradients de basses couches sont très importants dans la génération de cette énergie. Une forte advection d'humidité, ou un flux de mousson important augmente substantiellement la

production d'énergie. Dans la région Sahélienne, la production d'énergie favorable au développement de la convection, la relation entre le gradient méridien de température potentielle équivalente et le gradient vertical de la composante méridienne de vent sont la principale source de CAPE. Cette relation est fortement dirigée par le Heat Low, qui augmente ou diminue le gradient de température et ainsi module l'AEJ et sa composante méridienne et modifie la localisation du maximum de température potentielle équivalente par advection d'humidité.

Cette zone de production de CAPE est complétée par une seconde source de production locale dirigée par les variations zonales du gradient de température potentielle équivalente et du gradient vertical du vent zonal. Ce type de production est moins important et plus restreint spatialement, mais elle ne peut être négligée pour comprendre l'origine du CAPE.

Les fluctuations importantes d'intensité que rencontre le Heat Low, l'AEJ et le TEJ entre deux saisons entraînent des variations très importantes des précipitations. Les advections en provenance du Golf de Guinée et de l'Atlantique se trouvent fortement perturbées, entraînant dans leurs sillages les gradients méridiens de température et d'humidité, modifiant par conséquent les équilibres permettant la production d'énergie et le développement de la convection sur l'Afrique de l'Ouest. Les variations d'intensité de ces gradients sont donc à l'origine des variations inter – annuelles de la mousson.

Enfin, la mousson 2006 présente un comportement original avec un déclenchement tardif provoqué par un échec de l'inversion du gradient de pression en altitude et de l'absence d'un Heat Low bien définie est suffisamment intense. Ce type d'échec peut être l'une des causes principales des variabilités intra annuelles des moussons africaines.

Chapitre III : Interaction entre les lignes de grains et leur environnement dynamique et thermodynamique

1. Objectifs scientifiques

L'objectif est dans un premier temps d'identifier les interactions qui peuvent exister entre les lignes de grains et leurs environnements dynamique et thermodynamique, notamment avec les principaux jets de la mousson africaine, le Tropical Easterly Jet et l'African Easterly Jet. Pour ce faire, une étude statistique sur les mois de Juillet et d'Août est réalisée lors de la pleine activité de la Mousson d'Afrique de l'Ouest. Ces deux mois correspondent à la période pour laquelle le Sahel est sous l'influence de ces lignes de grains qui apportent la majeure partie des précipitations. Cette étude statistique est réalisée à l'aide des données opérationnelles de l'ECMWF, et du satellite Météosat – Seconde Génération.

Dans un second temps, la compréhension des relations dynamiques et thermodynamiques identifiées précédemment entre l'environnement et la convection est effectuée pour un cas d'étude particulier observé lors de la campagne AMMA 2006. Le but est d'identifier les éléments essentiels pour les différents stades de développement de cette ligne de grains, qui gouvernent l'initiation de la convection, son organisation en ligne, sa propagation vers l'ouest et enfin sa dissipation en fin de vie.

2. Interaction Dynamique atmosphérique – Ligne de grains

2.1. Validation de la comparaison entre les images MSG et les analyses Opérationnelles du CEPMMT

Avant d'exploiter les analyses de l'ECMWF pour d'écrire l'environnement dynamique et thermodynamique des lignes de grains observées, il faut s'assurer que le modèle

du Centre Européen génère correctement ces systèmes convectifs. Pour ce faire, les produits du Centre Européen, Total Cloud Cover (tcc) et humidité spécifique (q) à 200 hPa, sont comparés aux températures de brillance du satellite MSG. Cette comparaison est réalisée sous la forme de diagramme Hovmöller temps/longitude avec une moyenne réalisée sur les latitudes comprises entre 12 et 15° Nord (Figure III-1). Les produits du CEPMMT sont affichés en fond de couleur, alors que la couverture nuageuse est représentée par l'isocontour 260 K de la température de brillance de MSG.

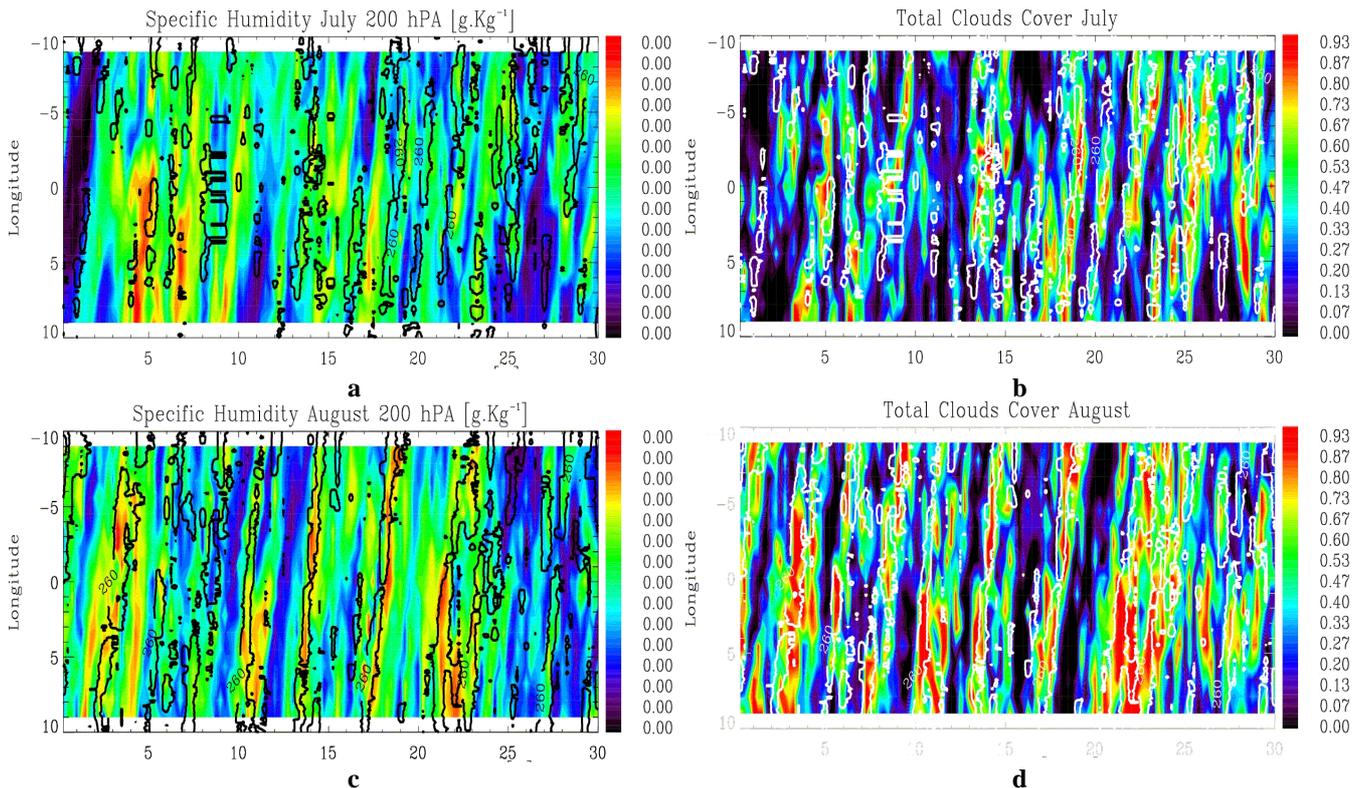


Figure III-1 : Diagrammes temps longitude représentant l'humidité spécifique à 200 hPa pour les mois de (a) Juillet et (c) Août, et la couverture nuageuse totale du modèle (b) et (d) pour chaque mois. Superposée à ces produits du Centre Européen, la température de brillance de Météosat – SG (noir ou blanc).

Les diagrammes mettent en évidence une très bonne corrélation entre la couverture nuageuse totale du modèle et l'humidité spécifique à 200 hPa. Cette corrélation signifie que les nuages simulés par le modèle représentent des systèmes à convection profonde, puisqu'ils permettent d'injecter de l'humidité à haute altitude. Cependant, la présence d'humidité et de nuage dans le modèle n'est pas forcément en accord avec les observations effectuées grâce à MSG. Les températures de brillance MSG superposées à ces champs montrent que le modèle du Centre Européen simule correctement certaines des lignes de grains observées sur le Sahel. La bonne concordance simulations/observations est réalisée pour 5 cas en Juillet (pas de temps 5 ; 12,50 ; 17,5-18,75 ; 20 ; 22,5) et 8 cas en Août (pas de temps 1,25-3,75 ; 5-6,25 ; 10-11,25 ; 12,5-13,75 ; 16,25-18,75 ; 21,25-23,75 ; 26,25-27,5). Pour ces cas, la dynamique et

la thermodynamique atmosphérique du modèle seront utilisées pour réaliser une étude de l'environnement de ces lignes de grains.

2.2. Interactions

2.2.1. Relation TEJ / LG

Les diagrammes temps/longitude sont tout d'abord réalisés afin d'identifier la position latitudinale du TEJ par rapport aux lignes de grains. Pour ce faire, le module de vent est moyenné entre les latitudes 12.5 à 15° nord (Figure III-2-a ; Figure III-3-a), et entre 10 et 12.5° nord (Figure III-2-b ; Figure III-3-b) pour les mois de Juillet et Août. La couverture nuageuse totale issue du modèle est moyennée entre 12,5 et 15° nord afin de prendre en compte la couverture nuageuse associée aux lignes de grains. Pour tous les diagrammes, il est donné en fond de couleur le module du vent à 200 hPa, et en isocontour le produit Total Cloud Cover du CEPMMT.

Une première analyse de ces diagrammes montre la présence d'un fort TEJ lors d'une période d'activité convective. Existe-t-il dans ce cas une configuration spatiale particulière entre le TEJ et les lignes de grains ?

2.2.1.1. Localisation latitudinale

Il ressort de cette étude en effet une configuration particulière entre le TEJ et la ligne de grains.

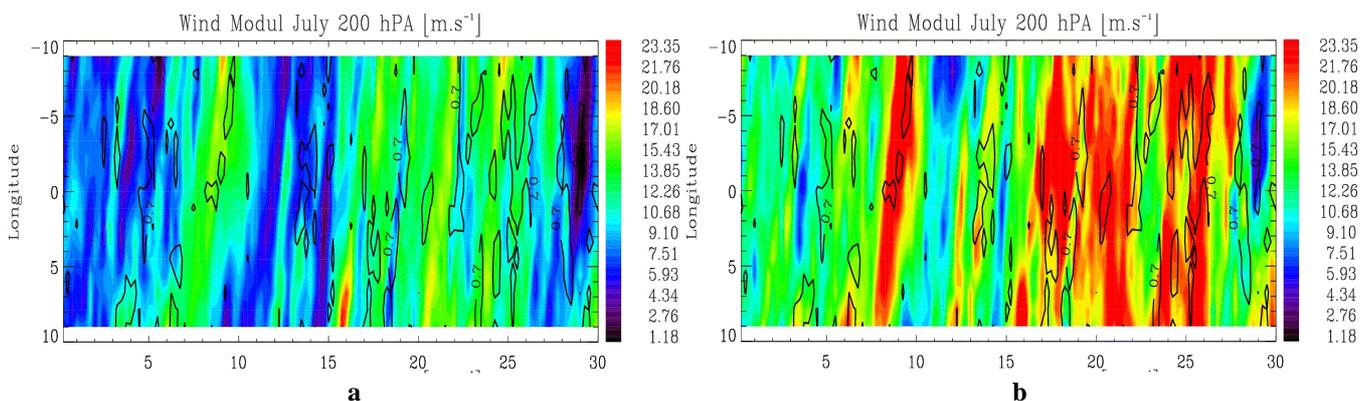


Figure III-2 : Diagrammes Hovmüller temps/longitude du module du vent à 200 hPa (fond de couleur) et de la couverture nuageuse du modèle (isoligne noire) du mois de Juillet (a) entre les latitudes 12.5 à 15°Nord, (b) entre les latitudes 10 à 12.5° Nord.

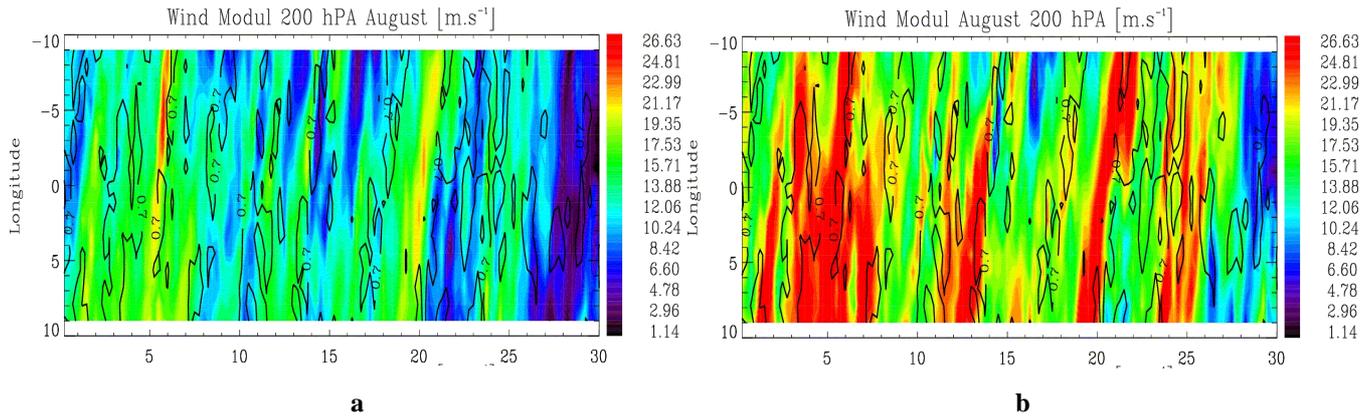


Figure III-3 : Diagrammes Hovmüller temps/longitude du module du vent à 200 hPa (fond de couleur) et de la couverture nuageuse du modèle (isoligne noir) du mois de Août (a) entre les latitudes 12.5 à 15° Nord, (b) entre les latitudes 10 à 12.5° Nord.

Tout d'abord, comme le montrent les diagrammes, une très forte différence d'intensité du TEJ existe entre les deux zones de latitude 12.5 à 15° nord (Figure III-2-a et Figure III-3-a) et 10 et 12.5° nord (Figure III-2-b et Figure III-3-b). La zone plus au sud présente un TEJ plus vélocé, ce qui indique une localisation du cœur de TEJ plus au sud. La différence d'intensité du TEJ, entre les deux zones de latitude, pour le mois de Juillet n'excède pas 9 m.s^{-1} (Figure III-2-a et b). Pour le mois d'Août cette différence est plus importante, de l'ordre de 20 m.s^{-1} (Figure III-3-a et b).

D'autre part, la couverture nuageuse du modèle, qui est moyennée entre les latitudes 12.5 à 15° nord (donc plus au nord), apparaît corrélée à la présence de cellules de TEJ importante. La convection se trouve donc située au nord des zones de très fort TEJ.

Pour les cas répertoriés où les analyses opérationnelles simulent correctement la convection, cette configuration « TEJ fort au sud de la ligne de grains » est systématiquement vérifiée. Le cas du pas de temps 5 du mois d'Août illustre parfaitement la différence d'intensité du jet (Figure III-3-b) et cette configuration entre les deux entités (TEJ et LG).

2.2.1.2. Localisation longitudinale

En focalisant l'analyse sur le diagramme réalisé précédemment entre les latitudes 12-15° nord, une deuxième information sur l'interaction entre le TEJ et les lignes de grains est mise en évidence. On remarque pour les cas étudiés, un décalage dans le temps et/ou en longitude entre la zone de fort TEJ et les lignes de grains. Le maximum de TEJ est soit en avance soit à l'Ouest de la ligne de grains. Ceci signifie que la ligne de grains se développe après un fort streak de TEJ, et donc à l'arrière de ce streak.

Ceci est vérifié pour tous les cas étudiés.

2.2.1.3. Configuration spatiale TEJ / LG

Les observations précédentes (sections 2.2.1.2 et 2.2.1.2), permettent de proposer un premier schéma conceptuel (Figure III-7). Les lignes de grains sont situées au nord d'un streak de fort TEJ et évoluent à l'arrière d'un second noyau de TEJ plus faible.

Deux concepts théoriques peuvent être utilisés pour expliquer cette configuration particulière entre ligne de grains et TEJ. La première repose sur les notions d'accélération et décélération du vent en entrée et en sortie du jet streak. La seconde approche utilise les notions de vent agéostrophique, et de circulation transverse directe ou indirecte en entrée ou sortie de jet streak.

Accélération et décélération

Ce concept peut être utilisé lorsque le paramètre de Coriolis est proche de zéro.

En entrée (en amont) du jet streak, le vent est accéléré, ce qui crée par conséquent une importante divergence à l'altitude du jet. Comme le TEJ est situé au sommet de la troposphère, la forte divergence conduit un mouvement vertical ascendant. Le phénomène est inversé en sortie de jet streak où le vent décélère et génère une convergence d'altitude, qui provoque une subsidence (Figure III-4).

L'intensité de ces mouvements verticaux est contrôlée par l'intensité des accélérations ou des décélérations du jet streak.

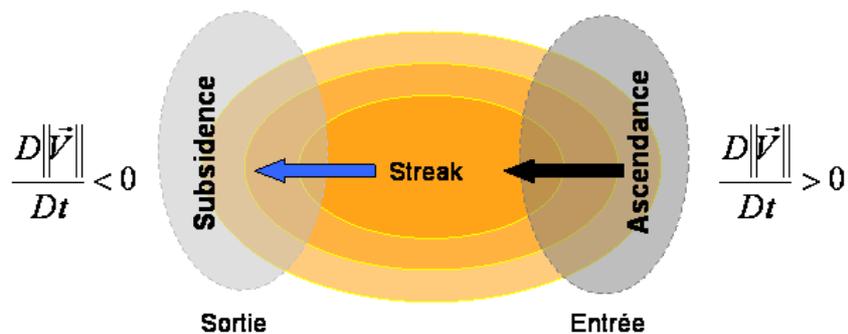


Figure III-4 : Illustration des zones d'ascendance et de subsidence liées aux accélérations et décélérations du vent dans un jet streak.

Vent agéostrophique

L'approche agéostrophique n'est applicable que lorsque le paramètre de Coriolis est non nul. Elle n'est donc pas valide pour des latitudes inférieures à 5 – 10° N.

Lorsque les particules d'air traversent ces jets streaks, elles subissent une accélération à leur entrée et une décélération à leur sortie. Ces zones d'accélération et de décélération induisent une composante agéostrophique normale au flux moyen.

agéostrophique induite par l'équilibre géostrophique dévie le jet vers la droite, créant une circulation transverse indirecte avec une zone de convergence à droite du jet et une zone de divergence sur la gauche. Cette situation est l'inverse de celle rencontrée en entrée de jet streak (Figure III-6).

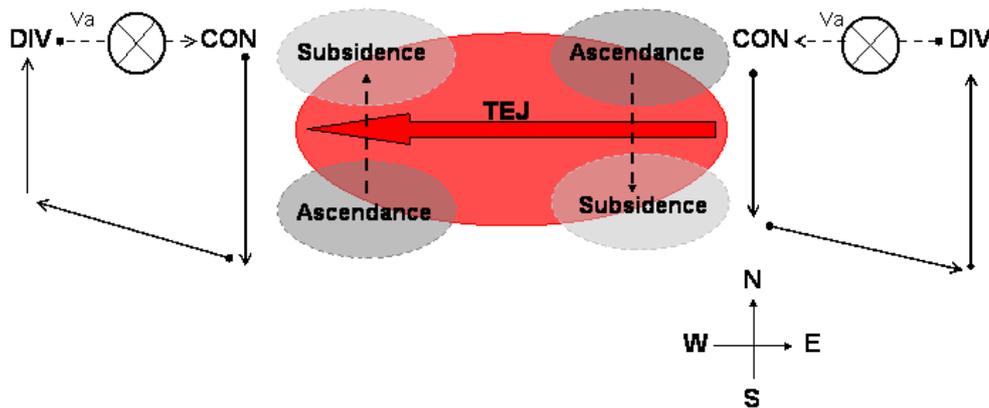


Figure III-6 : Illustration des zones d'ascendance et de subsidence générées par la circulation transverse créée par le vent agéostrophique.

L'intensité des zones de convergence et de divergence est contrôlée par l'intensité du vent agéostrophique. Ce vent est directement lié aux variations temporelles du vent total. Ainsi, une augmentation du vent total engendre une augmentation de l'intensité des zones de convergence et divergence créées par les circulations transverses.

Ces divergences et convergences produites par les différentes circulations transverses ont les mêmes conséquences que celles créées par les accélérations et décélérations du jet streak, avec des ascendances dans les zones de divergence et des subsidences dans les zones de convergence.

Application au schéma conceptuel

Que ce soit l'approche agéostrophique ou celle des accélérations, elles ont toutes deux pour conséquence de créer une zone favorable au développement ou au maintien des lignes de grains, dans la zone en entrée de jet streak situé plus ou moins au nord. Ces deux approches expliquent donc la localisation observée des lignes de grains au nord – est du TEJ (Figure III-7).

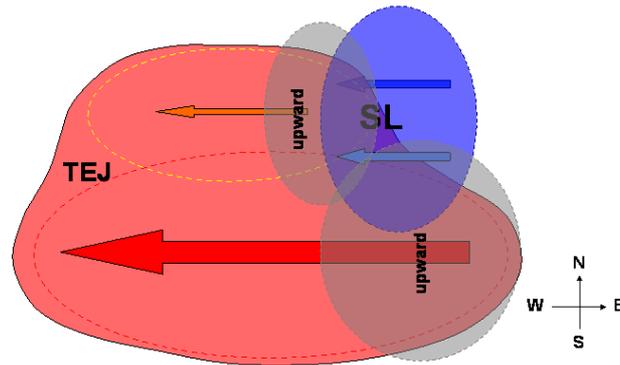


Figure III-7 : Schéma conceptuel de la configuration spatiale entre le TEJ et une ligne de grains.

L'intensité de ces zones d'ascendance dépend entièrement de l'intensité du jet. Plus le jet sera important, plus les zones d'ascendance seront intenses, et plus la convection s'en trouve favorisée.

La configuration plus ou moins nord dépend de la localisation géographique du TEJ. Plus il se trouve proche de l'équateur, moins le paramètre de Coriolis sera important, et les zones de divergence et de convergence seront dirigées par les accélérations et décélérations du jet. Plus le jet sera installé vers le nord, plus le paramètre de Coriolis sera important, entraînant l'apparition de la circulation agéostrophique et d'une zone d'ascendance située plus au nord.

2.2.2. Relation AEJ / LG

La réalisation de diagrammes identiques aux précédents, mais à une altitude de 700 hPa, permet d'étudier les interactions possibles entre l'AEJ et les lignes de grains.

Leurs analyses montrent que la présence d'AEJ n'est pas une signature univoque de convection. Lorsque la convection est observée en présence d'AEJ, celle-ci est localisée à l'avant du noyau de fort vent. L'intensité de l'AEJ impacte alors fortement la présence de convection.

Lorsque le noyau de vent est trop intense, aucune convection ne se crée (voir diagramme du mois de Juillet (Figure III-8-a, pas de temps 60 et 75 du mois de Juillet)). La forte intensité du jet provoque un cisaillement de vent trop fort qui inhibe la convection en l'empêchant de se développer en altitude. Le cisaillement provoque la dissipation de la convection.

Inversement lors d'une très faible activité de l'AEJ à l'arrière de la convection, celle-ci se développe, mais ne se propage pas vers l'ouest. La convection ne s'organise pas en ligne de

grains, et « s'écroule » après avoir homogénéisé thermodynamiquement l'atmosphère (Figure III-8-a, pas de temps 11,25 ; 26,25 et 28,75).

Enfin, lorsque l'AEJ présente une intensité moyenne et homogène dans le temps, la convection se développe et prend un caractère propagatif. L'AEJ doit être donc assez faible pour permettre à la convection de se développer, mais aussi être assez important pour entraîner la convection vers l'ouest (Figure III-8-b, du pas de temps 10 au pas de temps 17,5). Cet équilibre est très subtil, et une légère variation de l'intensité de l'AEJ peut entraîner la dissipation de la convection.

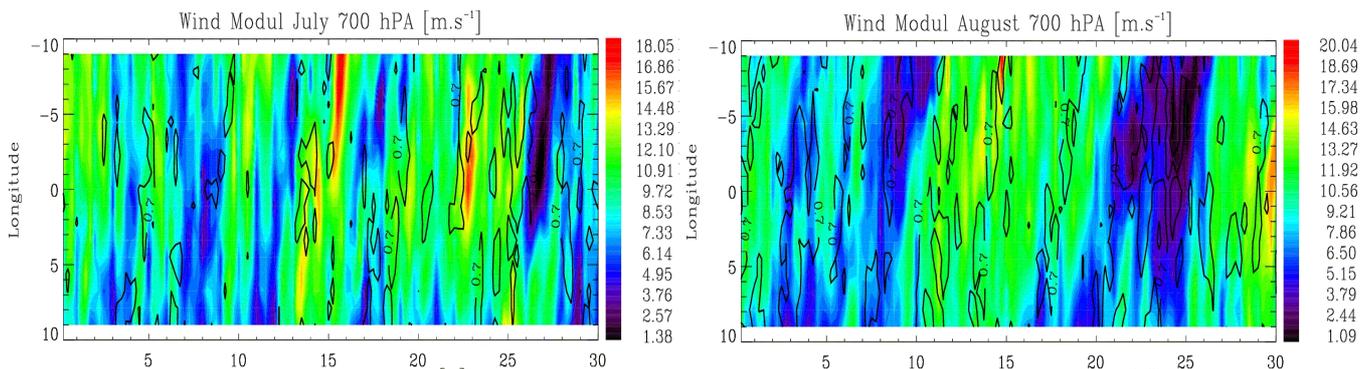


Figure III-8 : Diagrammes Hovmüller temps/longitude du module du vent à 700 hPa (fond de couleur) et de la couverture nuageuse totale du modèle (isoligne noire) (a) pour le mois de Juillet (b) pour le mois d'Août.

En résumé, pour que la convection puisse se développer et se propager vers l'ouest, l'AEJ doit être présent à l'arrière de la convection. Comme les études précédentes l'ont montré (Lemaître, 1982; Lemaître et Testud, 1986), celui-ci favorise la création d'un courant de densité. Il doit être également être homogène pour assurer une durée de vie suffisante à la convection et peu intense.

Trois configurations sont identifiées :

- pas d'AEJ lors du développement de la convection ne permet pas à la convection de s'organiser en ligne de grains, et de se propager vers l'ouest,
- un AEJ trop fort lors de la présence de la convection entraîne un cisaillement de vent qui ne permet pas à la convection de se développer verticalement,
- un AEJ homogène et peu intense permet à la convection de se développer et de s'organiser pour devenir un système convectif de méso – échelle.

2.2.3. La Ligne de Grains et son environnement dynamique

En conclusion, grâce aux observations précédentes, le schéma conceptuel de la section 2.2.3 peut être complété comme indiqué dans la Figure III-9. Ce schéma permet de mieux comprendre l'intérêt de la configuration qui est observée entre les lignes de grains et les jets.

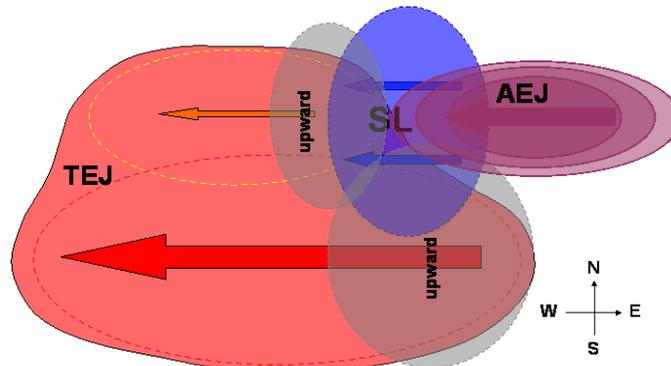


Figure III-9 : Schéma conceptuel de la localisation de la ligne de grains par rapport à son environnement dynamique.

La ligne de grains se situe à l'avant de l'AEJ. Ceci lui permet de se déplacer vers l'ouest, mais aussi de favoriser la génération d'un courant de densité intense, grâce au refroidissement de l'AEJ par évaporation des précipitations. L'intensité de ce jet doit entrer dans une gamme de vitesses bien définie. Il doit être assez faible pour permettre le développement de la convection, mais assez intense pour permettre à celle-ci de s'organiser et de se propager sur le continent ouest africain.

La ligne de grains respecte aussi une configuration spatiale particulière avec le TEJ. Comme le montre la section 2.2.1, la ligne de grains se trouve au nord d'un fort noyau de TEJ, et à l'arrière d'un second noyau du jet moins intense. Cette configuration est favorable au développement ou à l'entretien de la convection. En effet, les entrées de jet streak sont génératrices d'ascendances soit par accélération du jet, soit par génération d'une circulation transverse du vent agéostrophique.

3. Cycle de vie d'une ligne de grains africaine

3.1. Sélection d'un cas d'étude

Afin de préciser les relations dynamiques et thermodynamiques identifiées précédemment entre l'environnement et la convection, un cas particulier est maintenant analysé. Ce cas d'observation est celui d'une ligne de grains passée dans la zone de couverture du Radar RONSARD le 28 juillet 2006. L'initiation de cette ligne a eu lieu le 27 Juillet 2006 à 12h, sur les plateaux de Jos, et la dissipation s'effectue sur la côte Atlantique, au-dessus de la Sierra Leone. Cette ligne de grains est représentative des systèmes de grande échelle qui évolue sur l'Afrique de l'Ouest lors de la mousson.

Pour préciser ce lien entre jets et lignes de grains, les trois étapes du cycle de vie de cette ligne de grains vont être étudiés:

- l'étape d'initiation et organisation de la ligne de grains : le 27 Juillet 2006 à 1800 UTC,
- l'étape mature: le 28 Juillet 2006 à 0600 UTC,
- l'étape de fin de vie: le 29 Juillet 2006 à 0600 UTC.

Comme précédemment, avant de réaliser cette étude et d'utiliser les données du Centre Européen pour décrire l'environnement dynamique et thermodynamique de cette ligne de grains, il est nécessaire de s'assurer que le modèle a capturé les grandes lignes du cycle de vie. Pour ce faire la couverture nuageuse issue du modèle (tcc) est utilisée et comparée aux images de température de brillance issues de Météosat-SG (Figure III-10).

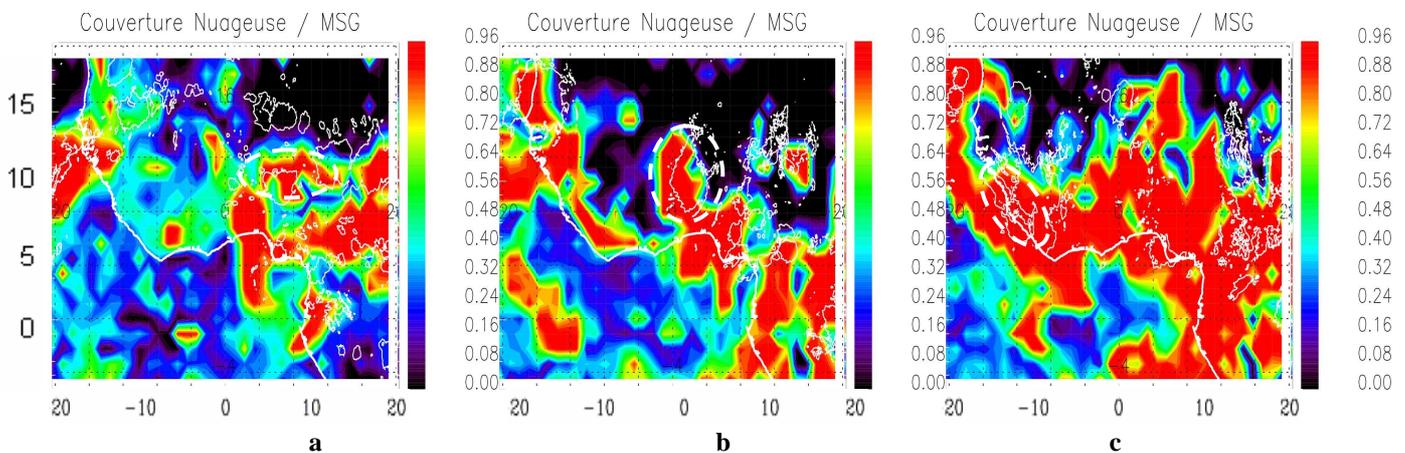


Figure III-10 : Coupe horizontale représentant la couverture nuageuse (couleur) et la température de brillance de MSG (isocontour blanc = 233 K) (a) le 27 Juillet 2006 à 1800 UTC, (b) le 28 Juillet 2006 à 0600 UTC et (c) le 29 Juillet 2006 à 0600 UTC. Le cercle en tiré blanc localise la convection étudiée.

Cette comparaison montre que le modèle simule correctement les différents stades de cette ligne. Elle se développe dans la région des plateaux de Jos, atteint son stade mature sur le Bénin, et se dissipe sur la côte de la Sierra Leone. Lors de sa dissipation, le modèle situe la ligne de grains dans une région de convection côtière très importante, mais non organisée. On constate que la ligne de grains simulée se déplace vers l'ouest plus rapidement que dans la réalité. Les quelques différences observées ne seront pas cruciales dans la suite de cette étude car seule la ligne de grains simulée est considérée dans la suite afin d'assurer la cohérence entre conditions environnementales et ligne de grains.

3.2. Stade d'initiation : 27 Juillet 2006 à 1800 UTC

Entre le 27 juillet 2006 entre 1200 UTC et 1800 UTC, la convection se développe fortement sur les plateaux de Jos.

Vers 1800 UTC, des conditions favorables au développement de la convection sont en effet observées. Le CIN est faible (négatif mais proche de zéro) (Figure III-11-a). Cette condition est cruciale pour qu'un faible soulèvement puisse amener les particules d'air humide vers leurs niveaux de convection libre. Ainsi l'élévation du flux de mousson par l'orographie des plateaux de Jos peut se révéler suffisante pour vaincre ce CIN et conduire à la convection.

La fréquence de Brunt – Väisälä humide (N_e^2) est négative, ce qui traduit un profil atmosphérique conditionnellement instable.

Les plateaux de Jos sont pour finir caractérisés par un très fort CAPE qui indique que si les particules atteignent leurs niveaux de convection libre, elles bénéficient de beaucoup d'énergie pour continuer leurs ascendances et ainsi entretenir la convection (Figure III-11-b).

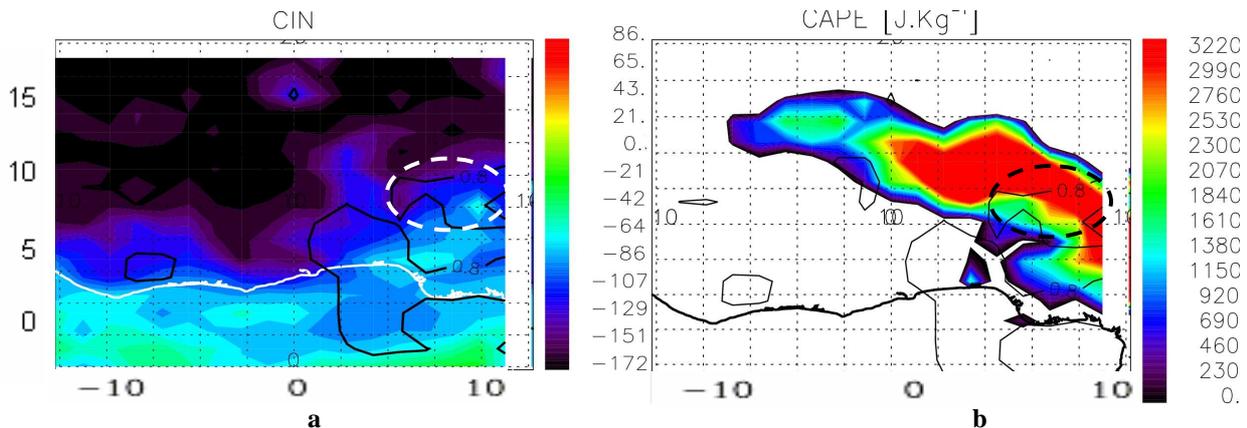


Figure III-11 : Coupes horizontales le 27 Juillet à 1800 UTC : (a) du CIN et (b) du CAPE. La couverture nuageuse du modèle est en isocontour noir. Le cercle en tiré (a) blanc ou (b) noir, localise la convection étudiée.

Pour cerner les mécanismes conduisant à la production de CAPE à l'échéance de 1800 UTC, le calcul de $\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \theta_e}{\partial z} \right)$ est effectuée à l'échéance de 1200 UTC à partir de l'équation II-4 utilisée dans la section 2.5.4 du Chapitre II.

Ce calcul montre que les termes d'advections horizontaux sont les principales sources de CAPE et que l'advection horizontale l'emporte sur l'advection différentielle horizontale. Il montre également que c'est plus particulièrement le terme d'advection en x (Zonal) qui gouverne cette production. Ceci s'explique par la présence d'un fort gradient de température potentielle équivalente dans cette zone, aussi bien vertical qu'horizontal.

Cette production d'énergie est liée aux conditions particulières qu'induit la présence d'un relief. En effet, à une altitude donnée juste au dessus du relief, la température potentielle et l'humidité spécifique seront plus importantes sur le relief. Ceci à pour conséquence de créer un gradient vertical de température potentielle équivalente très fortement négatif sur le relief et plus fort que sur la plaine $\left[\left(\frac{\partial \theta_e}{\partial z} \right)_{\text{relief}} \left\langle \left(\frac{\partial \theta_e}{\partial z} \right)_{\text{plaine}} \right\rangle_0 \right]$. La variation de ce gradient vertical sur l'axe ouest – est, c'est-à-dire de la plaine vers le sommet du relief produit une variation négative $\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \theta_e}{\partial z} \right) \langle 0 \rangle$. Lorsque le vent moyen est orienté de l'est vers l'ouest ($u < 0$), l'équation (II-4) montre que les conditions sont réunies pour générer du CAPE sur le sommet et les pentes occidentales du relief. Ces observations confirment les précédentes études effectuées sur les systèmes convectifs sahéliens et l'impact de l'orographie sur le déclenchement de la convection et sur son intensification (Rowell et Milford, 1993; Hodges et Thorncroft, 1997; Mathon et Laurent, 2001; Diongue *et al.*, 2002).

A 1800 UTC, la convection est présente, le terme d'advection vertical devient dominant. Lorsque la ligne de grains est générée, ce sont les termes d'advection zonaux dus à l'AEJ, qui produisent de façon équivalente du CAPE dans la zone de la convection. La production méridienne, et plus particulièrement le terme d'advection méridienne, génère quant à elle de l'énergie à l'avant de cette ligne de grains. Ces zones de production sont la conséquence d'une poche de température potentielle équivalente froide à l'avant et en altitude par rapport à la ligne de grains. Ces zones de production ont un impact crucial et direct sur l'évolution de la convection elle-même, puisque la production d'énergie dans la zone où est localisée la ligne de grains va lui permettre de maintenir et soutenir son développement, tandis que la zone d'énergie accumulée à l'avant de la convection, constitue un réservoir d'énergie lorsque la ligne de grains se déplace vers l'ouest.

Les conditions thermodynamiques sont donc réunies pour permettre à la convection de s'organiser et de se propager vers l'ouest. Il en est de même pour les conditions dynamiques.

La ligne de grains se situe dans une zone de faible AEJ. Le jet présente un maximum dans la partie sud – ouest de la convection, où le gradient de température est le plus fort. Ce maximum induit un cisaillement de vent qui peut être trop important pour le maintien de la convection. Cependant, en étant moins intense dans la partie nord, l'AEJ permet dans cette zone le développement de la convection. En refroidissant le jet par évaporation des précipitations, la ligne de grains modifie la structure thermodynamique de l'AEJ qui plonge vers les basses couches, créant ainsi un fort courant de densité, qui soulève les couches d'air

chaud et humide à l'ouest de la ligne de grains, permettant son entretien et son déplacement (Figure III-12-a).

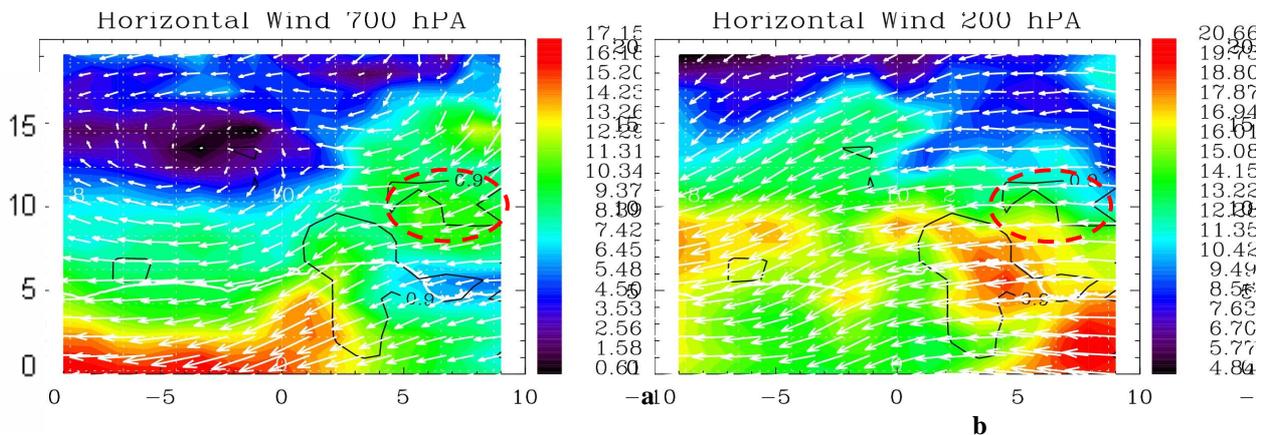


Figure III-12 : Coupes horizontales du 27 Juillet à 1800 UTC du module du vent (a) à 700 hPa et (b) à 200 hPa. La couverture nuageuse du modèle en isocontour noir. Les flèches blanches représentent la direction horizontale du vecteur vent à l'altitude correspondant à la coupe. Le cercle en tiré rouge, localise la convection étudiée.

La convection se situe au nord – est d'un streak de TEJ, comme illustré dans la section 2.2.3 (Figure III-12-b). Comme décrit dans le paragraphe 2.2.1 de ce chapitre, l'entrée de jet streak crée des zones de divergence, soit via une circulation transverse directe, soit par accélération du vent. Ces zones de divergence en altitude se traduisent par des ascendances en basses couches, pouvant favoriser la convection. La Figure III-13 confirme la présence d'une zone de divergence positive dans la partie ouest et sud de la ligne de grains, induisant une zone d'ascendance.

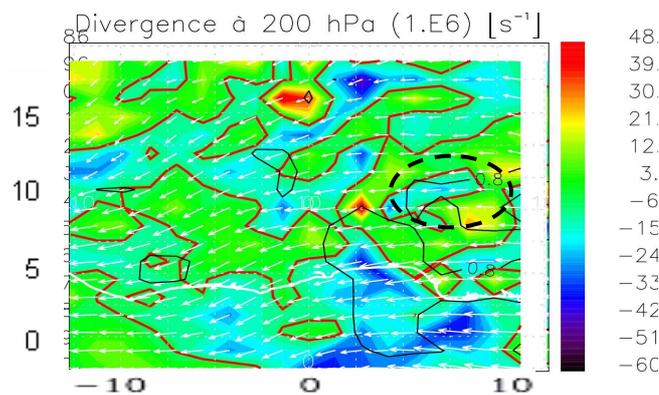


Figure III-13 : Coupe horizontale du 27 Juillet à 1800 UTC à 200 hPa de la divergence. Le contour rouge représente l'isoligne 0 de la divergence, et avec en contour noir la couverture nuageuse. Les flèches blanches représentent la direction horizontale du vecteur vent. Le cercle en tiré noir, localise la convection étudiée.

Les conditions thermodynamiques sont réunies pour créer une atmosphère instable qui développe de la convection. Toute la structure dynamique est en place autour de la ligne de grains pour favoriser son développement. Les différentes composantes dynamiques et thermodynamiques évoluent favorablement pour forcer le déplacement de la convection. De

l'énergie potentielle est en production à l'avant de la convection, l'AEJ s'installe à l'arrière de la convection pour l'organiser et lui fournir de l'énergie pour la déplacer, et le TEJ est positionné de façon favorable pour entretenir les ascendances.

3.3. Stade mature : 28 Juillet 2006 à 0600 UTC

A 0600 UTC, la ligne de grains est maintenant totalement mature. La convection s'est organisée, et s'est déplacée, des plateaux de Jos, jusqu'à la frontière bénino – togolaise.

Les conditions d'instabilité que rencontre maintenant la ligne de grains sont moins favorables que lors de son développement sur les plateaux Nigériens.

Le CIN est favorable au développement de la convection, puisque celui-ci reste très faible dans la zone de convection (Figure III-14-a). Il faut donc peu de soulèvement de l'air humide du flux de mousson pour l'amener au niveau de convection libre.

La fréquence de Brunt – Väisälä (N_e^2) est positif dans la zone de la convection, ce qui signifie que la convection a rendu l'atmosphère stable. La convection joue son rôle d'homogénéisation de l'atmosphère, au détriment de son développement.

L'énergie disponible pour la convection sous forme de CAPE est également très faible. Aucune partie de la convection ne se trouve dans une zone de CAPE (Figure III-14-b). Le CAPE est soit inexistant soit totalement consommé par la convection.

A 0000 UTC, la production de CAPE dans la zone où se situe la ligne de grains vers 0600 UTC, résulte essentiellement du terme d'advection méridienne alors que les trois autres termes horizontaux sont neutres ou des puits de production de CAPE. Les forts gradients de température verticale et méridienne sont la source de cette production. L'énergie ainsi créée n'est cependant pas suffisante par rapport à la consommation, puisqu'à l'échéance suivante, le CAPE n'est pas présent dans cette zone.

A 0600 UTC, l'équation de production de CAPE, montre une production de CAPE dans la partie nord de la ligne de grains, par les termes d'advection horizontaux (classique et différentielle). Le terme d'advection méridien est aussi producteur d'énergie convective, mais à l'avant de la ligne de grains, notamment dans la partie nord de la ligne de grains.

Cette production de CAPE est totalement consommée par la convection, ce qui explique l'absence de CAPE dans la zone de la ligne de grains. Le maintien de la ligne de grains est maintenant assuré par son déplacement dans une zone de CAPE produit à l'avant.

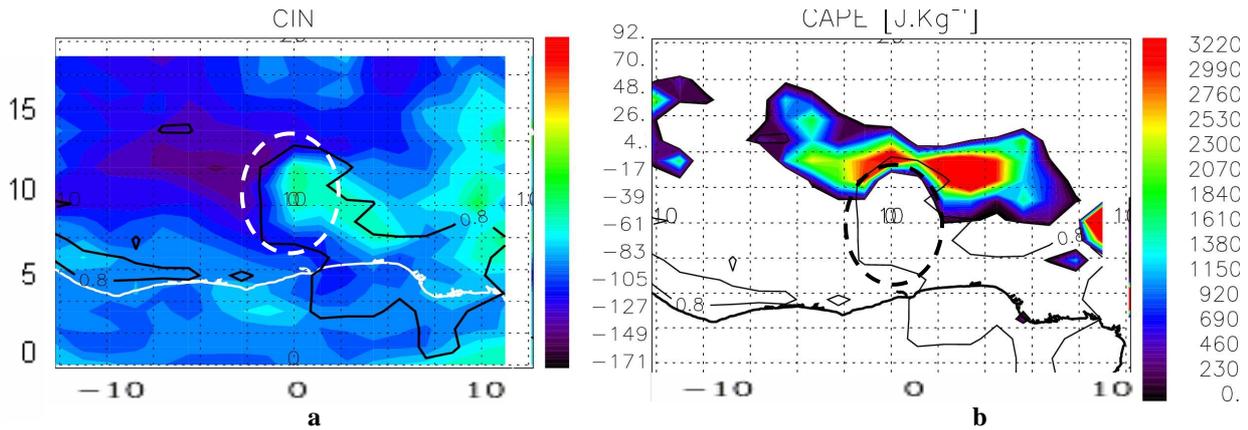


Figure III-14 : Coupes horizontales le 28 Juillet à 0600 UTC : (a) du CIN et (b) du CAPE. La couverture nuageuse du modèle en isocontour noir. Le cercle en tiré (a) blanc ou (b) noir, localise la convection étudiée.

Si les conditions thermodynamiques sont peu propices au maintien de la ligne, la dynamique atmosphérique apparaît par contre beaucoup plus favorable.

La ligne de grains est située à l'avant d'un noyau de fort AEJ qui s'est fortement intensifié et étendu entre les deux échéances. Cette modification d'intensité et de morphologie de l'AEJ est due à l'augmentation du gradient horizontal de température. Ce gradient est toujours plus intense à l'arrière de la ligne de grains. Ce fort streak permet de maintenir une intensité suffisante au courant de densité qui entretient la ligne de grains (Figure III-15-a).

Les relations entre TEJ et ligne de grains apparaissent par contre plus complexes à cette échéance. Le principal streak du TEJ se trouve au Sud – Ouest de la ligne de grains, position favorable pour que la ligne de grains profite de l'ascendance générée soit par la circulation transverse directe soit par l'accélération produite par le streak. Un second streak est situé à l'avant de la ligne de grains, ce qui profite aussi à la convection grâce aux mêmes effets (Figure III-15-b).

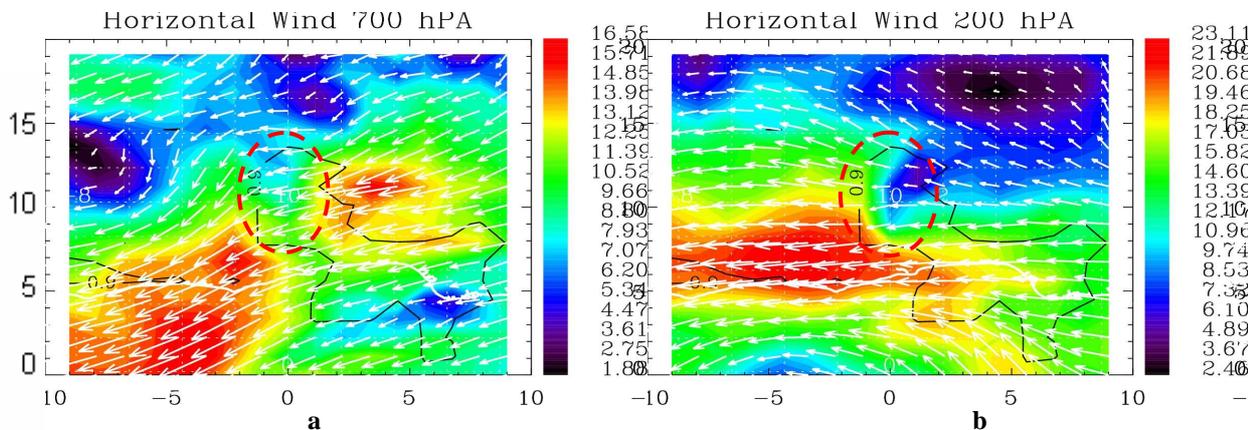


Figure III-15 : Coupes horizontales du 28 Juillet à 0600 UTC : module du vent (a) à 700 hPa et (b) à 200 hPa. La couverture nuageuse du modèle en isocontour noir. Les flèches blanches représentent la direction horizontale du vecteur vent à l'altitude correspondant à la coupe. Le cercle en tiré rouge, localise la convection étudiée.

La coupe horizontale de divergence à 200 hPa (Figure III-16) met en évidence, dans la région de la ligne de grains observée, trois zones distinctes. Une zone de divergence très importante est présente dans la partie active de la ligne de grains. Cette forte divergence est liée à l'activité de la ligne de grains, qui expulse l'air au sommet de la convection. Une zone de divergence plus faible est située à l'ouest de la convection. Cette zone se trouve à l'est du streak de TEJ, confirmant le schéma conceptuel élaboré précédemment. L'extension de cette divergence à l'ouest de la convection laisse penser que le TEJ induit un forçage favorable à la propagation de la convection. Enfin une zone de convergence existe à l'arrière de la ligne de grains. Cette zone produit une subsidence qui pourrait influencer le développement de la convection en favorisant les intrusions d'air sec et/ou le courant de densité.

Le TEJ joue donc un rôle important dans le développement et l'entretien de la ligne de grains, à travers les zones de convergence et de divergence qu'il produit.

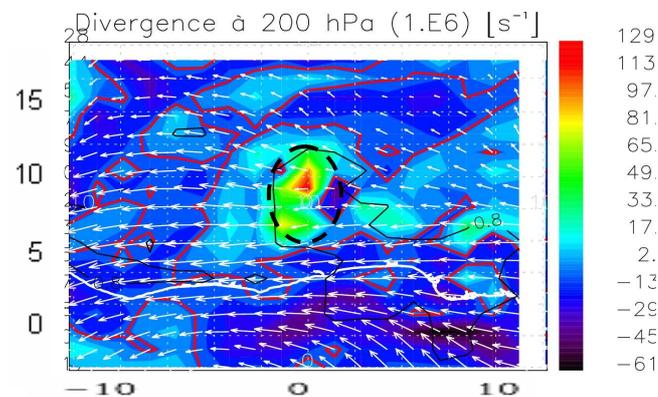


Figure III-16 : Coupe horizontale du 28 Juillet à 0600 UTC à 200 hPa de la divergence. Le contour rouge représente l'isoligne 0 de la divergence, et avec en contour noir la couverture nuageuse du modèle. Les flèches blanches représentent la direction horizontale du vecteur vent. Le cercle en tiré noir, localise la convection étudiée.

A ce stade du cycle de vie de la ligne de grains, les phénomènes thermodynamiques d'instabilité générant de la convection ne sont plus présents pour maintenir la convection. Ceux-ci sont cependant contre balancés par des conditions dynamiques favorables au maintien de la convection en produisant une zone d'ascendance à l'avant de la ligne, ce qui permet à la ligne de grains de subsister, mais surtout de se déplacer vers l'Ouest à la recherche de conditions d'instabilité plus favorables.

3.4. Stade de dissipation : 29 Juillet 2006 à 0600 UTC

La partie nord de la convection « s'écroule » entre 00h et 06h, même si elle se déplace pour trouver de meilleures conditions. La partie sud subsiste, mais diminue aussi d'intensité, par manque de CAPE.

Globalement dans la zone où est observée la ligne de grains, le CIN est faible dans la zone (Figure III-17-a), la fréquence de Brünt – Väisälä est négative, mais très proche de zéro (atmosphère faiblement instable) et enfin le CAPE est inexistant (Figure III-17-b). Le terme de production de CAPE montre également que dans cette zone l'environnement ne permet pas de créer du CAPE, les advections horizontales détruisant même ce CAPE.

L'étude du terme $\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \theta_e}{\partial z} \right)$ à l'échéance précédente (0000 UTC), met en évidence dans

la future zone de la convection une production, principalement provoquée par le terme d'advection en y (méridien). Certaines zones de cette région de production de CAPE, notamment entre 8°N et 14°N, sont amplifiées par les termes d'advection zonaux.

A l'échéance 0600 UTC, la production de CAPE est toujours dépendante du terme d'advection méridienne. Cependant, tous les autres termes d'advection horizontaux s'opposent à cette génération d'énergie. La convection ne rencontre donc pas de condition favorable pour poursuivre son développement.

L'environnement thermodynamique ne favorise donc pas l'entretien de la convection, et celle-ci ne se déplace pas vers des régions plus favorables.

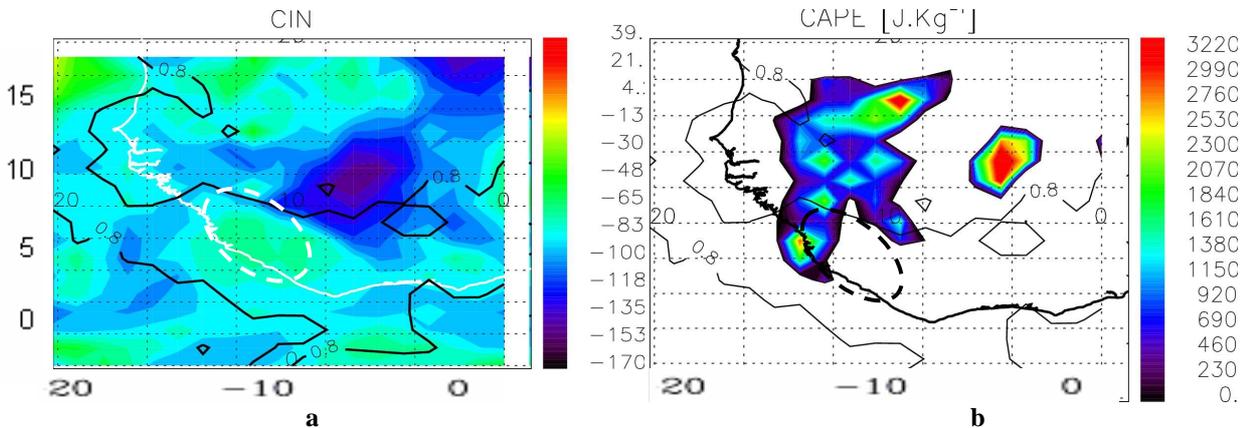


Figure III-17 : Coupes horizontales le 29 Juillet à 0600 UTC : (a) CIN et (b) CAPE. La couverture nuageuse du modèle est signalée par l'isocontour noir. Le cercle en tiré (a) blanc ou (b) noir, localise la convection étudiée.

La configuration spatiale entre la ligne de grains et les deux jets d'altitude n'est également plus optimale. L'AEJ se situe toujours à l'arrière de la ligne de grains (Figure III-18-a), et celui-ci possède une orientation quasi perpendiculaire. Ce changement dans l'orientation du jet, est généré par le changement de l'orientation du gradient de température. Ce gradient de température est modifié par une très forte intrusion du flux de mousson à l'arrière de la ligne de grains, ce qui entraîne une rotation de l'axe du gradient, et donc du jet.

Le TEJ présente deux noyaux de vent fort, l'un à l'avant, l'autre à l'arrière de la ligne de grains. Le streak à l'arrière défavorise la convection car il génère une subsidence, du fait

de la décélération ou de la circulation transverse indirecte en sortie de streak. Cette subsidence aura pour effet d'étouffer la convection. Le noyau de fort TEJ à l'avant de la ligne, favorise dans les heures qui suivent le développement d'un autre système convectif (Figure III-18-b).

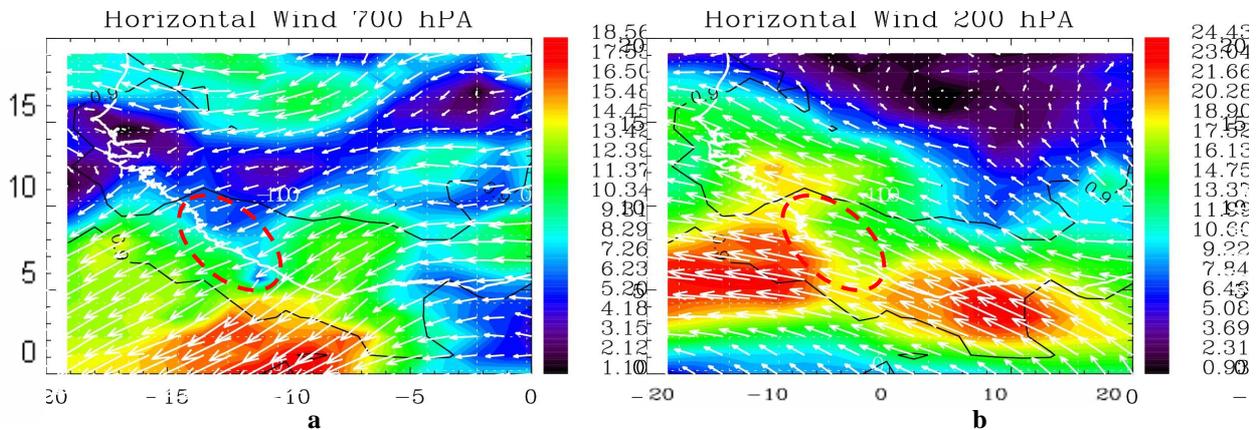


Figure III-18 : Coupes horizontales le 29 Juillet à 0600 UTC : module du vent (a) à 700 hPa et (b) à 200 hPa. La couverture nuageuse du modèle est signalée par l'isocontour noir. Les flèches blanches représentent la direction horizontale du vecteur vent à l'altitude correspondant à la coupe. Le cercle en tiré rouge, localise la convection étudiée.

En effet, ce noyau, comme le montre la Figure III-19, va provoquer une zone de divergence qui se propage vers l'ouest, favorisant ainsi la création de cellules convectives à l'avant de la ligne de grains étudiée.

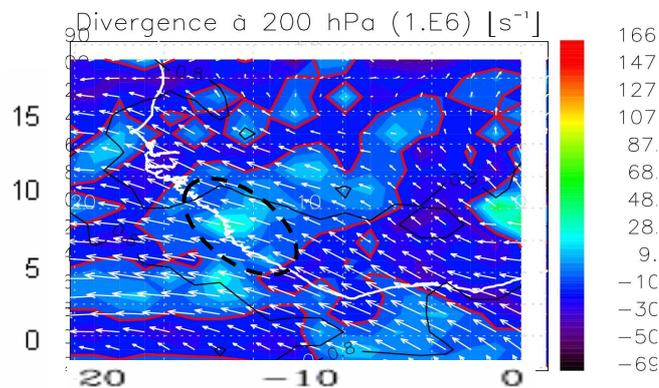


Figure III-19 : Coupe horizontale du 29 Juillet à 0600 UTC à 200 hPa de la divergence. Le contour rouge représente l'isoligne 0 de la divergence, et avec en contour noir la couverture nuageuse. Les flèches blanches représentent la direction horizontale du vecteur vent. Le cercle en tiré noir, localise la convection étudiée.

En conclusion, les environnements thermodynamiques et dynamiques sont défavorables à l'entretien de la ligne de grains. La perturbation de l'atmosphère induite par la ligne de grains permet de créer les conditions favorables à l'initiation d'un nouveau système convectif sur les côtes de la Sierra Leone.

3.5. Bilan du cycle de vie

La création de convection en Afrique de l'ouest répond à une succession d'évènements favorables à son initiation, son développement et sa propagation.

L'initiation de la convection par l'orographie s'effectue en présence d'instabilité. Cette instabilité se traduit par un CIN peut important, un fort CAPE et un Ne^2 négatif. L'orographie est l'élément déclencheur de la convection, en soulevant l'air humide du flux de mousson vers son niveau de convection libre. L'orographie est également la zone préférentielle d'initiation de la convection, puisqu'elle favorise la production de CAPE sur les pentes occidentales du relief.

L'AEJ doit être présent à l'est de la zone d'initiation de la convection pour permettre son organisation en ligne de grains, en alimentant notamment le courant de densité. Son intensité est également très importante. Un AEJ trop fort, ne permet pas le développement vertical de la convection, entraînant la dissipation de la cellule convective. Inversement, en présence d'un AEJ trop faible, la convection utilise toute l'énergie disponible sans se déplacer, puis se dissipe.

Le TEJ joue un rôle important sur le développement de la ligne de grains. Comme nous l'avons illustré, les streaks du TEJ génèrent des zones d'ascendance ou de subsidence. La position du TEJ par rapport à la convection est très importante. La ligne de grains doit se situer à l'arrière du noyau de fort vent afin de profiter des ascendances. Si celle-ci se situe à l'avant d'un streak de TEJ, des mouvements subsidents provoquent sa dissipation.

Lorsque la ligne de grains ne se trouve ni à l'avant de l'AEJ ni à l'arrière du streak du TEJ, alors celle-ci ne peut se maintenir.

4. Approche Vecteur J

Une autre approche, complémentaire de la précédente (reposant sur le diagnostic des régions thermodynamiques (instabilité) et dynamiques (ascendances) favorables à l'entretien de la convection), peut être utilisée pour étudier le cycle de vie des lignes de grains. Cette approche repose sur le concept de tourbillon potentiel. En effet, les lignes de grains se caractérisent par un fort tourbillon potentiel induit soit par de forts gradients de température soit par de forts tourbillons absolus au sein de ces lignes. Le cycle de vie de ces lignes de grains peut donc être analysé en étudiant celui du tourbillon potentiel qui caractérise ces lignes. Il est donc nécessaire pour cela d'être capable de quantifier les transports et la

production/dissipation de ce tourbillon. Pour ce faire on s'appuiera sur le concept de vecteur J développé par Schär (1992).

4.1. Vecteur J : définition et propriétés

Le vecteur J représente le flux total de tourbillon potentiel. Ce vecteur est défini par le produit vectoriel entre le gradient de température potentielle (θ) et le gradient de la fonction de Bernoulli (B) (Gill, 1982) (voir Annexe B):

$$\vec{J} = \vec{\text{grad}}(\theta) \wedge \left(\vec{\text{grad}} B + \frac{\partial \vec{u}}{\partial t} \right) - \zeta_a \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (\text{III-1})$$

$$\text{avec : } B = c_p T + \frac{1}{2} V^2 + gz \quad (\text{III-2})$$

En appliquant l'hypothèse de stationnarité, l'équation (III-1) devient :

$$\vec{J} = \vec{\text{grad}}(\theta) \wedge \vec{\text{grad}}(B) \quad (\text{III-3})$$

La fonction de Bernoulli peut s'écrire également sous la forme :

$$B = c_p \theta + \frac{1}{2} V^2 \quad (\text{III-4})$$

ce qui implique que J peut s'exprimer :

$$\vec{J} = \vec{\text{grad}}(\theta) \wedge \vec{\text{grad}} \left(c_p \theta + \frac{1}{2} V^2 \right) \quad (\text{III-5})$$

En développant l'équation (III-5), on obtient :

$$\vec{J} = c_p \vec{\text{grad}}(\theta) \wedge \vec{\text{grad}} \theta + \vec{\text{grad}}(\theta) \wedge \vec{\text{grad}} \left(\frac{1}{2} V^2 \right) \quad (\text{III-6})$$

Le premier terme de l'équation (III-6) est nul et J se réduit alors à une expression qui indique que la direction de ce vecteur est déterminée par les gradients de température potentielle et de vent :

$$\vec{J} = \|\vec{V}\| \vec{\text{grad}}(\theta) \wedge \vec{\text{grad}}(V) \quad (\text{III-7})$$

Ce vecteur J est relié au tourbillon potentiel par l'équation (III-8) de conservation du tourbillon, qui exprime le fait que les zones de convergence de J sont des zones de production de tourbillon potentiel.

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho \cdot PV) + \text{div}(\vec{J}) = 0 \quad (\text{III-8})$$

Dans une zone de convergence de J ($\text{div}(J) < 0$) il y aura production de tourbillon potentiel.

Ce vecteur J peut s'exprimer (voir Schär (1992)) comme la somme de deux termes :

$$\vec{J} = \vec{J}_a + \vec{J}_n \quad (\text{III-9})$$

où \vec{J}_a représente la contribution advective et \vec{J}_n la contribution non advective du vecteur J . Ils sont exprimés sous les formes suivantes :

$$\vec{J}_a = \rho \cdot \vec{V} \cdot PV \quad (\text{III-10})$$

avec ρ la masse volumique de l'air, \vec{V} le vecteur vent, PV et le tourbillon potentiel.

$$\vec{J}_n = -\vec{\omega}\dot{\theta} - F \times \nabla\theta \quad (\text{III-11})$$

avec ω la vorticité absolue, F la force de friction, $\dot{\theta}$ le réchauffement non-adiabatique et $\nabla\theta$ le gradient de température potentielle.

La contribution non advective \vec{J}_n est donc nulle en régime adiabatique et non visqueux. Dans ce cas J est colinéaire au vent (le sens dépend du signe du tourbillon potentiel). En régime non-adiabatique, ce terme est non nul et le vecteur J n'est par conséquent plus colinéaire au vent.

4.2. Application théorique

L'application de ce vecteur J à des situations typiques issues des observations précédentes permet d'identifier les configurations favorables à la génération de tourbillon et donc de tourbillon absolu (cyclogénèse par exemple) ou d'instabilité propice à la génération ou l'entretien des lignes de grains.

Selon l'équation (III-7), le vecteur J sera dans un plan, horizontal et perpendiculaire au gradient de vent lorsque le gradient de température potentielle est vertical. Plaçons nous sous cette hypothèse qui correspond à une atmosphère barotrope typique des zones tropicales.

Considérons une configuration dynamique de type AEJ illustrée par la Figure III-20. Le gradient de vent est dans ce cas orienté vers le centre du jet streak. Le vecteur J perpendiculaire à ce gradient tourne donc autour du maximum de vent, dans le sens horaire.

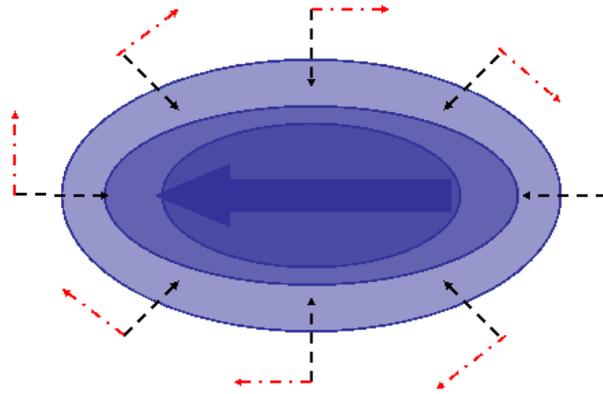


Figure III-20 : Schéma d'un jet streak. Le gradient de vent est représenté par les flèches noires, le vecteur J par les flèches rouges.

Précisons maintenant pour cette configuration typique d'AEJ les zones propices à la production de tourbillon. On s'appuie pour cela sur l'équation précédente (III-8). La circulation précédente du vecteur J permet de diagnostiquer les zones de divergence et de convergence de ce vecteur. Dans le cas d'un AEJ circulaire aucune zone de convergence/divergence n'est présente. On s'attend donc qu'aucune production de PV ne soit possible. Dans le cas d'un jet streak plus réaliste présentant une structure elliptique (Figure III-21), des binômes de convergence – divergence à l'avant et à l'arrière du jet streak sont produits du fait que le vecteur J est plus fort dans les zones de fort gradient de vent situées au sud et au nord du cœur d'AEJ.

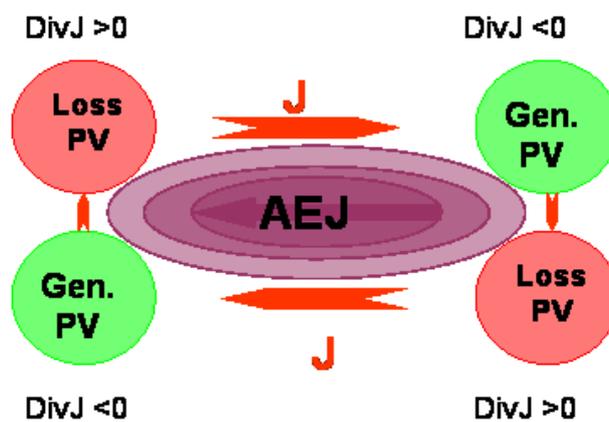


Figure III-21 : Schéma représentant les zones de convergence et de divergence du vecteur J et leurs associations aux zones d'accumulation et de dispersion de tourbillon potentiel.

Ces zones de convergence et de divergence du vecteur J sont associées à des zones de production et de dissipation du PV qui peuvent être, par analogie, imagées par des zones d'accumulation et de dispersion de PV.

Comme indiqué précédemment (voir équation (III-9)) le vecteur \vec{J} dépend de deux termes, l'un représentant un transport, l'autre des effets diabatiques. En manipulant ces différents termes et en exploitant les équations (III-9), (III-10) et (III-11) on montre que le terme diabatique \vec{J}_n peut se déduire du vecteur \vec{J} , du vent et du PV en appliquant l'équation :

$$\vec{J}_n = \vec{J} - \vec{J}_a = \vec{J} - \rho \cdot \vec{V} \cdot PV \quad (\text{III-12})$$

Comme l'indique donc l'équation (III-12), sous l'hypothèse d'un champ de vent purement horizontal, comme \vec{J} est également horizontal, \vec{J}_n doit être aussi horizontal.

En négligeant les forces de frottement, \vec{J}_n s'exprime également de la façon suivante :

$$\vec{\omega} \dot{\theta} = \rho \cdot \vec{V} \cdot PV - \vec{J} \quad (\text{III-13})$$

Comme l'indique l'équation (III-13), dans ce cas le tourbillon absolu est également horizontal et de ce fait il est aisé de prévoir les organisations ascendance/subsidence autour des zones de $\dot{\theta} > 0$. Celles-ci se font de part et d'autre du vecteur \vec{J}_n et dans un plan transverse à \vec{J}_n .

De plus si le vecteur \vec{J} est parallèle au vecteur vent, alors \vec{J}_n , et donc le tourbillon absolu, sont également parallèles au vecteur de vent. Les subsidences et les ascendances sont localisées de part et d'autre du vecteur vent.

Pour finir selon l'équation (III-11), \vec{J}_n est de direction opposée au tourbillon absolu lorsque $\dot{\theta}$ est positif. La rotation induite par le tourbillon absolu autour de son axe, provoque une ascendance sur la gauche de cet axe, et une subsidence sur la droite de ce même axe. En remplaçant ces zones de mouvements verticaux par rapport à \vec{J}_n , celui-ci a cette ascendance sur sa droite, et la subsidence sur sa gauche.

4.3. Applicabilité à la région tropicale

Avant d'exploiter ce vecteur \vec{J} pour analyser le cycle de vie du cas du 27 Juillet 2006, il est nécessaire de s'assurer de la validité de ce concept pour l'Afrique de l'Ouest. Dans cette optique, une situation relativement simple, pour laquelle les caractéristiques dynamiques et thermodynamiques sont bien définies et connues, est considérée. Le cas du 11 Août 2006 à 0600 UTC est sélectionné pour réaliser cette évaluation. Ce cas correspond à une situation de

ligne de grains bien identifiée en pleine maturité au centre de l’Afrique de l’Ouest (Figure III-22).

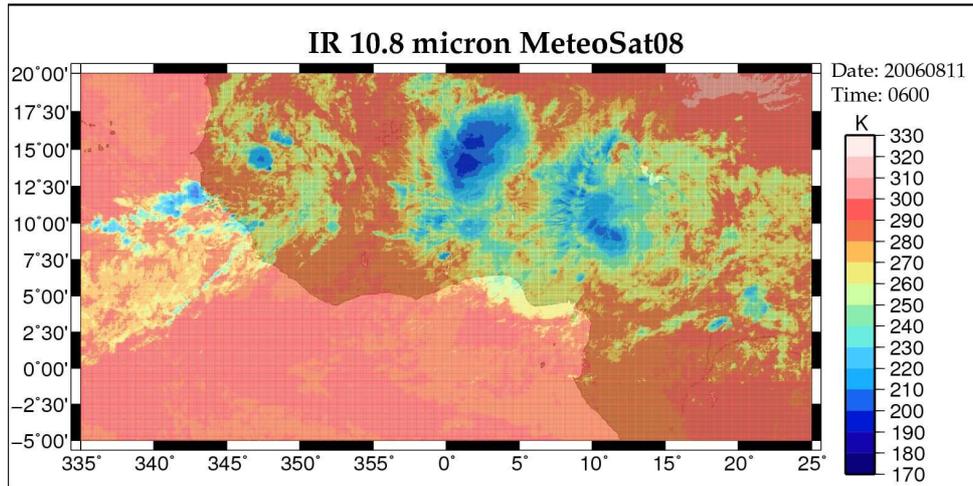


Figure III-22 : Image Infra-Rouge de MSG du 11 Août 2006 à 0600 UTC.

La première hypothèse utilisée dans l’exploitation précédente et qui sera utilisée pour interpréter les résultats suivants (bien que non utilisée dans le calcul du vecteur J) est celle de stationnarité sur la région de l’Afrique de l’ouest (voir équations (III-1) et (III-3)). Comme le montre la Figure III-23, le calcul du gradient de la fonction de Bernoulli avec ou sans terme d’évolution temporelle du vent, se montre semblable indiquant que ce terme d’évolution temporelle du vecteur vent est négligeable. De la même façon, la Figure III-24 montre que le terme d’évolution temporelle lié à la température potentielle est négligeable, indiquant donc que l’hypothèse de stationnarité sur le vent et sur la température potentielle peut être exploitée.

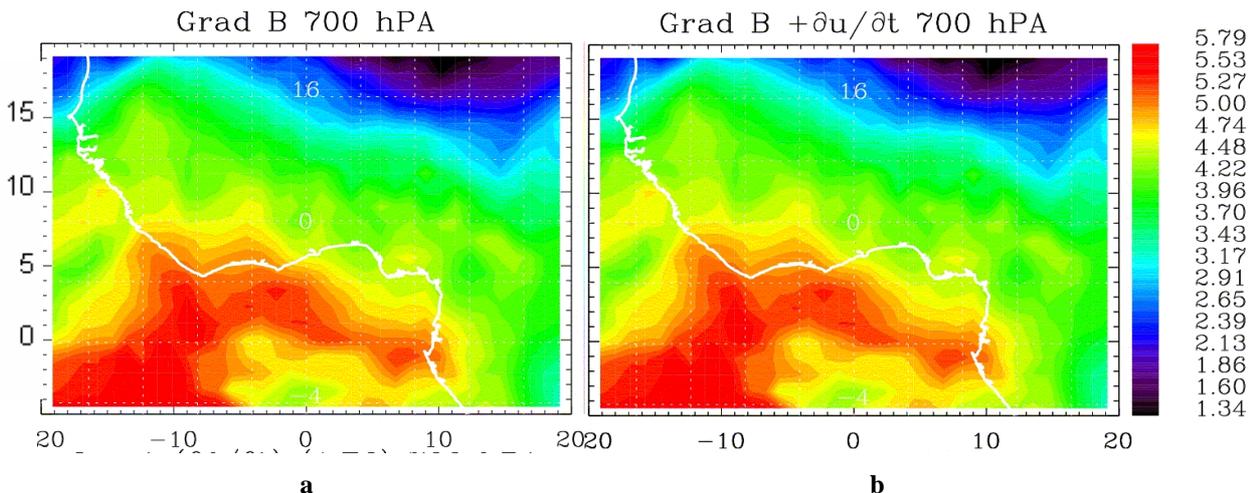


Figure III-23 : Coupes horizontales à 700 hPa du gradient de la fonction de Bernoulli (a) avec et (b) sans l’hypothèse de stationnarité.

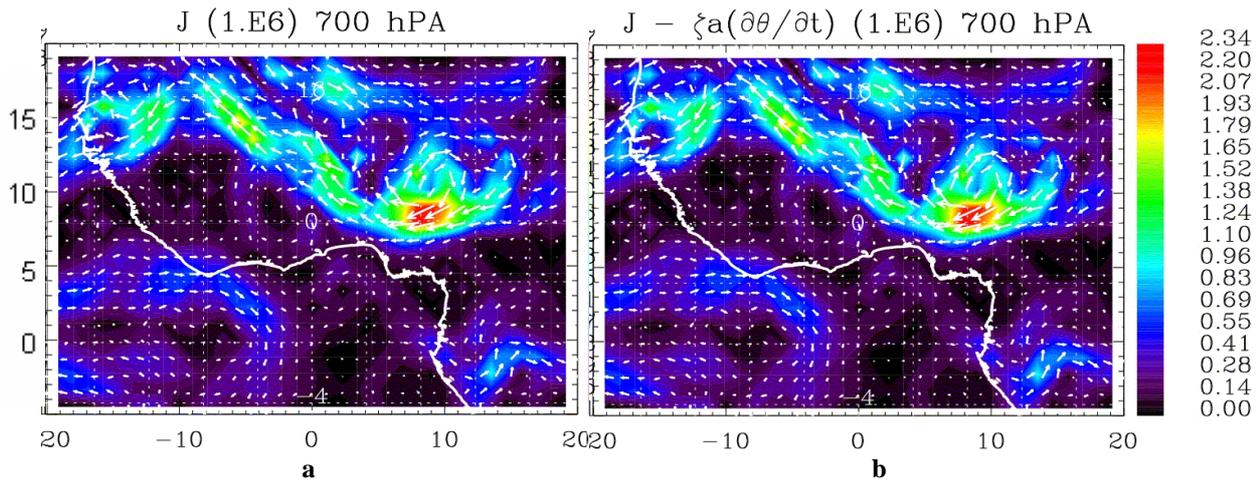


Figure III-24 : Coupes horizontales à 700 hPa du gradient de la fonction de Bernoulli (a) avec et (b) sans l'hypothèse de stationnarité. Les flèches blanches représentent la direction horizontale du vecteur J.

La deuxième hypothèse utilisée précédemment, bien que non nécessaire pour exploiter le vecteur J mais rendant son interprétation plus aisée, concerne la verticalité du gradient de température potentielle. Cette hypothèse permet en effet de déduire que le vecteur J est dans un plan, horizontal et perpendiculaire au gradient de vent horizontal. Comme le montre la Figure III-25, ce gradient est effectivement, en première approximation, vertical sur toute l'atmosphère entre les latitudes 10°S à 10°N. Le gradient est aussi vertical dans la zone 10°S et 20°N à l'altitude de 700 hPa (Figure III-25) à laquelle nous nous plaçons par la suite. Cette hypothèse peut donc être, sans difficulté et sans restriction particulière, appliquée à 700 hPa dans la zone 10°S à 20°N.

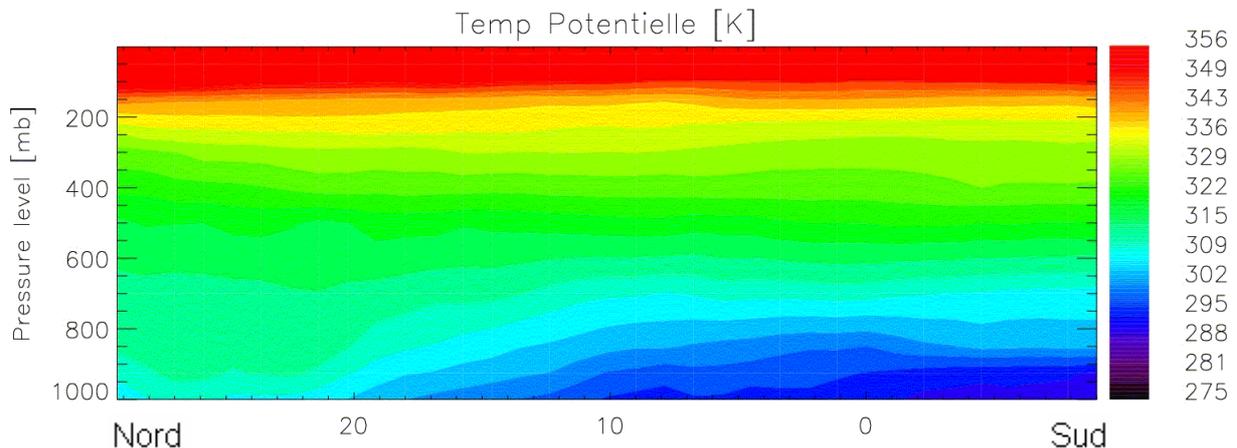


Figure III-25 : Coupe verticale de θ sur le méridien de Greenwich entre 10°S et 30°N, le 11 Août 2006 à 0600 UTC.

La Figure III-26-a présente une coupe verticale du module du vent à 700 hPa, sur l'Afrique de l'Ouest. L'AEJ y est clairement identifiable et présente deux streaks de très fortes intensités, l'un positionné vers 10°E et 10°N, le second, très étendu situé, entre 0 et 10°O et entre 12 et 20°N. Le jet est continu entre ces deux streaks mais moins intense, avec

une vitesse de 10 m.s^{-1} au lieu de 15 m.s^{-1} dans les streaks. Le jet présente également une courbure marquée, passant d'une orientation nord – est / sud – ouest pour le premier streak, à une orientation sud – est / nord- ouest dans la zone du second streak.

La Figure III-26-b donne le vecteur J associé à l'AEJ. On observe clairement la rotation, dans le sens indirect, du vecteur J vers 10°E et 10°N , et entre 0 et 10°O et entre 10 et 20°N , qui sont les localisations des deux streaks. Chaque streak génère donc une circulation clairement identifiable du vecteur J. On constate également que globalement le vecteur J suit la courbure de celle du jet avec dans la partie nord de l'AEJ une orientation d'ouest en est, et dans la partie sud une orientation d'est en ouest.

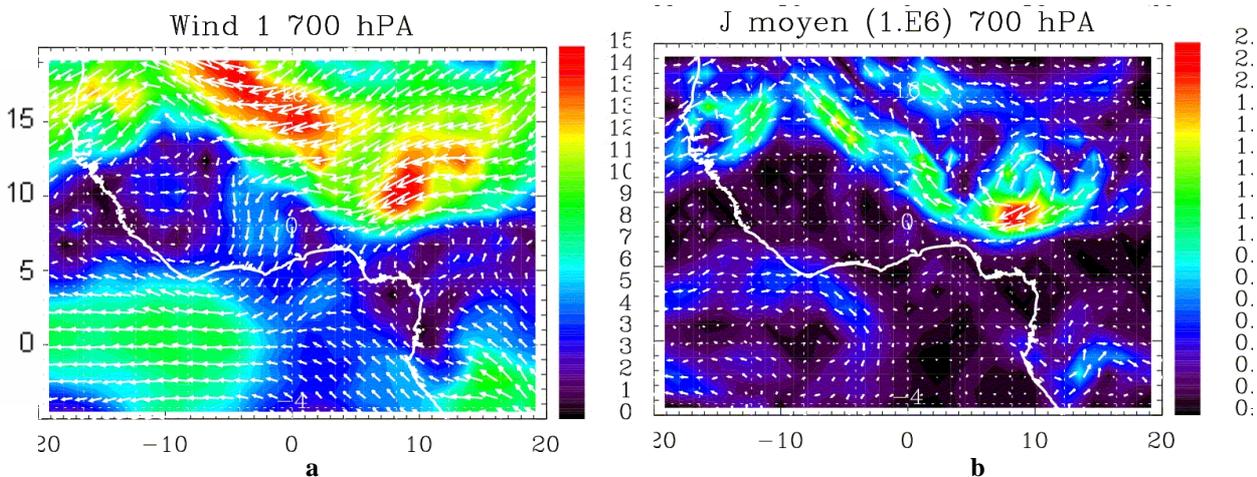


Figure III-26 : Coupes horizontales du 11 Août 2006 à 0600 UTC (a) du module du vent (m.s^{-1}) à 700 hPa (les flèches blanches représentent la direction horizontale du vecteur vent) et (b) du vecteur J à 700 hPa (les flèches blanches représentent la direction horizontale du vecteur J).

Comme l'indique l'équation (III-8), le vecteur J traduit un flux de tourbillon potentiel. Ceci est bien visualisé sur la Figure III-27 où dans la partie sud de l'AEJ la bande de forte convergence du vecteur J correspond une bande de fort tourbillon potentiel. De même la rupture de convergence observée vers 5°E et 6°N est associée à une zone de faible PV. Les régions de divergence positive sont également bien corrélées à des zones de tourbillon potentiel faible, et même négatif. Ces observations confirment qu'une convergence de J peut être identifiée comme une zone d'accumulation de tourbillon potentiel.

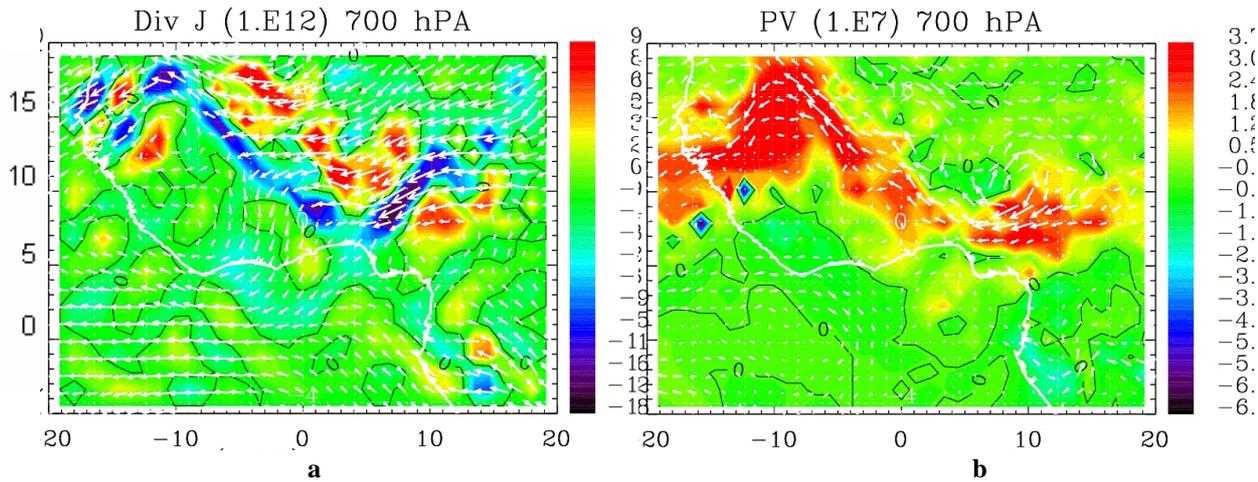


Figure III-27 : Coupes horizontales du 11 Août 2006 à 0600 UTC (a) de la divergence du Vecteur J à 700 hPa (les flèches blanches représentent la direction horizontale du vecteur vent) et (b) de l'évolution temporelle du tourbillon potentiel à 700 hPa (les flèches blanches représentent la direction horizontale du vecteur J).

En conclusion, les différentes hypothèses simplificatrices utilisées pour faciliter l'interprétation du vecteur J sont vérifiées pour ce cas d'observation et semblent donc être applicables aux régions tropicales. De plus, cet exemple montre que les diagnostics possibles à l'aide de ce vecteur sont exacts dans le cas présent.

4.4. Application au cas d'étude du 28 Juillet 2006

Afin de compléter l'étude effectuée précédemment dans la section 3 de ce chapitre, les diagnostics précédents vont être réalisés sur le cas du 27 Juillet 2006.

4.4.1. Flux de PV

Lors de l'initiation de la ligne de grains le 27 juillet 2006 à 1800 UTC la circulation de vecteur J est peu intense du fait d'un AEJ peu marqué. De ce fait les flux de tourbillon potentiel sont faibles à cet instant.

Lors du stade mature de la ligne de grains, l'AEJ situé à l'arrière de la convection, est intense, ce qui se traduit par une circulation du vecteur J bien marquée autour de ce maximum de vent. Cette circulation est particulièrement forte dans la zone de la ligne de grains. Le second noyau d'AEJ situé à l'avant de la ligne de grains produit également une circulation de J clairement identifiable, et très développée (Figure III-28-a). Ces deux circulations, de part et d'autre de la ligne de grains, provoquent une forte convergence de vecteur J qui conduit à une accumulation de tourbillon potentiel (Figure III-28-b). L'augmentation de PV signifie soit une augmentation du tourbillon absolu, soit une augmentation du gradient de température, soit l'augmentation simultanée des deux quantités.

Dans tous les cas, il est à noter que la présence, ou l'apparition, d'une ligne de grains se traduit par l'apparition d'une circulation cyclonique ($\zeta > 0$) vers 700 hPa (Zhang et Fritsch, 1987, 1988a, b) et d'un gradient vertical positif de θ (refroidissement des basses couches, et réchauffement en altitude), et donc par l'apparition d'une anomalie de tourbillon potentiel. Une production de tourbillon potentiel peut donc être attribuée à la génération d'une ligne de grains.

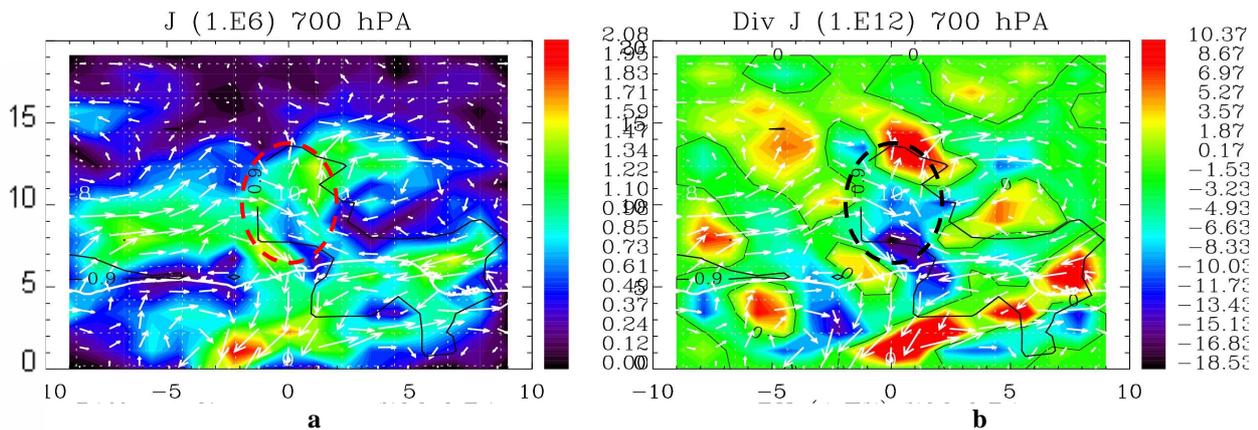


Figure III-28 : Coupes horizontales du 28 Juillet à 0600 UTC : (a) Vecteur J moyen à 700 hPa, (b) Divergence du vecteur J. La couverture totale nuageuse du modèle est représentée par l'isocontour noir. Les flèches blanches représentent (a) l'orientation du vecteur J et (b) la direction du vent horizontal. Le cercle en tiré rouge ou noir, localise la convection étudiée.

Lors du stade de dissipation de la convection, la circulation du vecteur J n'apparaît plus favorable au maintien de la ligne de grains. En effet une succession de convergence/divergence est observée dans la zone de la convection, et surtout une perte importante de PV. La convection ne peut donc plus profiter d'apport de tourbillon potentiel pour entretenir le tourbillon absolu (Figure III-29).

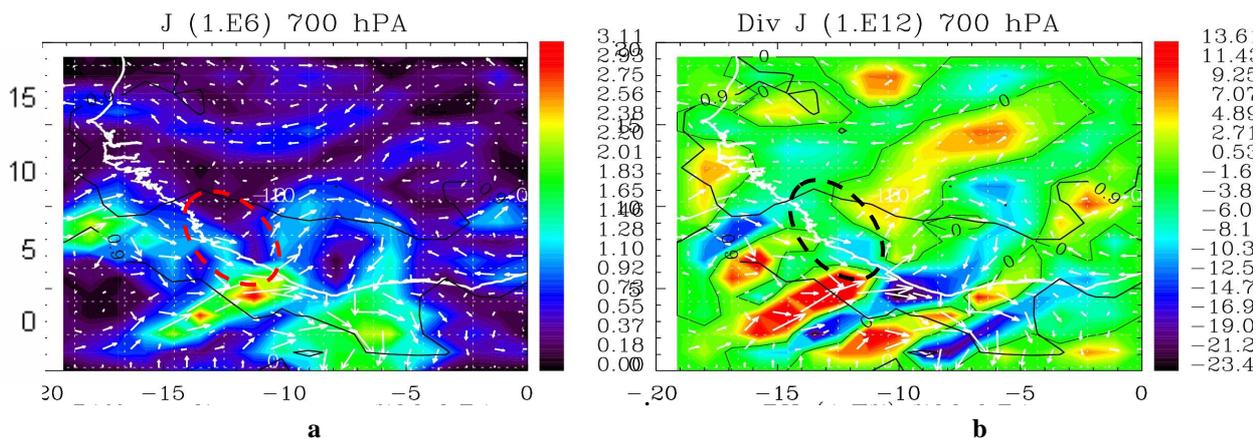


Figure III-29 : Coupes horizontales du 29 Juillet à 0600 UTC : (a) Vecteur J moyen à 700 hPa, (b) Divergence du vecteur J. La couverture totale nuageuse du modèle est représentée par l'isocontour noir. Les flèches blanches représentent (a) l'orientation du vecteur J et (b) la direction du vent horizontal. Le cercle en tiré rouge ou noir, localise la convection étudiée.

4.4.2. Composante non advective du vecteur J

Comme nous l'avons vu précédemment, J_n lorsqu'il existe signe l'existence de mouvements ascendants sur sa droite si $\dot{\theta} > 0$. Il semble également qu'il puisse être exploité comme outil de prévision.

Dans le cas présent, comme le montrerons dans le chapitre suivant, les lignes de grains se caractérisent par un profil de Q1 (bilan de chaleur) à l'échelle des lignes de type stratiforme, c'est-à-dire avec un refroidissement au dessous de 4-5 km. A 700 hPa, les J_n seront donc, associés à des $\dot{\theta} < 0$ indiquant donc des ascendances sur leur gauche.

Pour le stade d'initiation, le 27 juillet 2006 à 1800 UTC (Figure III-30), J_n à l'échéance de 1200 UTC est orienté vers le Nord-Est. Cette orientation indique l'existence de zones ascendantes et subsidentes au nord-est et au sud-est de J_n respectivement. Le J_n n'est pas très intense, mais permet cependant de prévoir des mouvements verticaux dans la zone d'initiation de la convection. Ceci permet donc de bien réaliser une prévision de la localisation de la convection.

A l'échéance de 1800 UTC, une zone de fort J_n est présente vers 4°E entre 10 et 12°N. Lors de l'échéance suivante le 28 juillet 2006 à 0000 UTC, la convection se trouve en effet dans cette zone.

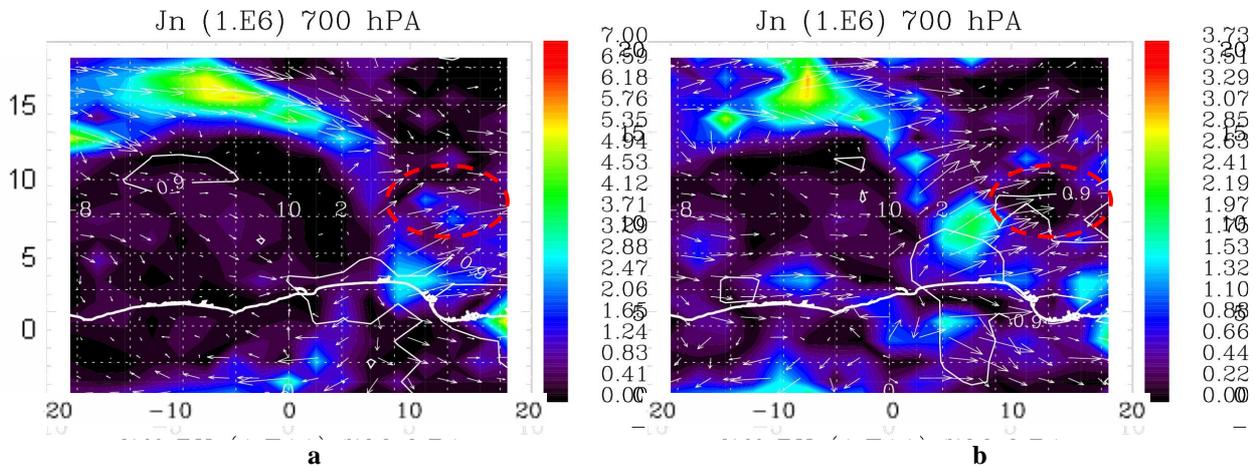


Figure III-30 : Coupes horizontales à 700 hPa de la composante non advective du vecteur J (a) le 27 Juillet 2006 à 1200 UTC (b) le 27 juillet 2006 à 1800 UTC . La couverture nuageuse du modèle est signalée par l'isocontour blanc. Les flèches blanches représentent la direction horizontale du vecteur J_n . Le cercle en tiré rouge, localise la convection étudiée.

Cette propriété prédictive de la localisation de la convection à partir de J_n semble donc exacte et est également vérifiée pour les échéances suivantes.

Lors du stade mature de la ligne de grains (Figure III-31), la zone de fort J_n est située entre 8 et 14°N sur le méridien de Greenwich pronostiquant donc une zone favorable sur la

gauche du vecteur. A l'échéance suivante, la ligne de grains se situe bien en effet dans cette zone.

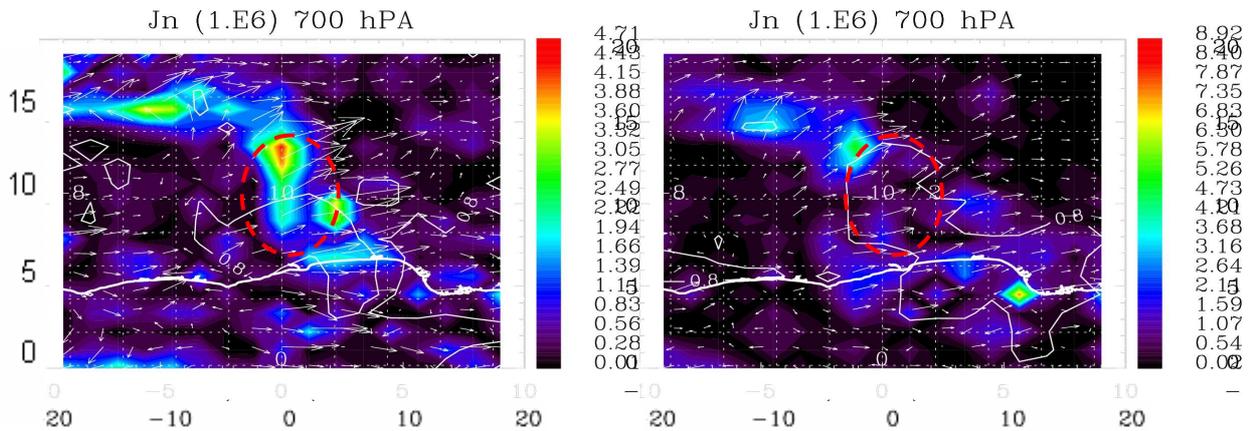


Figure III-31 : Coupes horizontales à 700 hPa de la composante non advective du vecteur J (a) le 28 Juillet 2006 à 0000 UTC (b) le 28 juillet 2006 à 0600 UTC. La couverture nuageuse du modèle est signalée par l'isocontour blanc. Les flèches blanches représentent la direction horizontale du vecteur J_n . Le cercle en tiré rouge, localise la convection étudiée.

Lors de la dissipation de la convection le 29 juillet 2006 à 0600 UTC, J_n est très faible, voir inexistant ce qui caractérise donc bien le devenir de la ligne de grains.

4.5. Bilan sur l'utilisation du Vecteur J

Le vecteur J se présente donc comme un nouvel outil pour étudier le cycle de vie des lignes de grains. Il apparaît particulièrement adapté aux régions tropicales pour lesquelles les hypothèses de stationnarité et de gradient vertical de température potentielle en permettent une utilisation aisée. Dans la région de mousson Africaine, l'AEJ apparaît comme un élément crucial des transports de tourbillon potentiel, de prédiction et de dissipation.

L'application de ce vecteur J à deux cas d'observation montre qu'il permet de diagnostiquer avec précision les zones où les configurations sont favorables au développement et à l'entretien de la convection.

5. Conclusion

Les lignes de grains africaines semblent donc se développer selon une configuration dynamique particulière, avec un AEJ à l'arrière et un noyau de très fort TEJ au sud – ouest, et un second noyau de TEJ plus faible à l'avant de la ligne de grains. Cette configuration dynamique est favorable à l'entretien de la convection, puisque le TEJ soit par accélération en entrée de ces streaks, soit grâce aux circulations transverses directes situées en entrée de ces

streaks, génèrent des zones de divergences importantes, qui conduisent à des ascendances propices à l'entretien des lignes de grains. De plus, l'AEJ situé à l'arrière entretient le courant de densité qui permet de soulever l'air chaud et humide à l'avant de la ligne de grains et donc permet l'auto-entretien et la propagation de la convection d'est en ouest sur l'Afrique de l'ouest. Cet AEJ favorise également le développement de la ligne de grains en provoquant, à travers les cisaillements horizontaux une augmentation de tourbillon potentiel, qui induit l'augmentation du tourbillon absolu et/ou du gradient vertical de température potentielle.

Enfin, la ligne de grains influence fortement son environnement dynamique. Elle crée une cassure dans la structure horizontale de l'AEJ qui favorise la production de PV afin de soutenir son développement et son entretien.

Chapitre IV : Bilans d'énergie et d'humidité dans le quadrilatère de l'expérience AMMA (POI 2006)

Le travail d'évaluation – validation a été l'objet d'un rapport produit pour le CNRM (Besson et Lemaître, 2008).

Un des objectifs majeurs de la campagne AMMA est de documenter le cycle de l'eau de la Mousson d'Afrique de l'Ouest. Pour ce faire, plusieurs sites de méso – échelle ont été mis en place, regroupant de nombreux instruments de mesure. Ces sites permettent d'accéder à une vision globale des interactions possibles entre les différentes composantes du cycle.

La composante atmosphérique de ce bilan est très importante en Afrique de l'Ouest. Cependant, ce bilan atmosphérique reste encore mal estimé, et surtout, n'est pas équilibré. Pour permettre une meilleure évaluation de ce bilan d'eau atmosphérique, un réseau de radiosondages a été mis en place. A partir de ces observations, il est nécessaire d'obtenir une très bonne estimation du vent en particulier de la vitesse verticale, car celle-ci joue un rôle prépondérant dans ce bilan. La méthode choisie pour ce travail est MANDOPAS 3D.

Une évaluation de cette méthode dans le cadre de son application à la campagne AMMA a tout d'abord été faite sur des champs synthétisés à partir de forme analytique ou des restitutions de modèle. Ensuite, la méthode a été appliquée aux données réelles récoltées lors de la campagne. Enfin, l'analyse des bilans d'eau obtenus avec les champs vents issus de MANDOPAS 3D a été réalisée.

1. La méthode MANDOPAS 3D

MANDOPAS 3D (Multiple Analytical Doppler ASsimilation) est un outil diagnostique basé sur une approche analytique et variationnelle, dévolue à la méso-échelle,

qui a été développé au CETP (Montmerle et Lemaître, 1998). Cet outil est la dernière évolution issue de précédentes méthodes analytiques.

MANDOP (Multiple Analytical Doppler) fut à l'origine développé pour restituer des champs 3D de vent à partir de radar sol, puis fut améliorée afin d'utiliser les données issues de radars aéroportés (Scialom et Lemaître, 1990 ; Dou *et al.*, 1996). Cette méthode a été précédemment utilisée lors de campagnes de mesure visant à comprendre les processus de méso-échelle impliqués dans le cycle de vie des systèmes tropicaux de la campagne TOGA-COARE (Protat *et al.*, 1998 ; Protat et Lemaître, 2001a, b), mais aussi lors la campagne FASTEX portant sur la compréhension des cyclogénèses secondaires (Lemaître *et al.*, 1999 ; Bouniol *et al.*, 1999), et de la campagne MAP dévolue aux précipitations orographiques (Tabary et Scialom, 2001).

MANDOPAS a été étendu à l'exploitation des données satellitaires et permet ainsi d'utiliser les données issues de radar sol et/ou aéroporté, ainsi que toute autre mesure de vent conventionnelle, comme les radiosondages, dropsondes et les produits spatiaux tel que le vent MSG, le contenu intégré en vapeur d'eau. Cette méthode a été exploitée pour la restitution de cyclones tropicaux (Bouchard, 2006; Bouchard et Lemaître, 2006).

1.1. Principe

A partir de l'ensemble des données existantes (satellites, stations aux sols, aéroportées, radiosondes, dropsondes, ...) et en tenant compte des équations de la mécanique des fluides, des champs tridimensionnels d'une variable choisie sont restitués. La principale hypothèse de MANDOPAS 3D est que toute variable dynamique et thermodynamique peut s'écrire sous forme analytique. Par exemple, cette méthode permet de déterminer les trois composantes du champ de vent sous la forme d'un produit de trois séries de fonctions orthogonales du type Legendre, Fourier, Dans le cas présent, cette méthode a été appliquée aux mesures de vent, de température, d'humidité et de pression issues des sondages réalisés dans le quadrilatère sud de l'expérience AMMA. Dans la suite nous nous focaliserons sur la mesure vent.

1.2. Formulation mathématique

MANDOPAS restitue le vent sous la forme :

$$U = f(x)f(y)f(z) \tag{IV-1}$$

Chaque fonction $f(x)$, $f(y)$ et $f(z)$ est développée sur une base de fonctions orthonormales. La base choisie pour cette application est celle des polynômes de Legendre.

$$f(x) = \sum_{k=1}^{n_x} a_k F_k(x) \quad (IV-2)$$

Avec n_x l'ordre d'expansion sur l'axe des x , a_k les coefficients d'expansion. U s'exprime donc :

$$U = \sum_{K=1}^N b_K F(x)G(y)R(z) \quad (IV-3)$$

b_k est le produit des trois coefficients de développement, $N = n_x * n_y * n_z$, et K est donné par l'équation :

$$K - 1 = (k'-1)n_y n_z + (k''-1)n_z + (k'''-1) \quad (IV-4)$$

Les coefficients k' , k'' , k''' varient respectivement de 1 à n_x , n_y , n_z .

Les N coefficients b_K sont obtenus en minimisant, au sens des moindres carrés, l'écart entre la forme analytique et les mesures, pour l'ensemble des points du domaine:

$$\min \sum_{n_{obs}} (I_{analytique} - I_{observé})^2 \quad (IV-5)$$

La solution de cette minimisation peut être mise sous forme d'équation matricielle, avec $A = CB$, pour laquelle :

- A est la matrice colonne, contenant les données (informations expérimentales),
- B est la matrice colonne, contenant les coefficients recherchés,
- C est la matrice carrée, contenant les informations analytiques.

Les coefficients du vecteur $B(b_K)$ sont trouvés par inversion des matrices: $B = C^{-1}A$. La restitution du champ recherché est ensuite exécutée en injectant les coefficients obtenus dans la forme analytique.

Des contraintes supplémentaires sont ajoutées à la méthode. Les formes analytiques du vent sont contraintes à satisfaire l'équation de continuité ($\vec{\nabla} \cdot (\rho \vec{V}) = 0$), et les conditions limites au sol ($w_{sol} = 0$). Ces contraintes sont mises sous la forme : $C'B = 0$ et $C''B = 0$. C' et C'' sont les matrices contenant les informations analytiques des contraintes appliquées dans la méthode MANDOPAS 3D.

Dans le cas particulier d'une composante à une seule dimension (température et humidité), MANDOPAS permet aussi de mettre cette variable sous forme analytique. Pour ce faire, le principe est strictement le même. La seule différence réside dans le fait qu'il n'y a pas de contrainte supplémentaire ($w_{\text{sol}} = 0$, et équation de continuité) à ajouter à la forme analytique.

Dans le but de valider la méthode pour sa future application aux données de la campagne AMMA, nous avons mis en place plusieurs tests de validation. Tous ces tests sont réalisés en bilinéaire (ordre 2 en x et y , en accord avec le jeu de données disponible, c'est-à-dire 5 radiosondages). La première série de tests consiste à évaluer le code MANDOPAS bilinéaire et son bon fonctionnement avec un champ de vent bilinéaire en entrée. La seconde série a pour but d'évaluer la robustesse de la méthode sur un champ de vent plus réaliste, il consiste à appliquer la version MANDOPAS 3D bilinéaire sur un champ de vent quadratique en entrée. L'ordre de développement vertical utilisé est de 17, correspondant au filtrage de structures verticales inférieures à 300 m (Scialom et Lemaître, 1990).

Dans la suite, par souci de simplicité, seules les composantes moyennes du champ seront discutées.

1.3. Application de la méthode sur des données simulées

1.3.1. Champ de vent simulé

Pour réaliser la validation du code de MANDOPAS bilinéaire, deux champs de vent sont simulés et injectés en entrée de MANDOPAS, l'un bilinéaire, l'autre quadratique. Chaque composante du vent simulée s'écrit sous la forme $U = f(x)f(y)f(z)$ avec pour le :

Cas Bilinéaire

$$f_U(x) = a_1 + b_1x \quad (\text{IV-6})$$

$$f_U(y) = a_2 + b_2y \quad (\text{IV-7})$$

$$f_U(z) = -z \times e^{z/H} \quad (\text{IV-8})$$

$$U = (a_1a_2 + b_1a_2x + a_1b_2y + b_1b_2xy)f(z) \quad (\text{IV-9})$$

$$V = (a_3a_4 + b_3a_4x + a_3b_4y + b_3b_4xy)f(z) \quad (\text{IV-10})$$

Cas Quadratique

$$f_U(x) = a_1 + b_1x + c_1x^2 \quad (IV-11)$$

$$f_U(y) = a_2 + b_2y + c_2y^2 \quad (IV-12)$$

$$f_U(z) = -z \times e^{z/H} \quad (IV-13)$$

$$U = (a_1a_2 + b_1a_2x + a_1b_2y + b_1b_2xy + c_1a_2x^2 + a_1c_2y^2 + c_1b_2x^2y + b_1c_2xy^2 + c_1c_2x^2y^2)f(z) \quad (IV-14)$$

$$V = (a_3a_4 + b_3a_4x + a_3b_4y + b_3b_4xy + c_3a_4x^2 + a_3c_4y^2 + c_3b_4x^2y + b_3c_4xy^2 + c_3c_4x^2y^2)f(z) \quad (IV-15)$$

Ces champs respectent l'équation de continuité et la condition au sol. A partir de ces équations on obtient la divergence horizontale $\left(\frac{\delta u}{\delta x} + \frac{\delta v}{\delta y}\right)$ et la vitesse verticale qui s'écrivent sous les formes :

Cas Bilineaire

$$W = -(b_1a_2 + a_3b_4 + b_1b_2y + b_3b_4x)f(z) \quad (IV-16)$$

$$div_h = (b_1a_2 + a_3b_4 + b_1b_2y + b_3b_4x)f(z) \quad (IV-17)$$

Cas Quadratique

$$W = -(b_1a_2 + a_3b_4 + b_1b_2y + b_3b_4x + 2c_1a_2x + 2a_3c_4y + 2c_1b_2xy + 2b_3c_4xy + 2c_1c_2xy^2 + 2c_3c_4x^2y)f(z) \quad (IV-18)$$

$$div_h = (b_1a_2 + a_3b_4 + b_1b_2y + b_3b_4x + 2c_1a_2x + 2a_3c_4y + 2c_1b_2xy + 2b_3c_4xy + 2c_1c_2xy^2 + 2c_3c_4x^2y)f(z) \quad (IV-19)$$

1.3.2. Calcul de la pondération des contraintes pour MANDOPAS bilinéaire

MANDOPAS réalise une minimisation au sens des moindres carrés où la fonction coût s'exprime sous la forme:

$$J = \sum_{RS_n} (\lambda_{RS_n} \sum_{n_{obs}} (u_{analytique} - u_{observé})^2) + \lambda_{RS_n} \sum_{n_{obs}} (v_{analytique} - v_{observé})^2 + \lambda_w \sum_{n_x n_y} (w - 0)^2 + \lambda_{div} \sum_{n_x n_y n_z} (div \rho v - 0)^2 \quad (IV-20)$$

Les coefficients λ sont des facteurs proportionnels à l'inverse des erreurs de mesure et aux nombres de points observés. Ils sont calculés afin de mettre un poids égal à chacun des termes de la fonction de poids. Ils peuvent être également adaptés à la confiance que l'on a sur chaque source de données.

Chaque radiosondage en entrée de MANDOPAS subit une pondération individuelle où chaque λ_{RS} est l'inverse du nombre d'observations de chaque radiosondage correspondant $\left(\lambda_{RS_n} = 1/n_{obsRS_n}\right)$.

La pondération de la contrainte au sol se calcule de la façon suivante $\left(\lambda_w = \Delta x^2 / 4n_x n_y \Delta z^2\right)$ et celle de la contrainte de conservation de la masse $\left(\lambda_{div} = \Delta x^2 / 64n_x n_y n_z\right)$.

1.3.3. Sensibilité aux contraintes

Le premier test de la méthode consiste à évaluer sa sensibilité aux contraintes physiques appliquées au champ de vent restitué : vitesse verticale nulle au sol ($w_{sol}=0$), et conservation de la masse $\left(\delta u / \delta x + \delta v / \delta y + \delta w / \delta z = w / H\right)$.

Ces contraintes peuvent être appliquées soit sur tout le domaine de restitution, soit uniquement sur les 5 points de radiosondages. Dans la suite, est évaluée la sensibilité des résultats à ces deux configurations.

On injecte en entrée une simulation de 5 radiosondages issus du champ de vent bilinéaire simulé, situé aux points de mesures effectuées lors de la campagne AMMA et on applique dans un premier temps les contraintes sur tout le domaine. La Figure IV-1-a montre que dans ce cas, la méthode restitue parfaitement les champs de vent horizontaux et verticaux simulés. Lorsque ces contraintes sont appliquées uniquement aux 5 points de radiosondages (Figure IV-1-b), la méthode ne restitue plus correctement le champ de vent. Cette différence peut s'expliquer par le fait que sur les bords du domaine (entre les radiosondages et les bords du domaine) où le champ de vent est extrapolé, les contraintes appliquées à l'ensemble du domaine permettent une extrapolation qui reste physique.

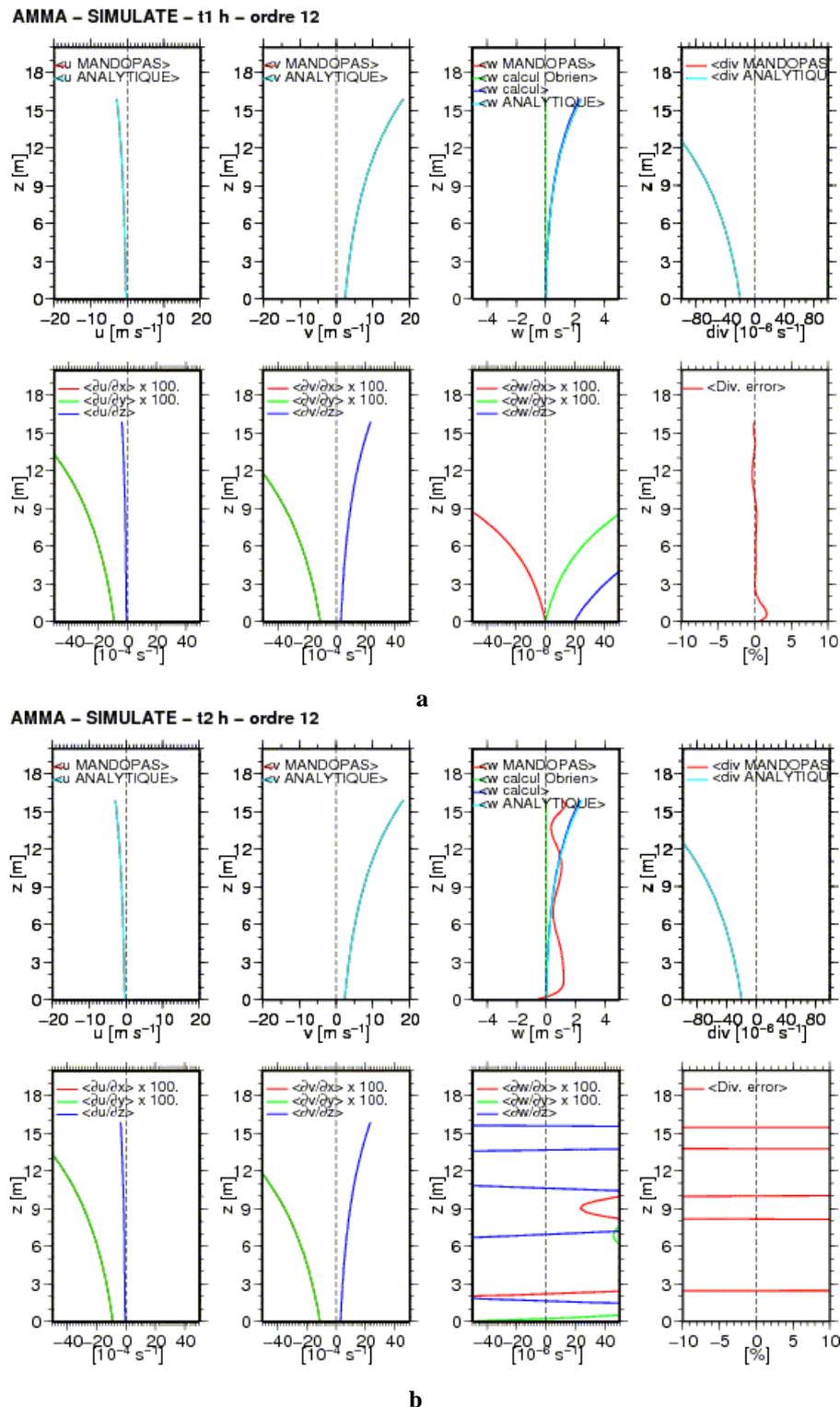


Figure IV-1 : Restitution des composantes moyennes du champ de vent bilinéaire simulé par MANDOPAS bilinéaire avec une mesure en chaque point du domaine de restitution (a) contraintes appliquées sur tout le domaine de restitution, (b) contraintes appliquées seulement aux points de radiosondages. Chaque figure présente de gauche à droite sur la première ligne les données analytiques simulées (bleue ciel) et restituée (rouge) pour la composante zonale, la composante méridienne, la composante verticale du vent, et la divergence. La seconde ligne présente les dérivées en x (rouge), y (vert), z (bleu) des différentes composantes du vent, et l'erreur entre les divergences horizontale et verticale restituées.

Dans la suite les contraintes sont donc appliquées sur tout le domaine de restitution de MANDOPAS.

La méthode est utilisée soit en considérant un jeu de données en chaque point du domaine, soit avec des données uniquement aux 5 points de radiosondages. Selon le cas considéré, les valeurs moyennes qui sont représentées sont réalisées soit sur tout le domaine soit en considérant uniquement les valeurs restituées aux 5 points de radiosondages.

1.3.3.1. Restitution MANDOPAS bilinéaire avec un vent Bilineaire

Le test suivant consiste à considérer en entrée du code MANDOPAS bilinéaire un champ de vent bilinéaire qui est rempli en tout point du domaine.

Les résultats (Figure IV-2) montrent que les 3 composantes du vent (U, V et W) ainsi que la divergence horizontale sont parfaitement restituées par la méthode. De plus, on observe une très faible erreur entre la divergence horizontale et la divergence verticale.

La méthode restitue donc correctement un champ de vent bilinéaire.

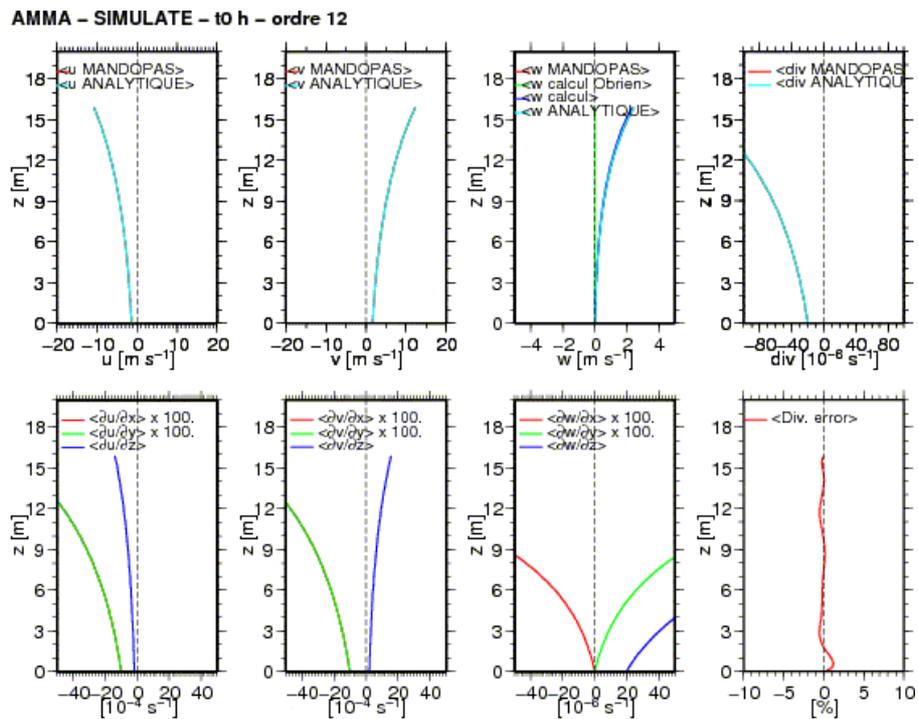


Figure IV-2 : Restitution d'un champ de vent bilinéaire simulé par MANDOPAS bilinéaire avec une mesure en chaque point du domaine de restitution. Sur la première ligne, chaque figure présente de gauche à droite les données analytiques simulées (bleue ciel) et restituée (rouge) pour la composante zonale, la composante méridienne, la composante verticale du vent, et la divergence. La seconde ligne présente les dérivées en x (rouge), y (vert), z (bleu) des différentes composantes du vent, et l'erreur entre les divergences horizontale et verticale restituées.

En réalisant la même simulation mais en se mettant dans les conditions d'AMMA c'est-à-dire avec seulement 5 radiosondages, la restitution est également parfaite.

1.3.3.2. Restitution MANDOPAS bilinéaire avec un vent quadratique

Le test suivant (Figure IV-3) consiste à considérer en entrée du code MANDOPAS bilinéaire un champ de vent quadratique qui est donné en chaque point du domaine de restitution.

On observe que les 3 composantes du vent (U, V et W) ainsi que la divergence horizontale sont parfaitement restituées par la méthode. De plus, on observe un très faible écart entre la divergence horizontale et la divergence verticale.

La méthode restitue en moyenne correctement un champ de vent quadratique de façon bilinéaire.

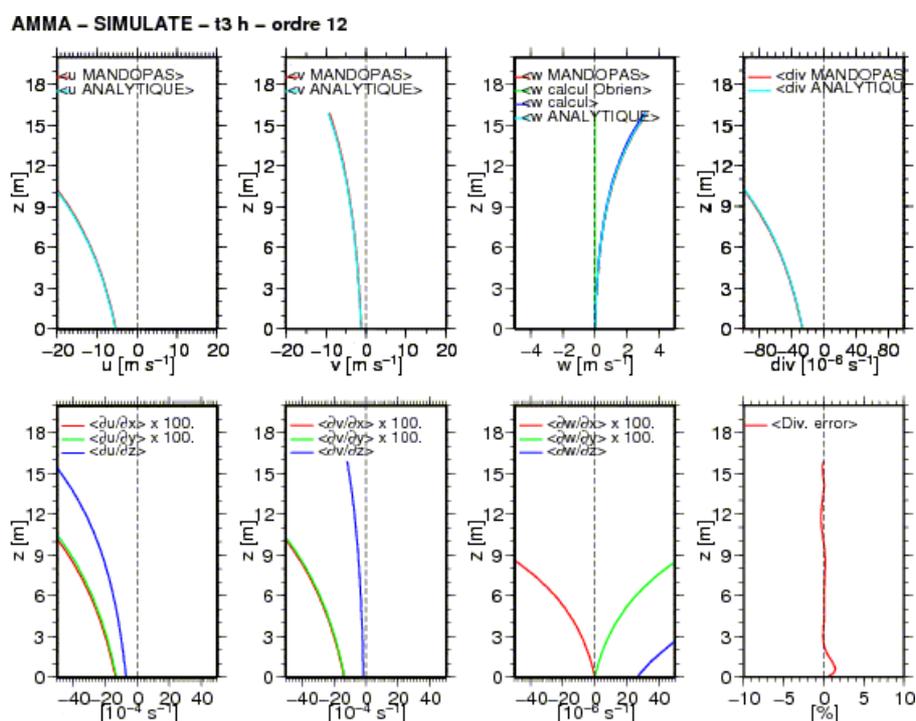


Figure IV-3 : Restitution d'un champ de vent quadratique simulé par MANDOPAS bilinéaire avec une mesure en chaque point du domaine de restitution. Sur la première ligne, chaque figure présente de gauche à droite les données analytiques simulées (bleue ciel) et restituée (rouge) pour la composante zonale, la composante méridienne, la composante verticale du vent, et la divergence. La seconde ligne présente les dérivées en x (rouge), y (vert), z (bleu) des différentes composantes du vent, et l'erreur entre les divergences horizontale et verticale restituées.

Le dernier test (Figure IV-4) considère comme données d'entrée les 5 radiosondages de la configuration AMMA uniquement.

La Figure IV-4 montre que les composantes du vent, U et V, sont parfaitement restituées, mais que la divergence et la vitesse verticale ne sont pas en accord avec les champs en entrée. Lorsqu'on augmente les poids sur les contraintes, les composantes horizontales ne sont plus respectées, la vitesse verticale et la divergence ne sont pas améliorées. De plus, on constate une très forte sensibilité à la pondération utilisée. Différents tests qui ne sont pas

présentés ici, suggèrent que cette sensibilité résulte d'une mauvaise configuration des radiosondages par rapport au domaine de restitution. Cette hypothèse est évaluée dans la section suivante.

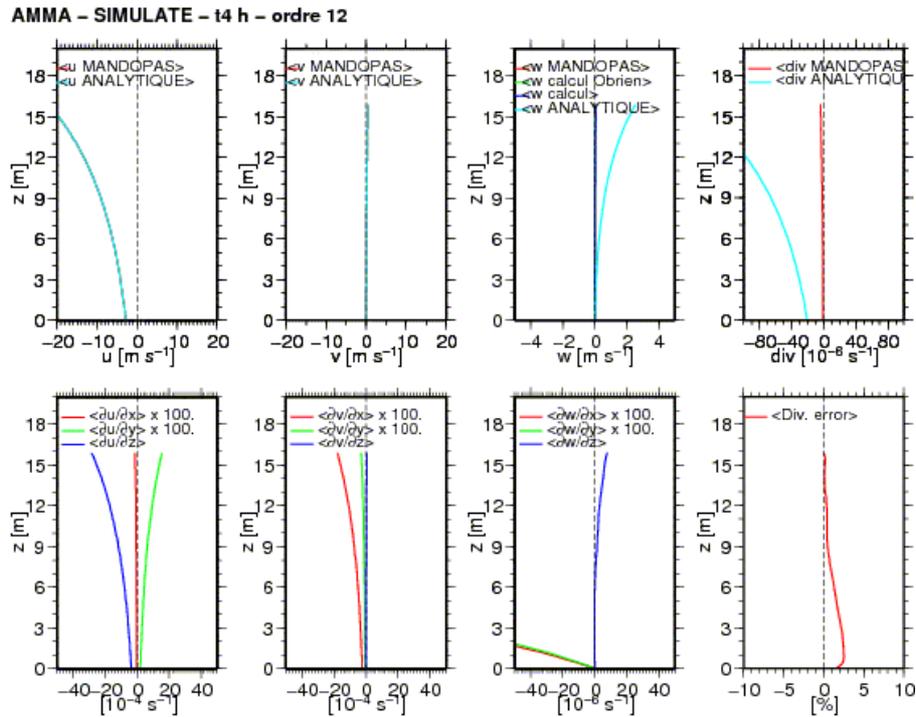


Figure IV-4 : Restitution d'un champ de vent quadratique simulé par MANDOPAS bilinéaire avec 5 radiosondages en entrée. Sur la première ligne, chaque figure présente de gauche à droite les données analytiques simulées (bleu ciel) et restituée (rouge) pour la composante zonale, la composante méridienne, la composante verticale du vent, et la divergence. La seconde ligne présente les dérivées en x (rouge), y (vert), z (bleu) des différentes composantes du vent, et l'erreur entre les divergences horizontale et verticale restituées.

1.3.4. Sensibilité au remplissage

Le test suivant a pour objectif d'évaluer la meilleure configuration géométrique qui permet une restitution optimale du champ de vent. La configuration géographique des radiosondages lors de la campagne AMMA forme un losange asymétrique, proche du trapèze (Figure IV-5).

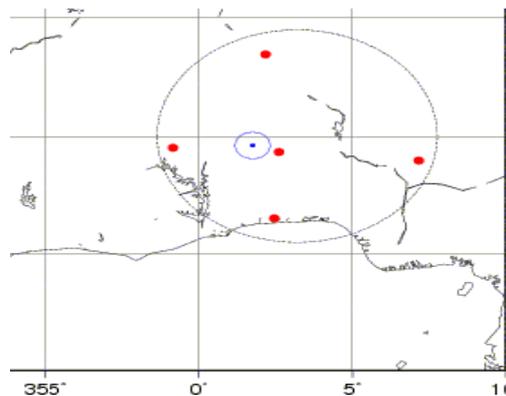


Figure IV-5 : Site de lancement des 5 radiosondages

Nous avons considéré dans la suite deux configurations spatiales : une première où le domaine de restitution est orienté Nord – Sud, Est – Ouest (Figure IV-6-a) qui correspond à la configuration utilisée jusqu'à maintenant, et une deuxième où le domaine a subi une rotation de 45° (Figure IV-6-b). Les distances entre deux points de mesures sont identiques entre les deux configurations.

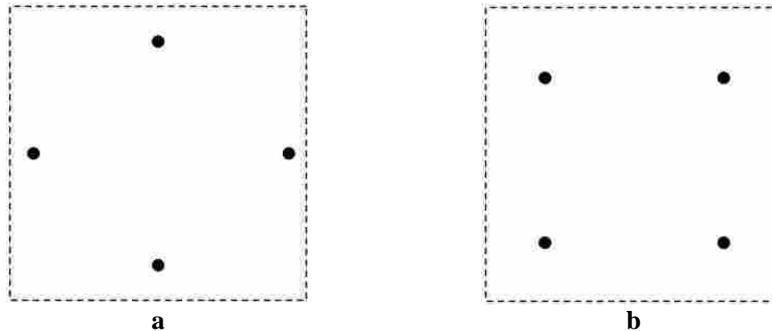


Figure IV-6 : Localisation des radiosondages simulés en configuration idéalisée (a) avant rotation du domaine de restitution, (b) après rotation du domaine de restitution.

Les deux tests sont similaires, ils utilisent MANDOPAS bilinéaire, avec en entrée 4 radiosondages issus du champ de vent bilinéaire et des contraintes appliquées sur l'ensemble du domaine.

On constate (Figure IV-7-a), que pour la configuration initiale la méthode ne permet pas de restituer convenablement la vitesse verticale ni la divergence horizontale comme déjà constaté précédemment en section 1.3.3.2. Par contre, dans le cas de la configuration avec un domaine tournée de 45° , une restitution parfaite (Figure IV-7-b) est obtenue.

Ceci confirme l'hypothèse formulée précédemment d'un mauvais remplissage du domaine de restitution pour les données. On constate en effet (Figure IV-6-a) que les mesures n'apportent pas suffisamment d'information aux 4 coins du domaine dans cette configuration avant rotation, ce qui conduit à rendre difficile la détermination des coefficients, en particulier ceux associés aux termes bilinéaires. Ceci a été confirmé en exploitant une version linéaire de MANDOPAS 3D.

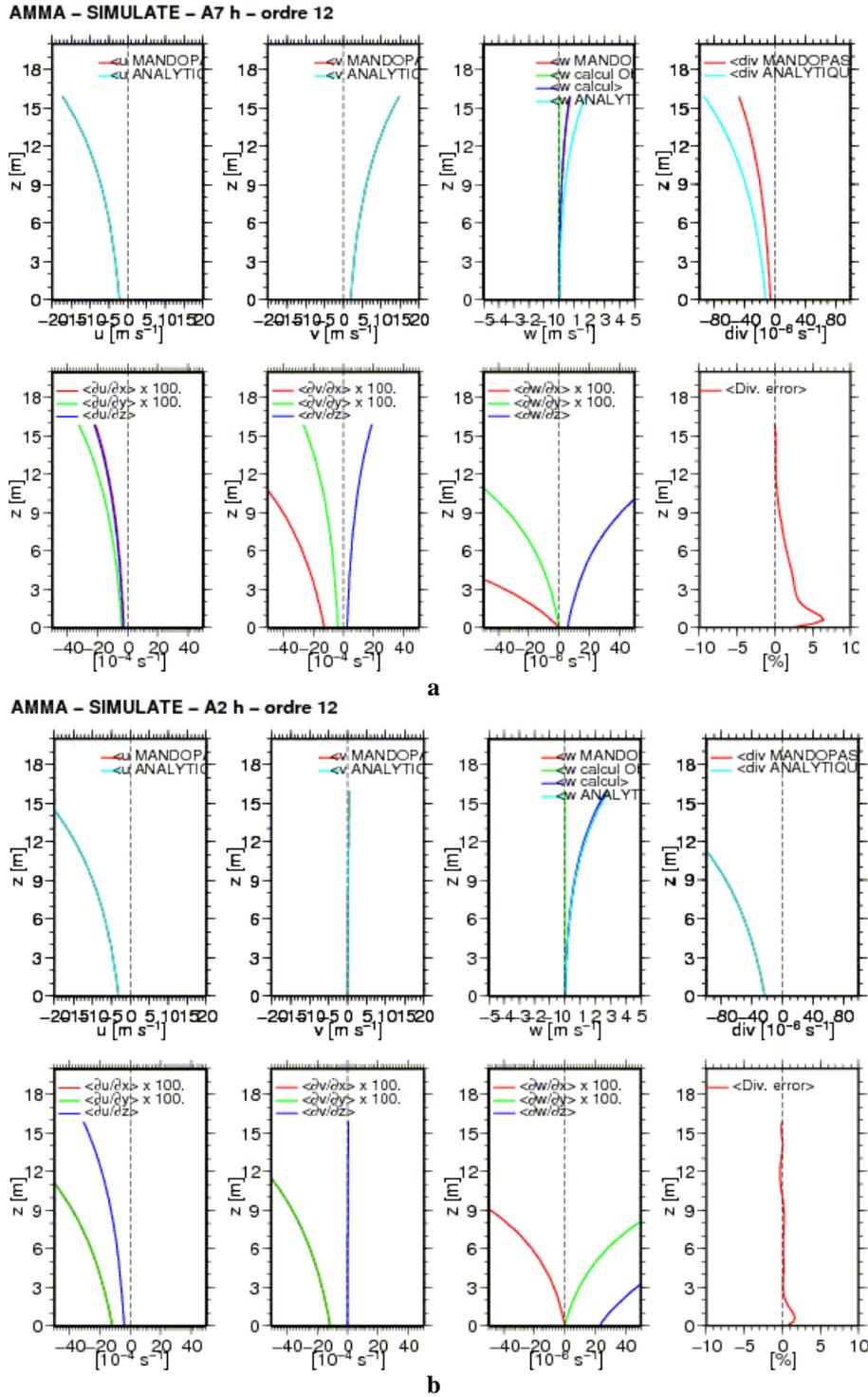


Figure IV-7 : Restitution d'un champ de vent quadratique simulé par MANDOPAS bilinéaire avec 4 radiosondages en entrée (a) avant rotation du domaine, (b) après rotation du domaine. Sur la première ligne. Chaque figure présente de gauche à droite les données analytiques simulées (bleue ciel) et restituée (rouge) pour la composante zonale, la composante méridienne, la composante verticale du vent, et la divergence. La seconde ligne présente les dérivées en x (rouge), y (vert), z (bleu) des différentes composantes du vent, et l'erreur entre les divergences horizontale et verticale restituées.

Ce résultat a été confirmé en réalisant des tests où les emplacements réels des radiosondages lors de la campagne AMMA ont été pris en compte (Figure IV-8).

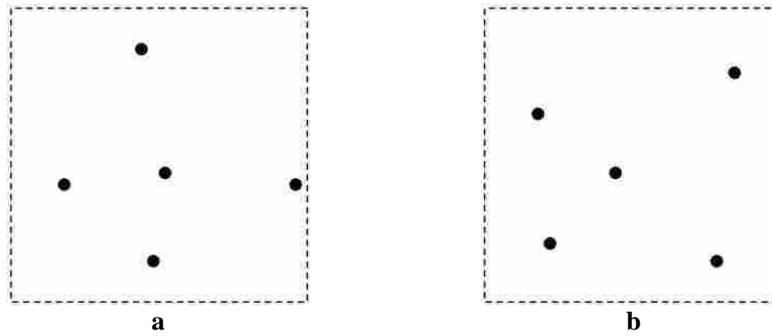


Figure IV-8 : Localisation des radiosondages simulés en configuration AMMA (a) avant rotation du domaine de restitution, (b) après rotation du domaine de restitution.

La Figure IV-9-b montre comme attendu une restitution parfaite des vents pour la boîte tournée, contrairement à la restitution sans rotation (Figure IV-9-a).

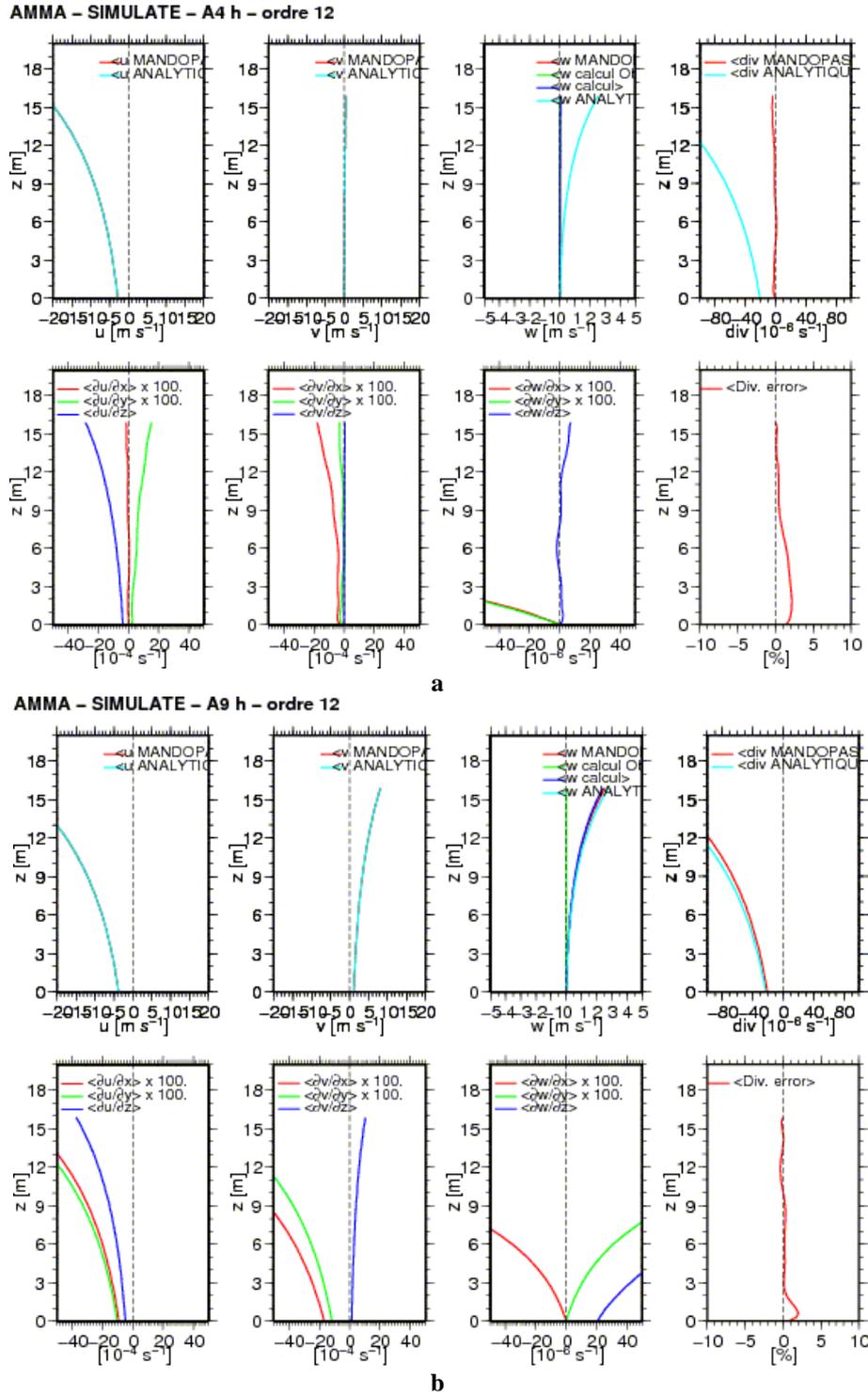


Figure IV-9 : Restitution d'un champ de vent bilinéaire simulé par MANDOPAS bilinéaire avec 5 radiosondages en entrée (a) avant rotation du domaine, (b) après rotation du domaine. Sur la première ligne, chaque figure présente de gauche à droite les données analytiques simulées (bleue ciel) et restituées (rouge) pour la composante zonale, la composante méridienne, la composante verticale du vent, et la divergence. La seconde ligne présente les dérivées en x (rouge), y (vert), z (bleu) des différentes composantes du vent, et l'erreur entre les divergences horizontale et verticale restituées.

Ainsi, lors de l'application de la méthode MANDOPAS aux données réelles, une rotation du domaine est appliquée pour améliorer la qualité de la restitution.

1.3.5. Conclusion

Pour appliquer MANDOPAS dans la zone du quadrilatère de AMMA, les simulations mettent en évidence qu'il faut réaliser préalablement une rotation de 45° , pour avoir une meilleure distribution géographique des données dans le domaine, et que d'autre part pour éviter toute extrapolation non physique, il est préférable d'appliquer les contraintes sur l'ensemble du domaine de restitution.

2. Validation de la méthode MANDOPAS 3D sur des champs de vent réalistes

Dans l'optique d'utiliser la méthode MANDOPAS 3D avec les observations effectuées lors de la campagne AMMA réalisées sur le quadrilatère Sud, la méthode doit être validée avec des champs de vent plus réalistes qui sont dans le cas présent issus de sortie de modèle. Deux types de données sont considérées : les données issus d'une simulation Mésos-NH (Météo France – CNRS) et les analyses Opérationnelles (ECMWF). Pour ce faire, nous avons extrait de ces sorties des profils de vent aux points de radiosondage de la campagne AMMA (Niamey, Abuja, Cotonou, Tamale et Parakou).

Les restitutions sont réalisées dans la configuration définie précédemment (section 1.3.5.), avec l'ajout d'un bruit sur les radiosondages synthétisés.

Une interpolation verticale des vents horizontaux est effectuée afin de se mettre dans la configuration exacte d'application de MANDOPAS bilinéaire sur les données réelles d'AMMA. La date sélectionnée est le 28 Juillet 2006 à 12h.

2.1. Evaluation à partir de Mésos-NH

En réalisant une restitution avec les données de Mésos-NH, on observe que les composantes, U et V du vent, sont très bien restituées (Figure IV-10). Il en est de même pour la divergence horizontale (courbe bleu ciel pour Mésos-NH, courbe rouge pour MANDOPAS).

La vitesse verticale a été quantifiée de plusieurs façons :

- la courbe rouge représente la vitesse restituée directement par MANDOPAS et moyennée sur les 5 radiosondages,
- la courbe bleu ciel donne la vitesse verticale moyenne du modèle Mésos-NH sur tout le domaine de restitution,

- la courbe bleu foncé est calculée par intégration verticale de la divergence restituée par MANDOPAS,
- la courbe verte est identique à la courbe bleue, mais avec la correction de O'brien (O'brien, 1970), où la vitesse verticale doit être nulle à 16 km d'altitude, sommet de notre restitution,
- la courbe violette est calculée de la même façon que la courbe bleue foncée, mais à partir de la divergence calculée avec les vents U et V issus de Méso-NH.

Toutes ces vitesses verticales sont similaires, montrant que MANDOPAS réalise un bon ajustement du vent et de ses dérivées. Le très bon accord entre la vitesse verticale MANDOPAS et celle obtenue par intégration de la divergence MANDOPAS résulte du fait que cette intégration est faite avec une divergence filtrée par la méthode. La présence de bruit de mesure n'affecte pas la qualité des restitutions.

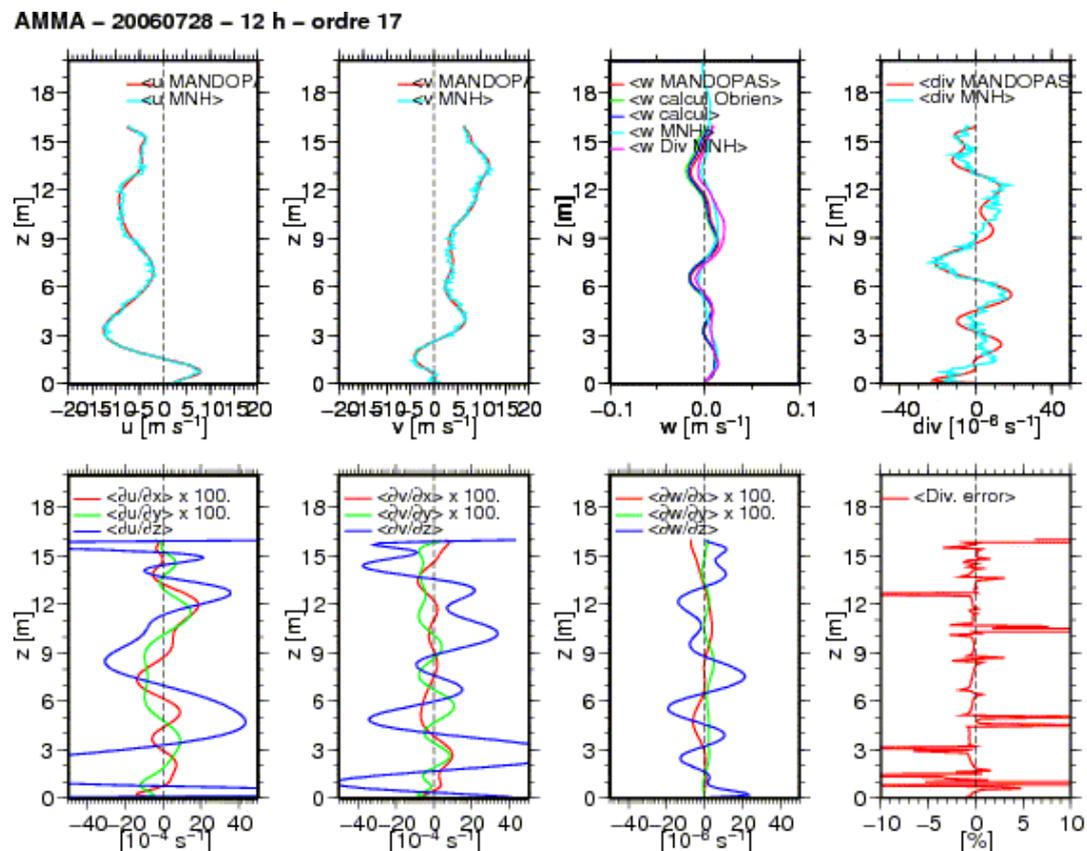


Figure IV-10 : Restitution d'un champ de vent issu de Méso-NH du 28 Juillet 2006 à 12h par MANDOPAS bilinéaire avec 5 Radiosondages en entrée. Sur la première ligne, chaque figure présente de gauche à droite les données de Méso-NH (bleu ciel) et restituée (rouge) pour la composante zonale, la composante méridienne, la composante verticale du vent, et la divergence. La seconde ligne présente les dérivées en x (rouge), y (vert), z (bleu) des différentes composantes du vent, et l'erreur entre les divergences horizontale et verticale restituées.

2.2. Evaluation à partir des OPERA

En injectant en entrée de MANDOPAS les vents issus du Centre Européen, on peut aussi d'aboutir à une très bonne restitution du champ de vent horizontal, et de la divergence verticale (Figure IV-11) (courbe bleu ciel pour ECMWF, courbe rouge pour MANDOPAS).

Les vitesses verticales sont quantifiées de façon identique à la section 2.1..Cependant, on observe une différence importante entre la vitesse verticale issue du CEPMMT (courbe bleu clair) et les autres vitesses verticales. La vitesse verticale est largement surestimée par le Centre Européen. Plusieurs hypothèses peuvent expliquer cette différence :

- La moyenne de la vitesse verticale du Centre Européen (courbe bleu clair) n'est effectuée que sur les 5 radiosondages, ce qui peut induire de forts biais,
- L'équation de continuité utilisée pour les analyse opérationnelles et celle utilisée par MANDOPAS n'est pas la même.

Cependant, la vitesse verticale restituée par MANDOPAS avec les données du Centre Européen est très proche de la vitesse verticale issue de Méso-NH. Ceci semble confirmer que le Centre Européen surestime la vitesse verticale.

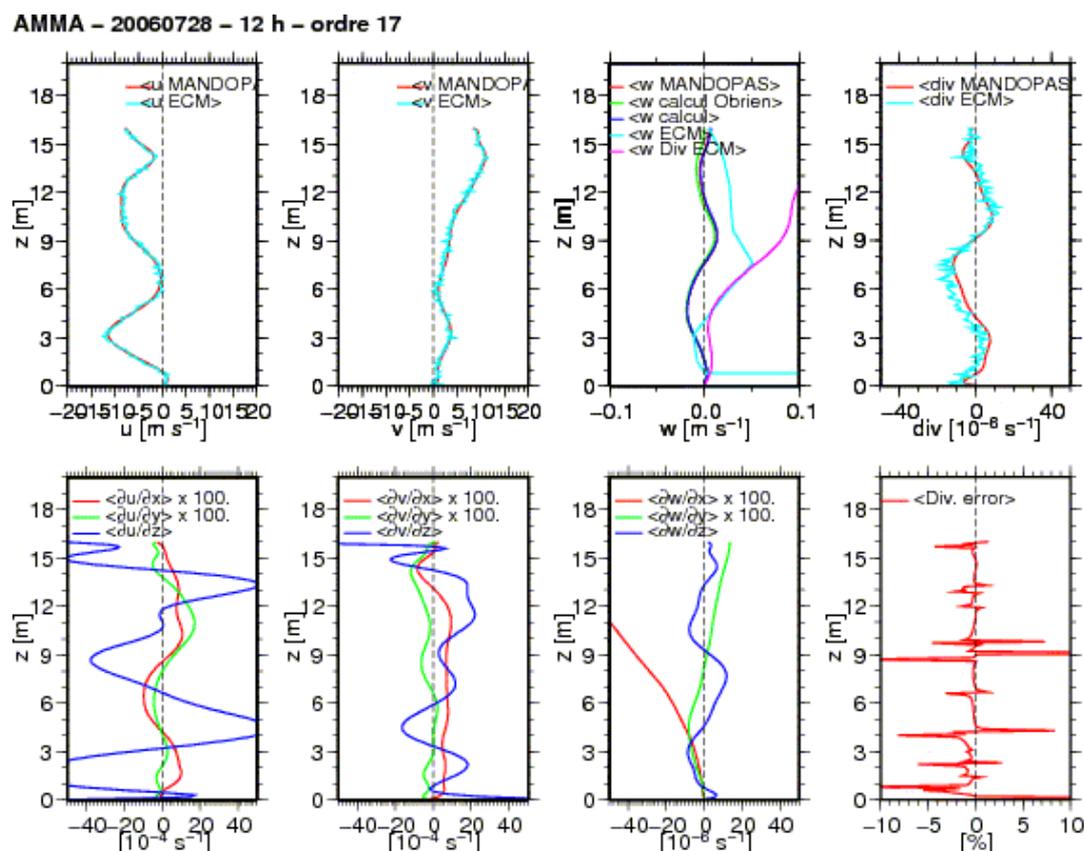


Figure IV-11 : Restitution d'un champ de vent issu du Centre Européen (ECMWF) du 28 Juillet 2006 à 12h par MANDOPAS bilinéaire avec 5 Radiosondages en entrée. Sur la première ligne, chaque figure présente de gauche à droite les données du Centre Européen (bleu ciel) et restituée (rouge) pour la composante zonale, la composante méridienne, la composante verticale du vent, et la divergence. La seconde ligne présente les dérivées en x (rouge), y (vert), z (bleu) des différentes composantes du vent, et l'erreur entre les divergences horizontale et verticale restituées.

L'utilisation de la méthode MANDOPAS 3D avec des champs de vent initiaux réalistes en entrée prouve que la méthode est applicable sans aucune restriction sur des vents réels.

3. Application à l'expérience AMMA

3.1. Le quadrilatère Sud et les POI (20-30 juin, 3-13 Août) de l'expérience AMMA

Le quadrilatère Sud de radiosondages (Cotonou, Tamale, Niamey, Abuja, plus Parakou au centre) (Figure IV-12) établi pour l'étude des bilans d'eau, est centré sur le site de méso – échelle du haut bassin de l'Ouémé. Ce site de méso – échelle a fait l'objet d'un suivi sur toute la période du projet, les mesures ayant démarré au cours de la période préparatoire à AMMA. Ce domaine est un site privilégié pour les études : de couplage entre dynamique de la végétation et cycle de l'eau, d'occupation des terres (dynamique de la végétation) et

d'érosion éolienne (Niamey), des rétro-actions continent-atmosphère, de la transférabilité des modèles, de la fermeture des bilans et également pour l'étude des facteurs d'échelle dans le cycle hydrologique.

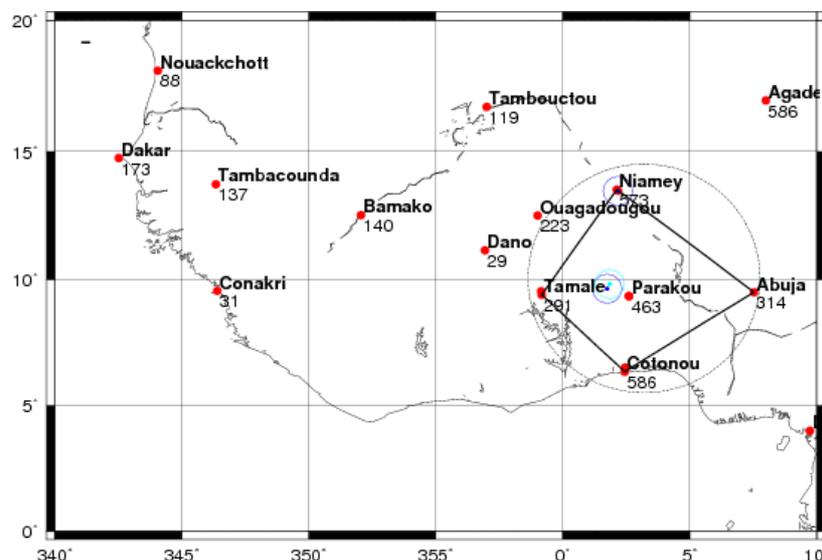


Figure IV-12 : Quadrilatère Sud de l'expérience AMMA.

Les mesures sont reproduites régulièrement à l'échelle synoptique (à un pas de temps de 6h), ou de façon renforcée pendant les Périodes d'Observations Intensives (POI) aux échelles synoptique et sous-synoptique (à un pas de temps de 3h). Les sites de mesure permettent d'accéder, grâce aux radiosondages effectués, à plusieurs variables notamment aux composantes horizontales du vent (u et v), à la température et à l'humidité. Plusieurs types de sondes atmosphériques ont été utilisés, notamment les sondes Vaisälä RS80-A à l'échelle sous synoptique, et les sondes Vaisälä RS92 et MODEM à l'échelle synoptique. Les sondes RS80-A présentent un biais sec d'humidité par rapport au RS92. Par soucis d'homogénéité du jeu de données, une correction de ce biais a été réalisée entre ajustant les RS80 aux sondes RS92 (Nuret *et al.*, 2008). Les sondes MODEM présentent aussi un biais d'humidité, mais n'a pas encore été corrigé.

Pour le calcul des bilans d'eau dans la zone du quadrilatère, une estimation de la vitesse verticale du vent (w) est essentielle. Les transports verticaux d'humidité sont en effet d'une grande importance dans ces bilans. Comme nous l'avons montré dans la section 2 de ce chapitre, l'utilisation de MANDOPAS 3D permet d'accéder à une vitesse verticale correcte à partir de radiosondage extrait de sortie de modèle. L'application de MANDOPAS 3D aux données réelles est réalisée pour deux POI d'AMMA, du 20 au 30 juin et du 3 au 13 Août, et les résultats sont présentés dans la section suivante.

3.2. Restitutions des champs de vent

Pour illustrer la qualité des restitutions des champs de vent obtenus, deux cas d'étude extraits de ces deux périodes, sont présentés :

- le 24 Juin 2006 à 0600 UTC (Figure IV-13-a),
- le 11 Août 2006 à 0900 UTC (Figure IV-13-b).

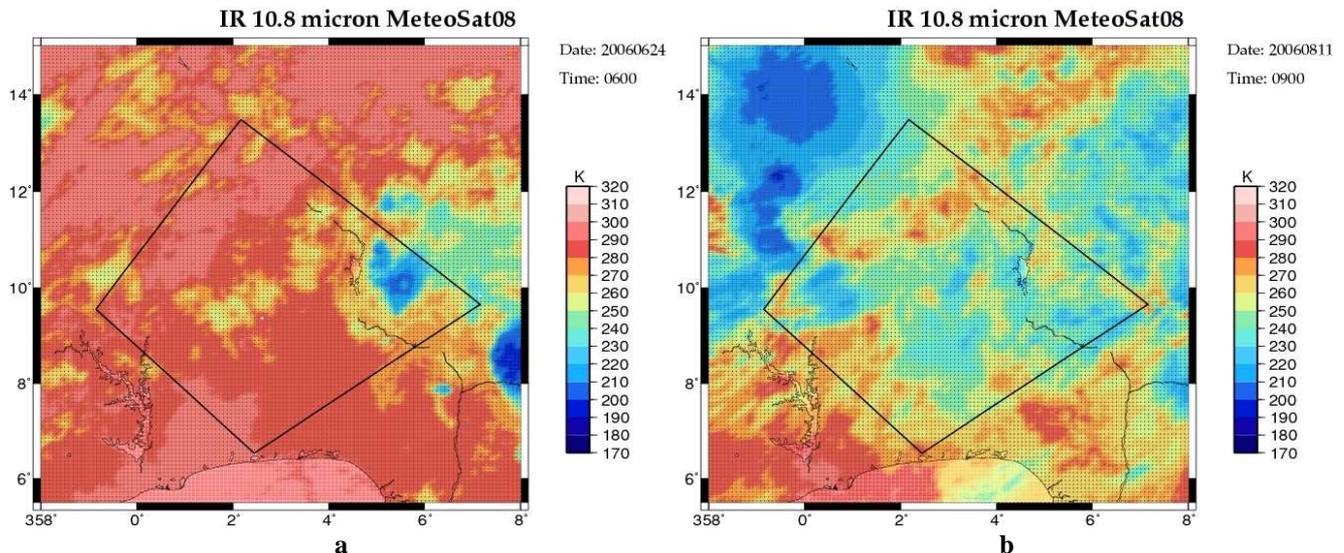


Figure IV-13 : Image Infra Rouge MSG du quadrilatère Sud (a) le 24 juin 2006 à 06h, (b) le 11 Août 2006 à 09h. (Rouge = température élevée, bleue = température basse).

Les deux cas choisis ont deux configurations convectives différentes. Le cas du 24 juin présente très peu de convection dans la zone du quadrilatère, contrairement au cas du 11 Août, pour lequel une majeure partie du quadrilatère est sous l'influence de la convection, même si par endroit cette influence est très faible. Ces deux configurations permettent d'évaluer la pertinence de la restitution de MANDOPAS.

La restitution MANDOPAS, pour les deux exemples, et pour les deux séries temporelles des POI, est réalisée sur un domaine de $1000 * 1000 * 16$ km, avec un ordre de développement selon la verticale de 20 correspondant à un filtrage de structure inférieur à 280 m. Les données U et V extraites des 5 radiosondages sont exploitées jusqu'à 16 km d'altitude.

3.2.1. Cas du 24 Juin 2006 à 0600 UTC

3.2.1.1. Champs de vents horizontaux

La comparaison directe (Figure IV-14) entre les radiosondages (courbe rouge) et les restitutions (courbe verte) montrent un bon accord avec un lissage lié au filtrage des structures verticales inférieures à 280 m. Seul le site de Tamale n'est pas aussi satisfaisant que les autres sites, suggérant que le champ réel possède une composante non bilinéaire.

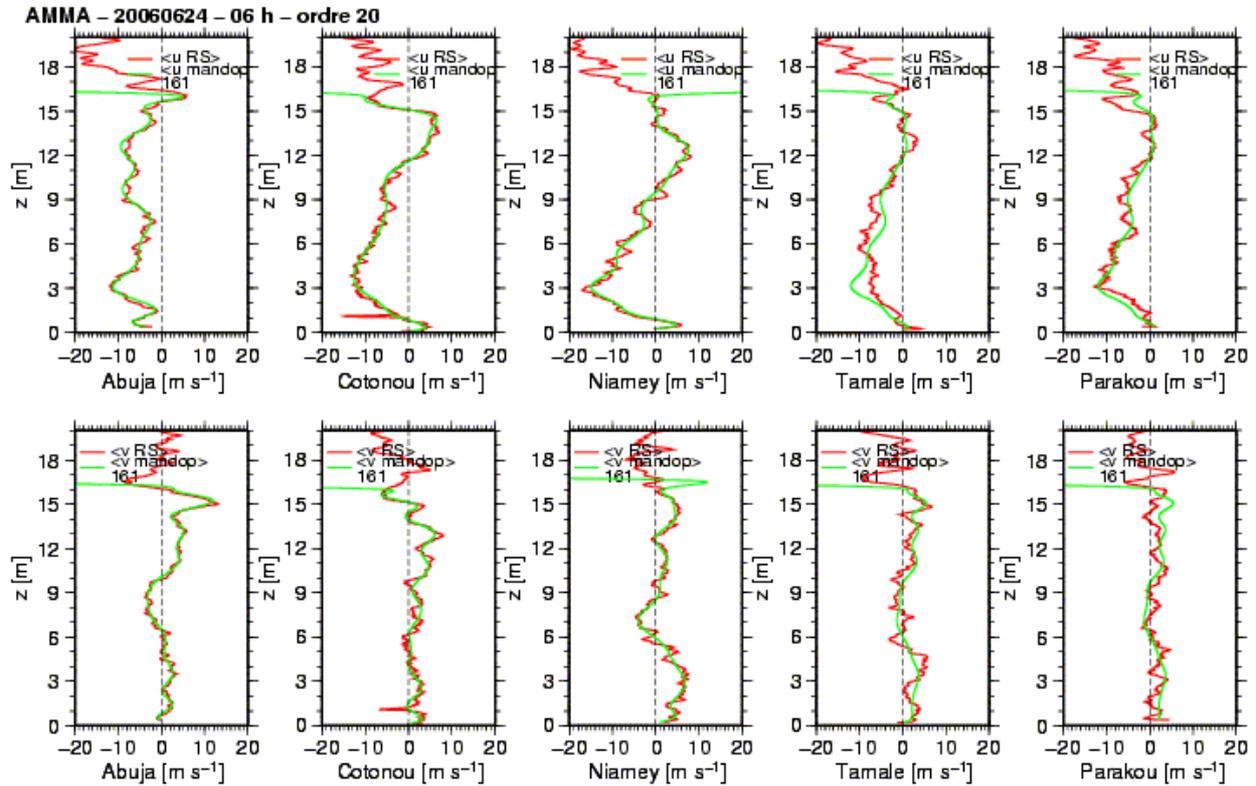


Figure IV-14 : Comparaison entre les profils verticaux U et V issus des radiosondages (courbe rouge) et les restitutions de MANDOPAS (courbe verte), pour chaque site de mesure, lors du 24 Juin 2006 à 06h.

Chaque colonne présente les composantes zonale et méridienne pour chaque site de mesure de radiosondages (radiosondage = rouge ; MANDOPAS = vert).

3.2.1.2. Champ de vitesse verticale

La Figure IV-15 donne la restitution MANDOPAS de l'ensemble des paramètres du champ. En ce qui concerne les divergences horizontale (courbe rouge) et verticale (courbe verte), on observe une parfaite superposition, comme le montre la courbe d'erreur sur la divergence. La divergence obtenue par MANDOPAS se montre en accord avec celle déduite directement des radiosondages (courbe bleu foncé). La différence constatée entre 6 et 14 km résulte du fait que cette dernière est déduite du calcul des gradients de vent en x et y entre les radiosondages, qui ne sont pas régulièrement espacés. Ceci conduit à une vitesse verticale qui diverge en altitude (courbe bleu ciel Figure IV-15).

Pour finir, 4 estimations de la vitesse verticale sont quantifiées comme précédemment soit restituée par MANDOPAS (courbe rouge), soit à partir de la divergence restituée par MANDOPAS sans correction d'O'brien (courbe bleu foncé) ou avec (courbe verte) soit enfin obtenue avec l'estimation directe de la divergence à partir des radiosondages en calculant

$\left(\frac{\delta u}{\delta x} + \frac{\delta v}{\delta y} \right)$ (courbe bleu ciel). Ces différentes vitesses verticales se montrent en bon accord.

Les courbes rouge, verte et bleu foncé sont confondues. La courbe bleu ciel suit la même

variation que les autres mais se différencie à partir de 6 km d'altitude du fait d'une divergence plus importante.

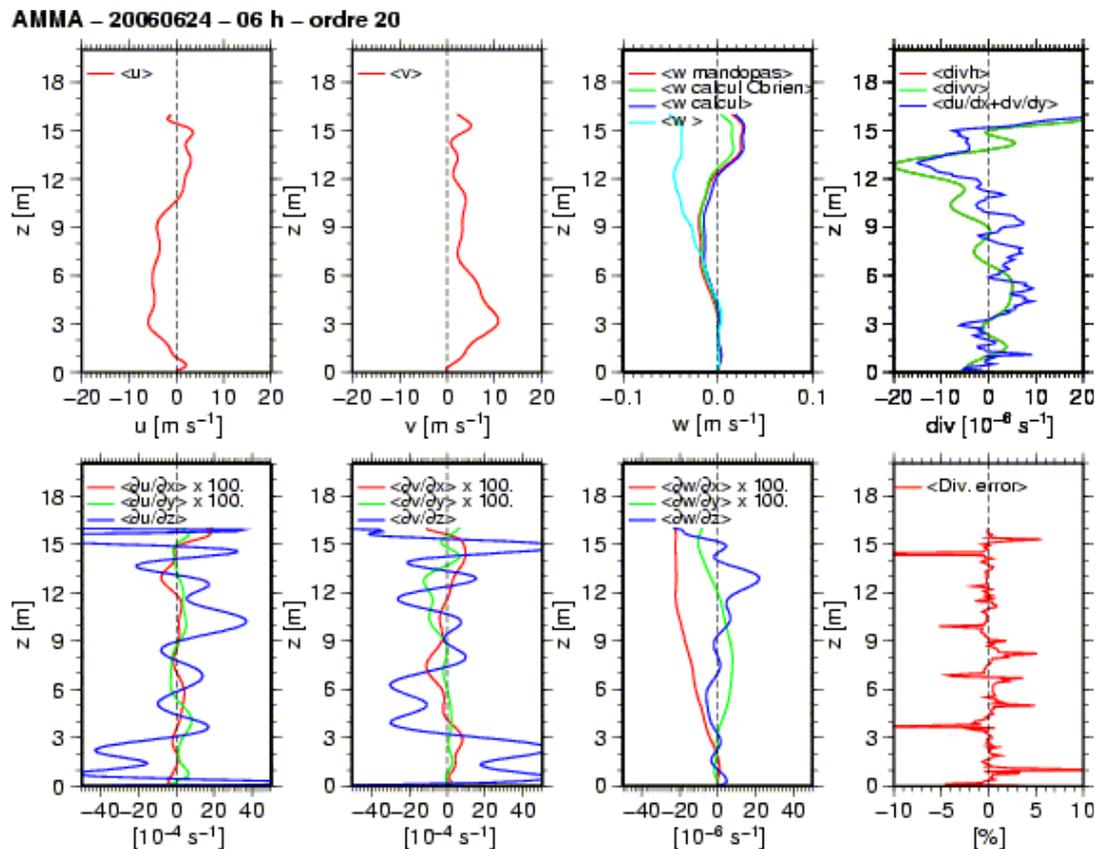


Figure IV-15 : Restitution du champ vent mesuré le 24 Juin 2006 à 06h. Sur la première ligne, chaque figure présente de gauche à droite les données analytiques simulées (bleu ciel) et restituée (rouge) pour la composante zonale, la composante méridienne, la composante verticale du vent, et la divergence. La seconde ligne présente les dérivées en x (rouge), y (vert), z (bleu) des différentes composantes du vent, et l'erreur entre les divergences horizontale et verticale restituées.

Les différentes vitesses verticales mettent en évidence une vitesse nulle entre 0 et 3 km, puis une subsidence entre 3 et 13 km, surmontée d'une faible ascendance entre 13 et 16 km. Les vitesses nulles et subsidentes entre 0 et 13 km sont en accord avec l'image infra rouge issue de MSG, qui montre peu de convection à cet instant.

3.2.2. Cas du 11 Août 2006 à 0900 UTC

3.2.2.1. Champs de vents horizontaux

Le cas d'étude du 11/08/2006 à 09h conduit aux mêmes conclusions que précédemment. Seul le radiosondage de Tamale (Figure IV-16) n'est pas parfaitement ajusté. Ceci pourrait suggérer un biais de mesure, ou de la réception de la mesure elle-même.

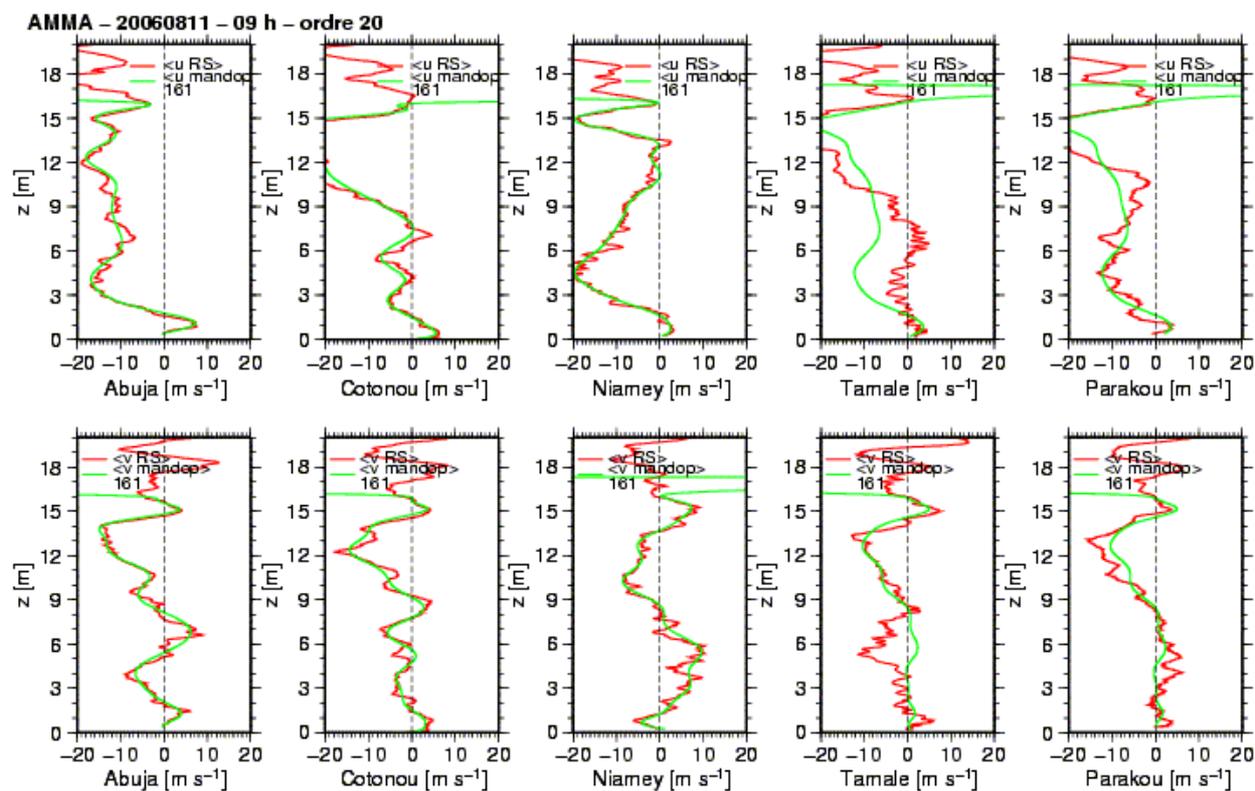


Figure IV-16 : Comparaison entre les profils verticaux U et V issus des radiosondages (courbe rouge) et les restitutions de MANDOPAS (courbe verte), pour chaque site de mesure, lors du 11 Août 2006 à 09h.

Chaque colonne présente les composantes zonale et méridienne pour chaque site de mesure de radiosondages (radiosondage = rouge ; MANDOPAS = vert).

3.2.2.2. Champ de vitesse verticale

Les restitutions moyennes (Figure IV-17), encore une fois, sont en bon accord avec les observations. Les divergences horizontale et verticale sont similaires, et ont la même structure que la divergence issue des radiosondages, bien que la divergence déduite directement des radiosondages soit supérieure à celle restituée par MANDOPAS entre 3 et 13 km. A partir de 13 km, les divergences sont identiques.

Les vitesses verticales présentent une même tendance avec une ascendance en altitude qui est maximale dans le cas du calcul à partir de la divergence obtenue directement des radiosondages (courbe bleu ciel). La vitesse MANDOPAS (courbe bleu foncé), la vitesse calculée à partir de la divergence MANDOPAS (courbe bleu foncé) et vitesse corrigée par O'brien (courbe verte) sont superposées. Cependant, la vitesse corrigée par O'brien se différencie des deux autres vitesses entre 15 et 16 km d'altitude. Cette différence est due à la correction d'O'brien qui impose que la vitesse verticale soit nulle à 16 km, ce qui ne semble pas justifié dans le cas présent.

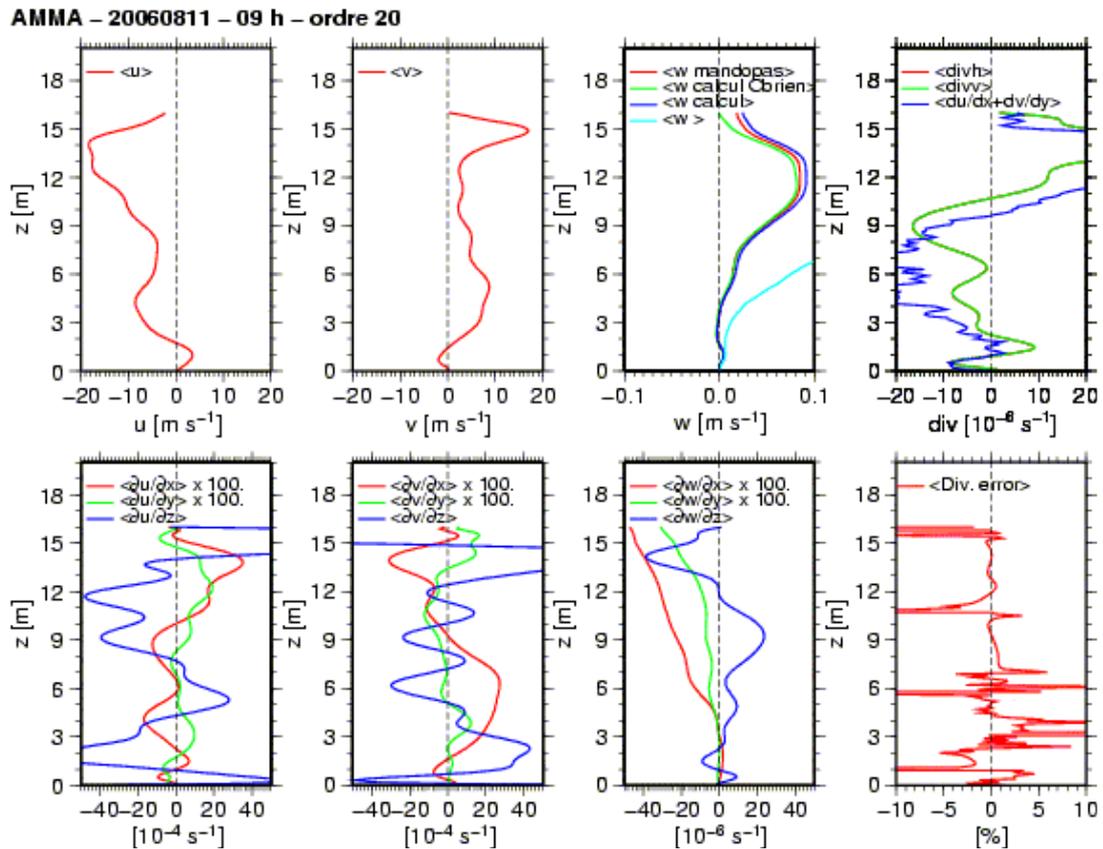


Figure IV-17 : Restitution du champ de vent mesuré le 11 Août 2006 à 09h. Sur la première ligne, chaque figure présente de gauche à droite les données analytiques simulées (bleu ciel) et restituée (rouge) pour la composante zonale, la composante méridienne, la composante verticale du vent, et la divergence. La seconde ligne présente les dérivées en x (rouge), y (vert), z (bleu) des différentes composantes du vent, et l'erreur entre les divergences horizontale et verticale restituées.

Les différentes vitesses restituées et calculées par MANDOPAS montrent une ascendance sur toute la colonne. Cette restitution est en accord avec l'observation faite par le satellite MSG. En effet, l'ensemble du quadrilatère est sous une masse nuageuse importante, traduisant la présence de convection.

3.2.3. Séries temporelles

Afin d'obtenir une vision d'ensemble des résultats, les restitutions de MANDOPAS réalisées à partir des RS sur les deux périodes POI de la campagne AMMA, ont été regroupées en séries temporelles (Figure IV-18). Ces séries temporelles sont altérées par la qualité des RS. En effet, certains RS sont manquant ou incomplets, ce qui ne permet pas d'accéder à des restitutions MANDOPAS 3D correctes et fiables.

Sur ces séries sont clairement identifiables les principales composantes de la dynamique atmosphérique tropicale. La série temporelle de la vitesse zonale en Juin, indique la présence du STJ avant sa migration, ainsi que l'AEJ. Sur la série temporelle d'Août, le TEJ

est maintenant visible, ainsi que l'AEJ mais par période. Les séries temporelles mettent aussi en évidence l'épaississement du flux de mousson entre Juin et Août.

Pour les séries temporelles de la vitesse méridienne, des pulses de vitesse négative sont identifiables. Ces pulses de périodicité de 3 à 5 jours, pourraient être la signature d'onde d'Est (AEW).

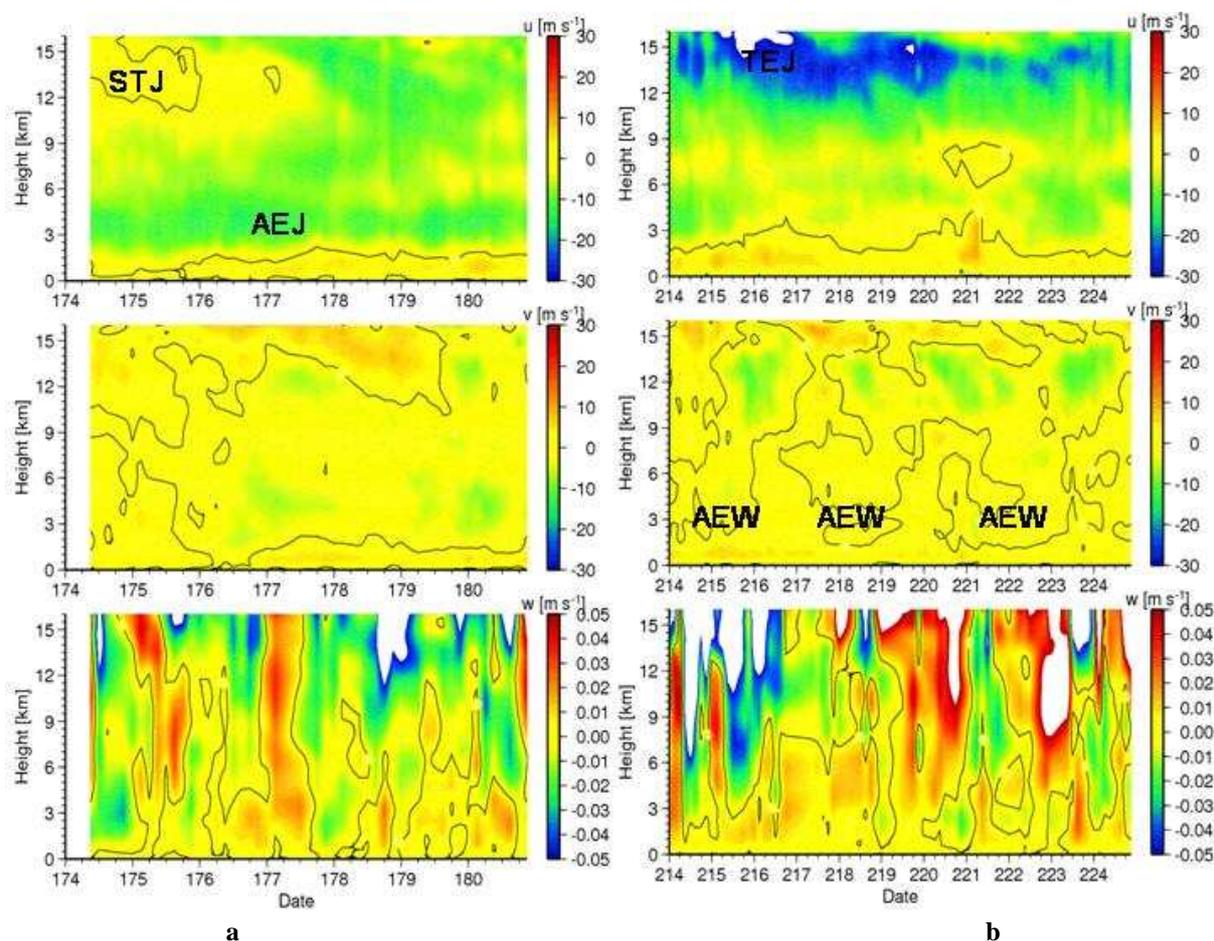


Figure IV-18 : Séries temporelles des restitutions de u , v et w (a) la POI du 24 (174) au 30 (180) Juin (b) de la POI du 2(214) au 12 (224) Août.

Nous avons vu dans les précédentes sections, que la composante verticale du vent restituée par MANDOPAS était soit en accord avec les observations réalisées par MSG, soit en accord avec les vitesses simulées par MésO-NH. En prolongeant ces comparaisons sur les séries temporelles, on peut corrélérer les vitesses verticales restituées positives aux passages de lignes de grains sur le quadrilatère. Ainsi les périodes autour des jours 177, 179, 214, 215, 222 au 224 indiquent la présence des lignes de grains plus ou moins intenses et étendues qui balayent l'espace du quadrilatère.

Une comparaison avec les séries temporelles de vitesses verticales issues des analyses du Centre Européen et du NCEP/NCAR, montre des alternances similaires de vitesses verticales indiquant une bonne représentation des ondes d'Est ou des périodes de convection.

3.3. Restitutions des bilans de chaleur et d'humidité

A partir de champs restitués par la méthode MANDOPAS, des bilans de chaleur (Q_1) et d'eau (Q_2) sont calculés de façon systématique dans la zone du quadrilatère lors des deux POI de la campagne AMMA. Pour ce faire, les équations utilisées sont les suivantes (Annexe C):

$$Q_1 = \left(\frac{P}{P_0} \right)^{Ra/c_p} \left[\underbrace{\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t}}_1 + \underbrace{\left(\bar{u} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y} \right)}_2 + \underbrace{\bar{w} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}}_3 \right] \quad (\text{IV-21})$$

$$Q_2 = \underbrace{\frac{-L_v}{c_p} \frac{\partial \bar{q}}{\partial t}}_1 + \underbrace{\frac{-L_v}{c_p} \left(\bar{u} \frac{\partial \bar{q}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{q}}{\partial y} \right)}_2 + \underbrace{\frac{-L_v}{c_p} \bar{w} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z}}_3 \quad (\text{IV-22})$$

Ces équations sont composées de trois termes, permettant d'identifier les différentes sources de production de Q_1 et de Q_2 . La variation temporelle locale (eulérienne) (1), l'advection horizontale (2), et les transports verticaux (3). Les trois composantes du vent, ainsi que l'humidité spécifique proviennent de la méthode analytique MANDOPAS.

Le Q_1 donne les sources et les puits de chaleur dans l'atmosphère. L'estimation du Q_2 permet d'aboutir à l'estimation des puits et des sources d'humidité dans l'atmosphère. Il y a ainsi refroidissement et humidification lorsque respectivement Q_1 et Q_2 sont négatifs, et à l'inverse lorsque Q_1 et Q_2 sont positifs, un réchauffement et un assèchement (Yanai *et al.*, 1973).

3.3.1. Evaluation des bilans à partir des radiosondages de l'expérience AMMA

Le cas de 11 Août 2006 à 00h est sélectionné pour illustrer les résultats de ces bilans. Ce cas présente l'intérêt d'avoir une forte convection au centre du quadrilatère (Figure IV-19).

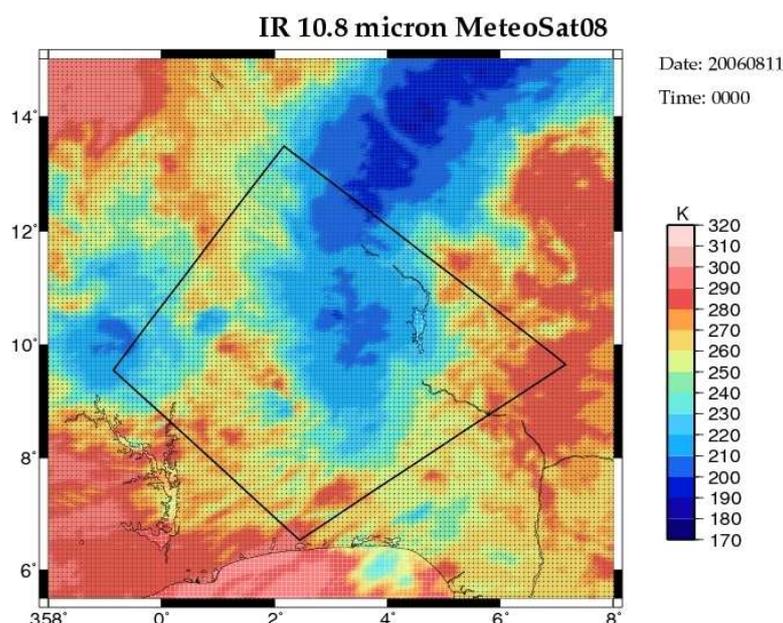


Figure IV-19 : Image Infra Rouge de MSG du 11 Août 2006 à 00H. (Rouge = température élevée, bleu = température basse)

Les bilans de chaleur et d'eau sont calculés à partir des équations (IV-21) et (IV-22), avec deux incréments temporels différents (δt : 6h ou 12h). Les vitesses des 3 composantes du vent utilisées proviennent des restitutions effectuées précédemment avec la méthode MANDOPAS. L'incrément temporel modifie les profils de Q_1 et de Q_2 (Figure IV-20 et Figure IV-21). En effet, l'impact de la ligne de grains sur l'environnement ne sera pas aussi important sur une période de temps de 12h que pour une période de 6h, puisque son temps de résidence dans le domaine d'étude sera plus faible.

Pour le Q_1 (Figure IV-20), la structure verticale est caractérisée par une perte de chaleur à basse altitude, du sol à 4-5 km, puis une source de chaleur à moyenne altitude qui atteint son maximum à 9 km d'altitude.

Pour le Q_2 (Figure IV-21), il en ressort que du sol à 2 km le Q_2 est négatif. De 2 à 6 km, le Q_2 croît de façon régulière pour atteindre son maximum entre 6 et 8 km. Puis, de 8 à 12 km celui-ci décroît. Le Q_2 calculé par MANDOPAS possède la même structure verticale, avec une intensité proche de la précédente.

Les profils Q_1 et Q_2 obtenus par la restitution MANDOPAS, se montrent en très bon accord avec ceux obtenus par plusieurs auteurs (Yania *et al.*, 1973 ; Yang et Smith, 2000 ; Frank et McBride, 1989 ; Frank *et al.*, 1996 ; Johnson et Young, 1983 ; Johnson, 1984 ; Tao *et al.*, 1993 ; Nitta, 1977 ; Houze, 1982 ; Chong et Hauzer, 1990, Ogura et Cho, 1973, Schumacher *et al.*, 2008). A titre d'exemple, ces bilans sont en tout point identiques à ceux de la littérature (Figure IV-22).

On observe cependant quelques différences d'intensité. Ces différences peuvent s'expliquer par le fait que dans le calcul des bilans réalisé ici, les parties stratiforme et convective ne sont pas dissociées.

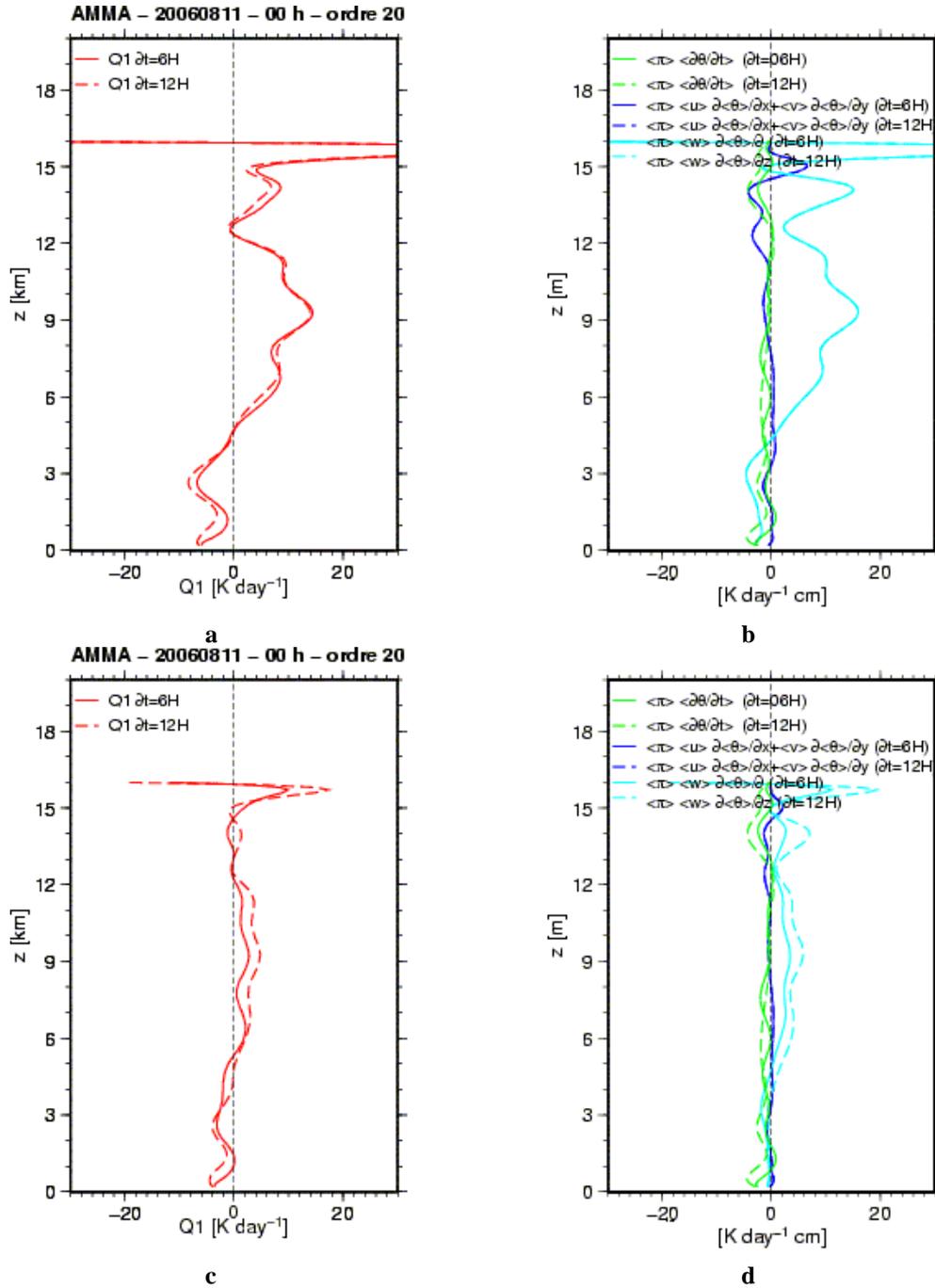


Figure IV-20 : Profil verticaux (a) du Q_1 avec δt : 6h en trait plein, et δt : 12h en pointillés (b) des différentes composantes du Q_1 avec une moyenne spatiale pour les 3 composantes du vent. Profile verticaux (c) du Q_1 avec δt : 6h en trait plein, et δt : 12h en pointillés et (d) des différentes composantes du Q_1 , avec une moyenne spatiale et temporelle pour les 3 composantes du vent. En vert la composante temporelle (δt : 6h trait plein, δt : 12h en pointillé), en bleu foncé la composante horizontale, et en bleu ciel la composante verticale.

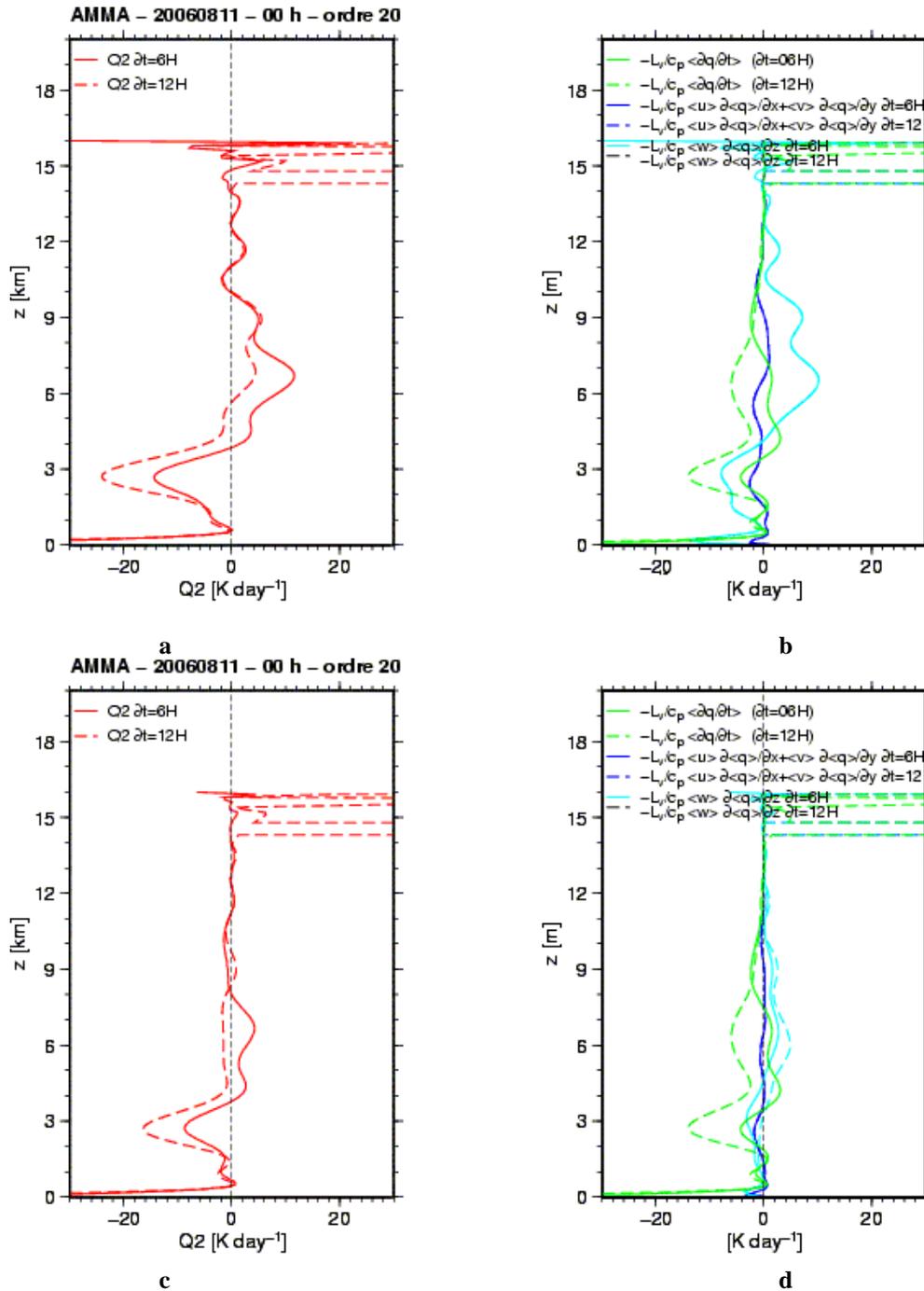


Figure IV-21 : Profil verticaux (a) du Q_2 avec δt : 6h en trait plein, et δt : 12h en pointillés (b) des différentes composantes du Q_2 avec une moyenne spatiale pour les 3 composantes du vent. Profil verticaux (c) du Q_2 avec δt : 6h en trait plein, et δt : 12h en pointillés et (d) des différentes composantes du Q_2 avec une moyenne spatiale et temporelle pour les 3 composantes du vent. En vert la composante temporelle (δt : 6h trait plein, δt : 12h en pointillé), en bleu foncé la composante horizontale, et en bleu ciel la composante verticale.

Le calcul du bilan de chaleur avec deux intégrations temporelles différentes (δt : 6h ou 12h), ne montre pas de différence significative (Figure IV-20). Une décroissance de chaleur existe lorsque l'on calcul sur un temps plus long, mais reste très faible.

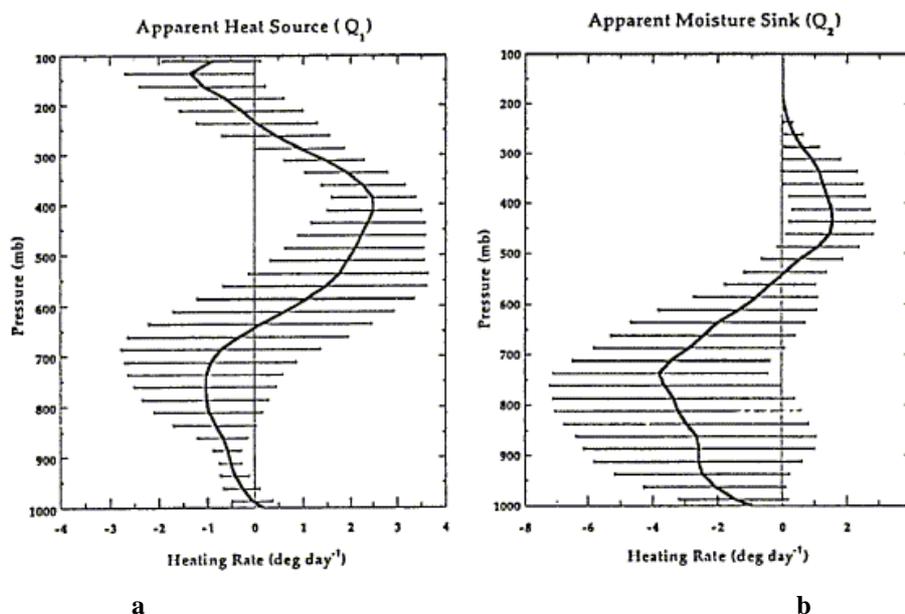


Figure IV-22 : Profils verticaux de (a) Q_1 et (b) Q_2 obtenu par Yang et Smith (2000) lors de la campagne TOGA-COARE lors de système stratiforme.

Le calcul du bilan d'eau avec deux intégrations temporelles différentes (δt : 6h ou 12h) présentent la même structure verticale (Figure IV-21-a), même si une différence d'intensité existe entre les altitudes 2 et 9 km. Le calcul avec un δt de 12h provoque un déplacement vers les valeurs négatives. La Figure IV-21-b donne des profils verticaux des 3 termes de productions correspondants. Le profil de Q_2 est gouverné en grande partie par le terme advection verticale, avec un apport d'humidité en basses couches (0 à 4 - 5 km), et un puits d'humidité pour le reste du profil vertical. La différence entre les deux Q_2 résulte de la tendance eulérienne. La différence entre les deux calculs de tendance eulérienne (δt : 6h ou 12h) est provoquée par un temps de résidence différent de la convection dans le quadrilatère. Lors du calcul du Q_2 sur une plage horaire de 12 h, le temps de présence de la ligne de grains est proportionnellement moins important dans le quadrilatère que lors du calcul du Q_2 sur 6 h. La perte d'influence des transports verticaux induite par la convection provoque une diminution de l'impact de ces transports dans le bilan d'eau de la ligne de grains. Ceci explique que la composante verticale soit plus faible lorsque le bilan d'eau est calculé avec une intégration temporelle de 12h au lieu de 6h.

Pour évaluer l'impact hydrique d'une ligne de grains sur son environnement avec précision, le pas de temps doit donc être adapté au temps de résidence de la ligne de grains dans le quadrilatère. Pour le cas du 11 Août, l'évolution de Q_2 avec un pas de temps de 6 h est plus adaptée.

Le second test réalisé sur ces bilans est effectué sur les moyennes des composantes du vent. Ces composantes sont dans un premier temps moyennées spatialement sur tout le domaine sur un seul pas de temps (Figure IV-20 et Figure IV-21, a et b), puis spatialement et temporellement sur les 3 pas de temps (Figure IV-20 et Figure IV-21, c et d). Comme le montrent les illustrations, ces différentes moyennes ont une influence importante sur l'intensité de ces bilans, mais pas sur leurs structures verticales. La différence engendrée par le type de moyenne est plus importante que l'intégration temporelle des bilans.

Pour l'étude réalisée, la moyenne utilisée sera seulement de type spatial.

Une normalisation avec les précipitations est effectuée (Figure IV-23, Figure IV-24) afin de pouvoir comparer les bilans issus de différents systèmes de convection entre eux et ceux issus d'autres régions géographiques. L'estimation des précipitations sur le domaine de calcul des bilans est réalisée grâce aux données EPSAT-SG. Pour le cas d'étude du 11 Août 2006 à 0000 UTC, le cumul de précipitations estimé est de $14,4075 \text{ cm.jour}^{-1}$ sur tout le domaine. La structure verticale des bilans n'est pas modifiée par la normalisation, seule l'intensité de ces bilans varie. Une rapide évaluation des bilans normalisés obtenus avec ceux issus de la littérature montre que les structures sont proches, ainsi que les intensités des puits et sources après la normalisation effectuée (Thompson *et al.*, 1979 ; Lin et Johnson, 1996 ; Yang et Smith, 2000).

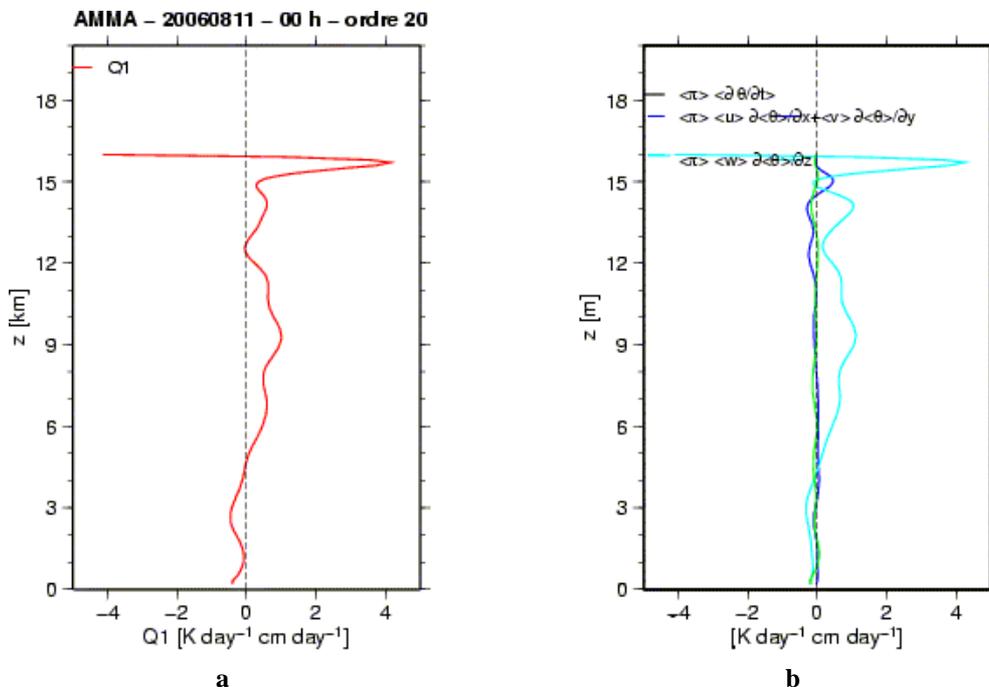


Figure IV-23 : Profil verticaux normalisés par le cumul des précipitations sur un jour (a) du Q_1 (b) des différentes composantes du Q_1 . En vert la composante temporelle, en bleu foncé la composante horizontale, et en bleu ciel la composante verticale.

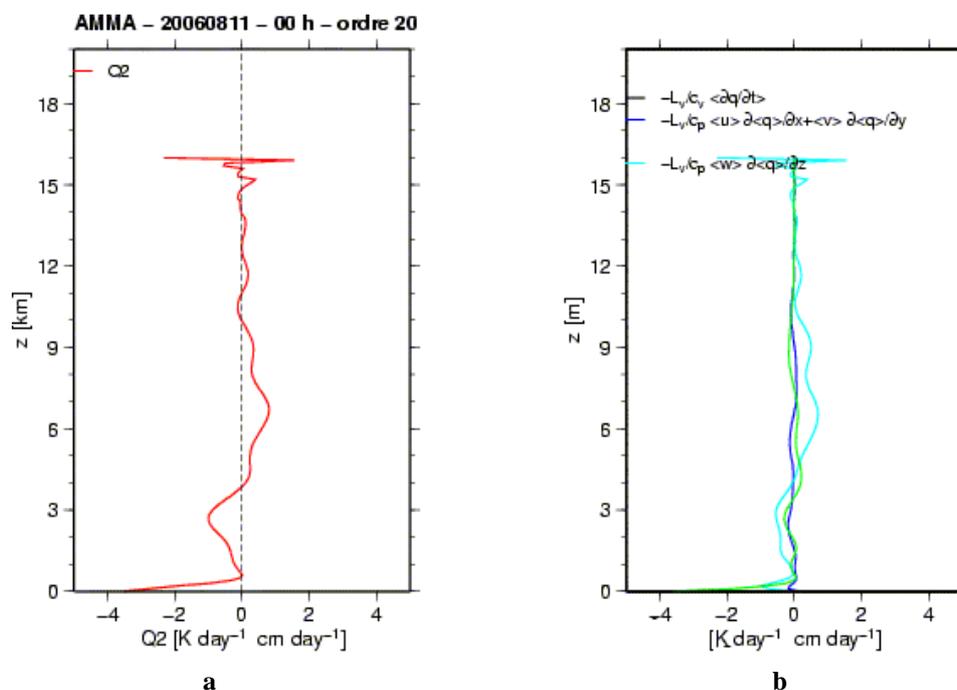


Figure IV-24 : Profil verticaux normalisés par le cumul des précipitations sur un jour (a) du Q_2 (b) des différentes composantes du Q_2 . En vert la composante temporelle, en bleu foncé la composante horizontale, et en bleu ciel la composante verticale.

La normalisation des bilans par le cumul des précipitations sur une journée ne sera pas appliquée par la suite. La principale raison est que cette normalisation peut introduire des erreurs importantes dues à celle sur l'estimation des pluies. En effet, l'estimation des précipitations sur la zone de calcul des bilans est réalisée à partir d'un produit statistique de grande échelle (EPSAT-SG). De plus, l'étude a pour but d'évaluer les contributions réelles des différents types de convection rencontrés en Afrique de l'Ouest lors de la mousson sur leurs environnements.

L'étude des différents termes de l'équation montre que les transports verticaux sont à l'origine des sources et puits du bilan de chaleur et d'eau. L'inversion de signe des bilans correspond à l'iso 0°C , passage de la phase liquide à la phase glace avec des ascendances au dessus et des subsidences en dessous, configuration caractéristique d'une situation stratiforme.

3.3.2. Evaluation des bilans à partir du Centre Européen

Un des objectifs de la campagne AMMA est d'étudier l'impact de la convection sur le bilan d'eau à l'échelle de l'Afrique de l'ouest. Dans le but de réaliser cette étude systématique, de pallier les limites en couverture spatiale et temporelle de la campagne de mesure, et d'étendre l'étude aux périodes n'entrant pas dans les deux POI, une évaluation des

bilans d'eau à partir des données Opérationnelles à fine échelle du Centre Européen est intéressante. Ceci n'est envisageable que si les bilans issus de ces données sont réalistes. C'est pourquoi une évaluation des bilans issus du Centre Européen à l'aide de ceux issus des radiosondages a été faite.

La restitution de ces bilans de Q_1 et de Q_2 issus du Centre Européen peut se faire en utilisant le même protocole que les restitutions à partir des radiosondages réalisés lors de la campagne AMMA, mais avec une résolution temporelle de 12 h, puisque les données du Centre Européen ne sont disponibles qu'à un pas de 6h. Pour chacun des cinq sites de lâcher des radiosondes, un profil (pression) de vent horizontal, un profil de température potentielle et un profil d'humidité spécifique sont extraits des données de l'ECMWF. La version de MANDOPAS 3D utilisée est strictement identique à celle utilisée pour les radiosondages.

Les Figure IV-25 et Figure IV-26 présentent un exemple de résultat obtenu pour le 11 Août 2006 à 0000 UTC avec les radiosondages (a) et avec les profils de l'ECMWF (b). Les profils de vent horizontaux sont identiques pour les deux types de données. La restitution de la vitesse verticale par MANDOPAS 3D présente le même profil vertical du sol jusqu'à 9 km d'altitude. Au-delà de cette altitude, les vitesses verticales se différencient fortement. Pour l'humidité, la principale différence réside dans l'intensité, le modèle présente un déficit hydrique de l'ordre de 3 à 5 g/kg dans les basses couches.

La comparaison entre les bilans de chaleur obtenus soit avec les données des radiosondages, soit avec les sorties de modèles, donne une structure verticale identique, avec un refroidissement en basses couches, et un réchauffement en altitude (Figure IV-25). Le changement de signe du bilan, pour les deux jeux de données intervient à 4-5 km. Pour les deux restitutions, la composante verticale domine le bilan de chaleur. Les maxima négatifs sont localisés aux mêmes altitudes, contrairement aux maxima positifs. L'intensité entre les deux bilans est aussi du même ordre de grandeur jusqu'à 6 km. Au dessus de cette altitude, le bilan calculé à partir du Centre Européen sous-estime la réalité. Ces différences sont principalement dues à la différence observée sur la vitesse verticale.

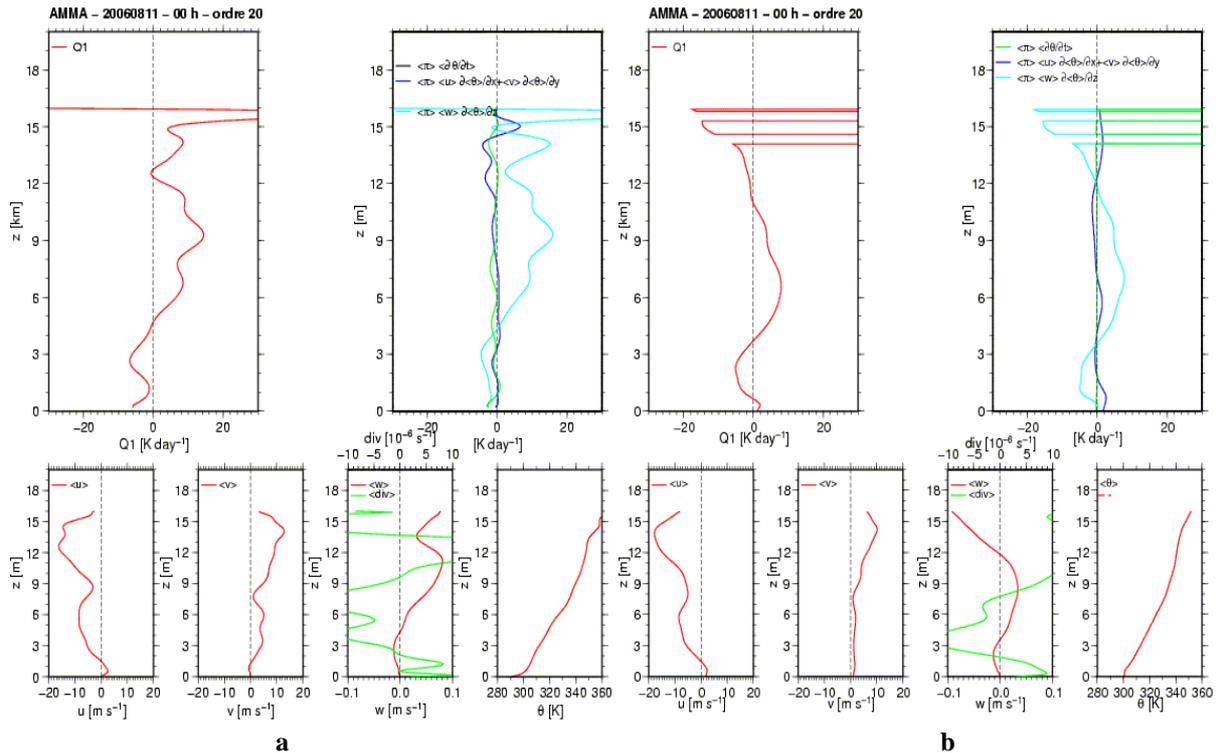


Figure IV-25 : Restitution du bilan de chaleur du 11 Août 2006 à 0000 UTC (a) à partir des radiosondages de la campagne AMMA, et (b) à partir de profils extraits des données Opérationnelle du Centre Européen. Chaque figure présente le profil de Q_1 , et ses différents termes, puis les composantes du vent (u , v , w), la divergence verticale, et la température potentielle équivalente restituée par MANDOPAS.

Les bilans Q_2 obtenus présentent le même profil vertical (Figure IV-26). Du sol à 4-5 km, le profil met en évidence une source d'humidité avec un maximum vers 2-3 km, puis présente un puits d'humidité sur le reste de la colonne atmosphérique. Les structures verticales des différents termes de l'équation sont proches, seule la composante temporelle diffère à 4 km. Le bilan d'eau est principalement dirigé par la composante verticale et par la composante temporelle. Les zones de source (puits) d'humidité générées par les transports verticaux correspondent à des subsidences (ascendances). La différence d'intensité constatée résulte du déficit d'humidité sur les radiosondages.

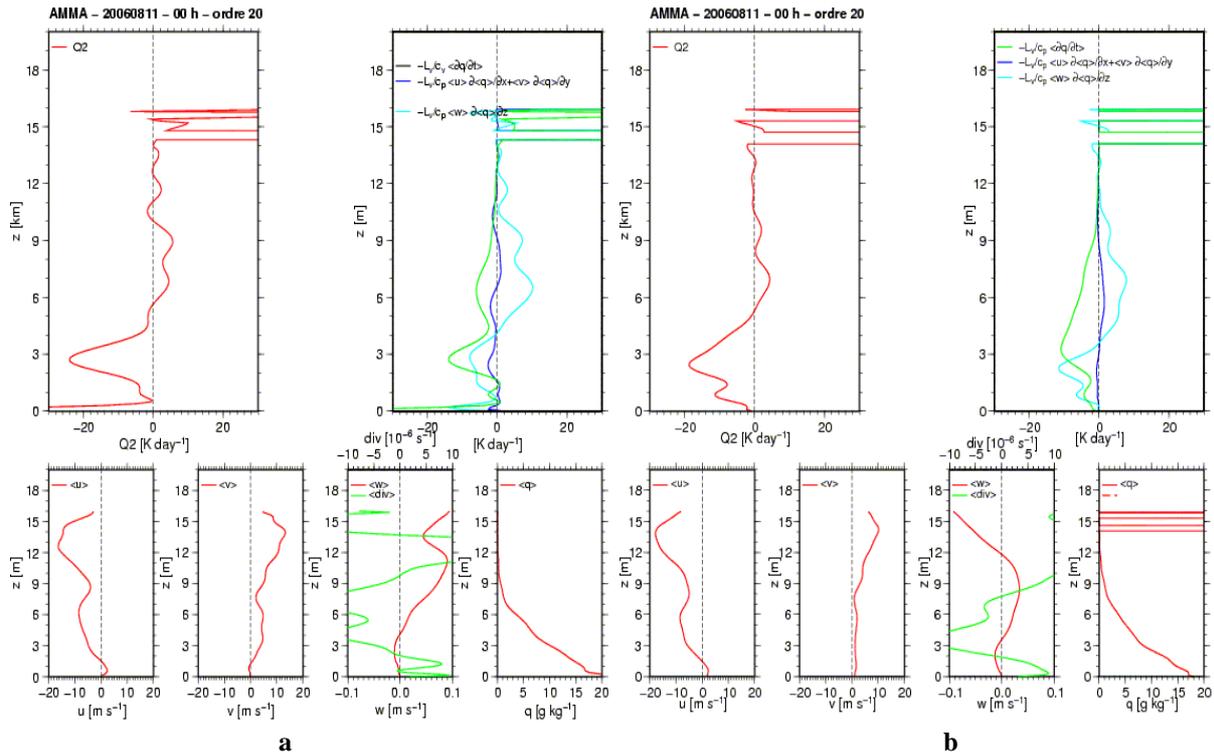


Figure IV-26 : Restitution du bilan d'eau du 11 Août 2006 à 0000 UTC (a) à partir des radiosondages de la campagne AMMA, et (b) à partir de profils extraits des données Opérationnelle du Centre Européen. Chaque figure présente le profil de Q_2 , et ses différents termes, puis les composantes du vent (u , v , w), la divergence verticale, et l'humidité spécifique restituée par MANDOPAS.

Pour pallier les défauts de mesure lors de la campagne AMMA (zones non couvertes par les mesures ou absence de mesure), le recours aux données du Centre Européen semble possible et peut permettre d'évaluer qualitativement les bilans, en particulier les zones sources et puits de chaleur et d'humidité.

3.3.3. Evolution des bilans lors du passage d'une ligne de grains

La ligne de grains du 28 juillet 2006 traverse de part en part le quadrilatère de radiosondage de 0000 UTC à 1200 UTC. Cette ligne de grains ne fut pas idéalement échantillonnée par le réseau de radiosondages mis en place. La ligne de grains s'est produite en dehors des périodes d'observation intensives (POI), ce qui ne permet pas d'avoir une couverture temporelle satisfaisante. Il s'ajoute à cet aléa, un problème sur les mesures du site de Tamale, puisque cette station ne présente aucune mesure lors de cette période. Ce qui ne permet pas d'appliquer MANDOPAS 3D pour évaluer l'impact de cette ligne de grains sur l'environnement, les données du Centre Européen sont considérées.

Quatre instants sont sélectionnés, un avant et après, et deux pendant le passage de la ligne de grains dans le quadrilatère. Avant le passage de la ligne de grains, aucune convection de forte intensité n'est présente dans le quadrilatère, seuls quelques nuages sont présents.

Après le passage de la convection, il ne subsiste que quelques nuages, résidus de la ligne de grains.

3.3.3.1. Bilan de chaleur – Q_1

Avant le passage de la ligne de grains, le bilan de chaleur (Figure IV-27-a) met en évidence un réchauffement des basses couches (du sol à 1 km). Le reste de la colonne subit un refroidissement de l'atmosphère. Le réchauffement en basse altitude est provoqué par la composante temporelle, et le puits de chaleur est dirigé par les transports verticaux. Le refroidissement est le résultat de la dissipation des nuages, qui sont des résidus de la précédente convection.

Lorsque la ligne de grains se trouve dans le domaine de restitution, et qu'elle est en phase de développement, l'étude du Q_1 donne un réchauffement en basses couches et en altitude produit par les transports verticaux. Entre ces deux zones, un refroidissement est observé autour de 7 km, induite par elle aussi par ces transports verticaux. Ces transports verticaux sont à l'origine d'un réchauffement général sur la colonne. Ce réchauffement est caractéristique de la présence de convection (Figure IV-27-b).

A l'échéance suivante, la ligne de grains étudiée est toujours présente dans le domaine de restitution (Figure IV-27-c). Cependant, son impact sur le bilan de chaleur a évolué. Le refroidissement en basses couches et le réchauffement en altitude se sont amplifiés. Les transports verticaux sont à l'origine de ces amplifications. Ainsi, lorsque la vitesse verticale est négative (positive), l'atmosphère se réchauffe (se refroidit). L'inversion de signe de la vitesse verticale, et donc du bilan de chaleur, est observée à 5 km d'altitude.

Enfin, après le passage de la ligne de grains, le bilan de chaleur retrouve son profil initial avec un réchauffement en basses couches, lié aux transports horizontaux, et à la composante temporelle. Sur le reste de la colonne on observe un refroidissement produit par les fortes subsidences de la vitesse verticale (Figure IV-27-d). Ce refroidissement est principalement dû à la dissipation des nuages qui sont restés dans la zone du calcul du bilan, après le passage de la ligne de grains.

La ligne de grains modifie fortement son environnement lors de son passage, par ses ascendances et subsidences.

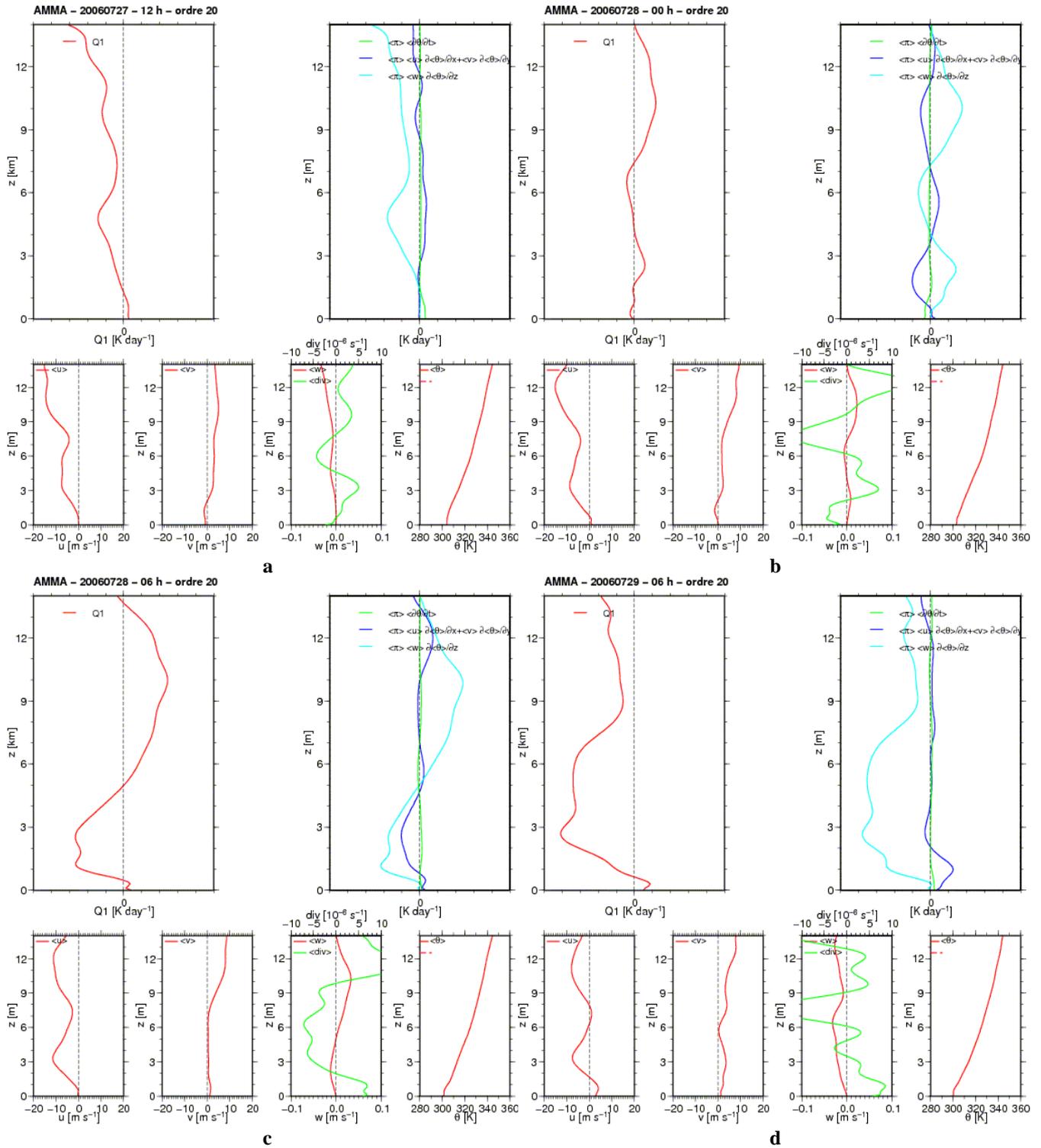


Figure IV-27 : Restitution du champ de vent, d'humidité et du bilan de chaleur lors du passage de la ligne de grains du 28 juillet 2006 : (a) le 27 juillet 2006 à 1200 UTC, (b) le 28 juillet 2006 à 0000 UTC et (c) le 28 juillet 2006 à 0600 UTC et (d) le 29 Juillet 2006 à 0600 UTC. Chaque figure présente le profil de Q_1 , et ses différents termes, puis les composantes du vent (u , v , w), la divergence verticale, et la température potentielle équivalente restituée par MANDOPAS.

3.3.3.2. Bilan d'eau – Q_2

Avant le passage de la ligne de grains (Figure IV-28-a), le 27 juillet 2006 à 1200 UTC, le bilan d'eau présente une faible source d'humidité entre 0 et 6 km. A ces altitudes, le bilan est dominé par un puit d'humidité créé par la composante horizontale, et par une source d'humidité induite par les composantes verticale et temporelle. Au dessus de cette altitude le bilan est nul. On remarque que les transports verticaux induisent une source d'humidité sur toute la colonne. Cette source d'humidité peut être induite par la dissipation des résidus de nuage de la précédente ligne de grains passée dans la zone du calcul du bilan. Inversement, les transports horizontaux engendrent un puits d'humidité.

Lors du passage de la ligne de grains (Figure IV-28-b), le profil de Q_2 présente une source d'humidité dans la colonne entre 0 et 1 km d'altitude, ce qui peut être assimilé au flux de mousson. De 1 km à 3 km la colonne présente un puits d'humidité important résultant des transports verticaux. Cette structure n'est due qu'à l'arrivée de la ligne qui consomme l'humidité. Les différentes composantes du bilan d'eau confirment cette vision, puisque les puits sont totalement dominés par les transports verticaux, et les sources par les deux autres composantes. Ce profil est caractéristique des profils liés à une convection.

A l'échéance suivante (Figure IV-28-c), la ligne de grains est toujours présente dans le quadrilatère. Une source d'humidité est observée dans les basses couches (de 0 à 5 km). Au dessus de cette couche, le bilan est nul. La composante temporelle n'influence que peu le bilan d'eau. La composante horizontale du bilan génère la source d'humidité. Cette zone source est amplifiée par la composante verticale. Les transports verticaux changent de signe entre 4 et 5 km, altitude de l'iso 0°C. A partir de cette altitude, les transports verticaux créent un puits d'humidité. Les variations de signe des transports verticaux résultent de la vitesse verticale, subsidente en dessous de 5 km et ascendante au dessus. Ce profil est identique aux profils correspondant à la partie stratiforme de la convection.

Après le passage de la ligne de grains, le profil de Q_2 met en évidence une forte source d'humidité en basse et moyenne altitude. Les transports verticaux sont à l'origine de cette source d'humidité, via des mouvements subsidents, suggèrent une dissipation des nuages et une évaporation. L'influence des autres termes est négligeable (Figure IV-28-d).

La ligne de grains influence son environnement via les mouvements verticaux, avec une humidification dans les zones de subsidence, et un assèchement dans les zones ascendantes.

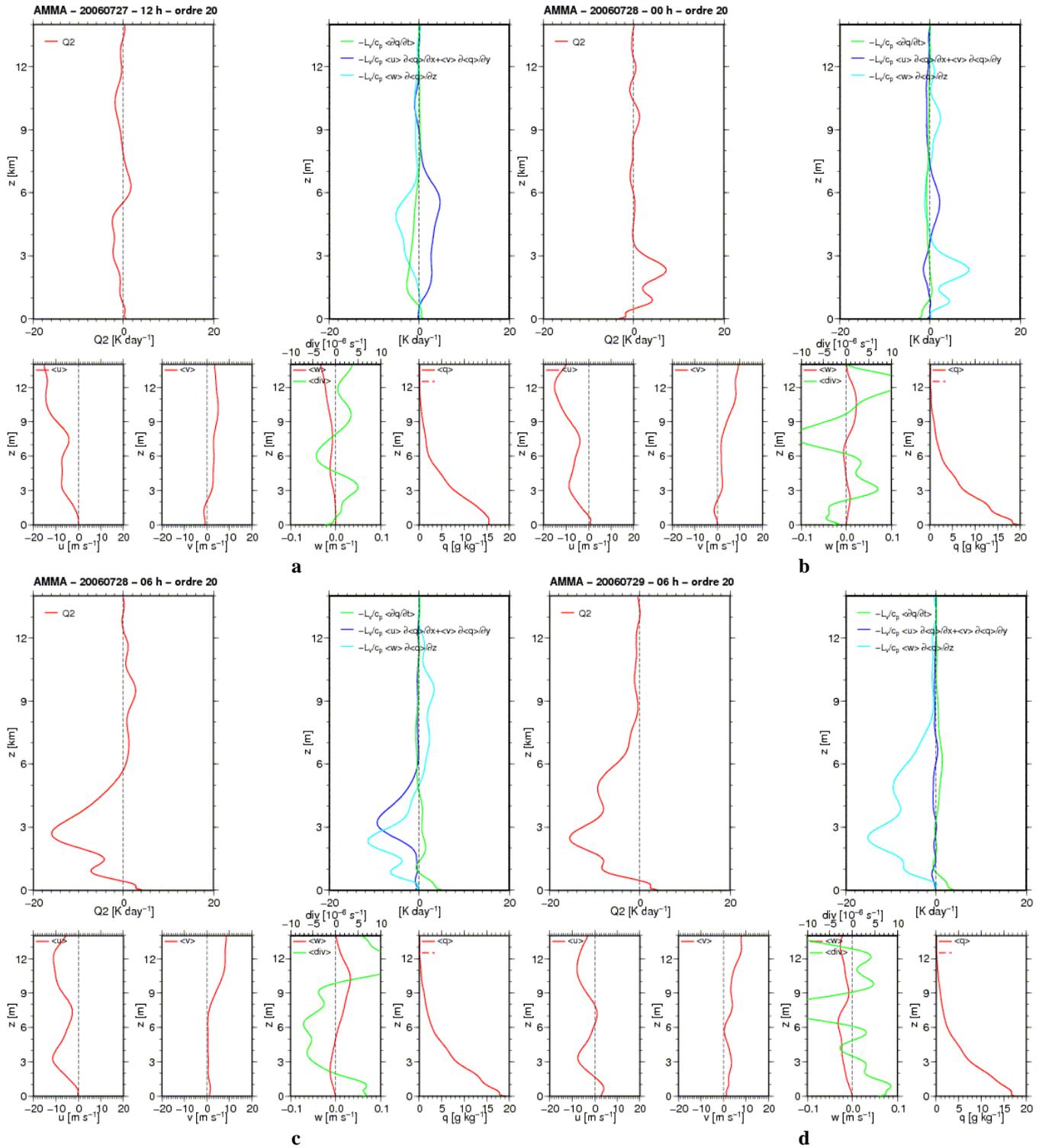


Figure IV-28 : Restitution du champ de vent, d'humidité et du bilan d'eau lors du passage de la ligne de grains du 28 juillet 2006 : (a) le 27 juillet 2006 à 1200 UTC, (b) le 28 juillet 2006 à 0000 UTC et (c) le 28 juillet 2006 à 0600 UTC et (d) le 29 Juillet 2006 à 0600 UTC. Chaque figure présente le profil de Q_2 , et ses différents termes, puis les composantes du vent (u , v , w), la divergence verticale, et l'humidité spécifique restituée par MANDOPAS.

3.3.3.3. Conclusion

L'étude du passage d'une ligne de grains dans le quadrilatère de l'expérience AMMA montre que la ligne de grains joue un rôle prépondérant dans les bilans de chaleur et d'eau en Afrique de l'Ouest. Celle-ci, par ses vitesses verticales ascendantes (subsidentes) provoque un réchauffement (refroidissement) et un assèchement (humidification) de l'atmosphère. L'étude des bilans sur toute une saison de mousson peut aussi permettre de mieux cerner le fonctionnement de la mousson et de ses variations intra-saisonniers, et le rôles des lignes de grains dans ces bilans.

3.3.4. Evolution saisonnière des bilans

Les bilans obtenus par MANDOPAS avec les données du Centre Européen, sont appliqués aux mois de Juin, Juillet et Août 2006, dans le but de documenter leur évolution au cours de la saison de mousson, de cerner l'effet respectif de l'évolution diurne, poussé du flux de mousson, de l'AEJ et des systèmes convectifs.

Dans un premier temps, intéressons nous à la vitesse verticale qui contribue de façon importante à ces bilans. Comme le montre la Figure IV-29, les vitesses verticales positives sont corrélées aux fortes précipitations issues des données EPSAT-SG, et les vitesses verticales négatives à une absence de précipitations. Cependant, certaines périodes de vitesses verticales ascendantes ne correspondent pas à des périodes de précipitations. Il s'avère que pour ces périodes le modèle génère des systèmes précipitants qui ne sont pas observés dans la réalité. Il en résulte donc que toute vitesse verticale ascendante est la signature de mouvement convectif.

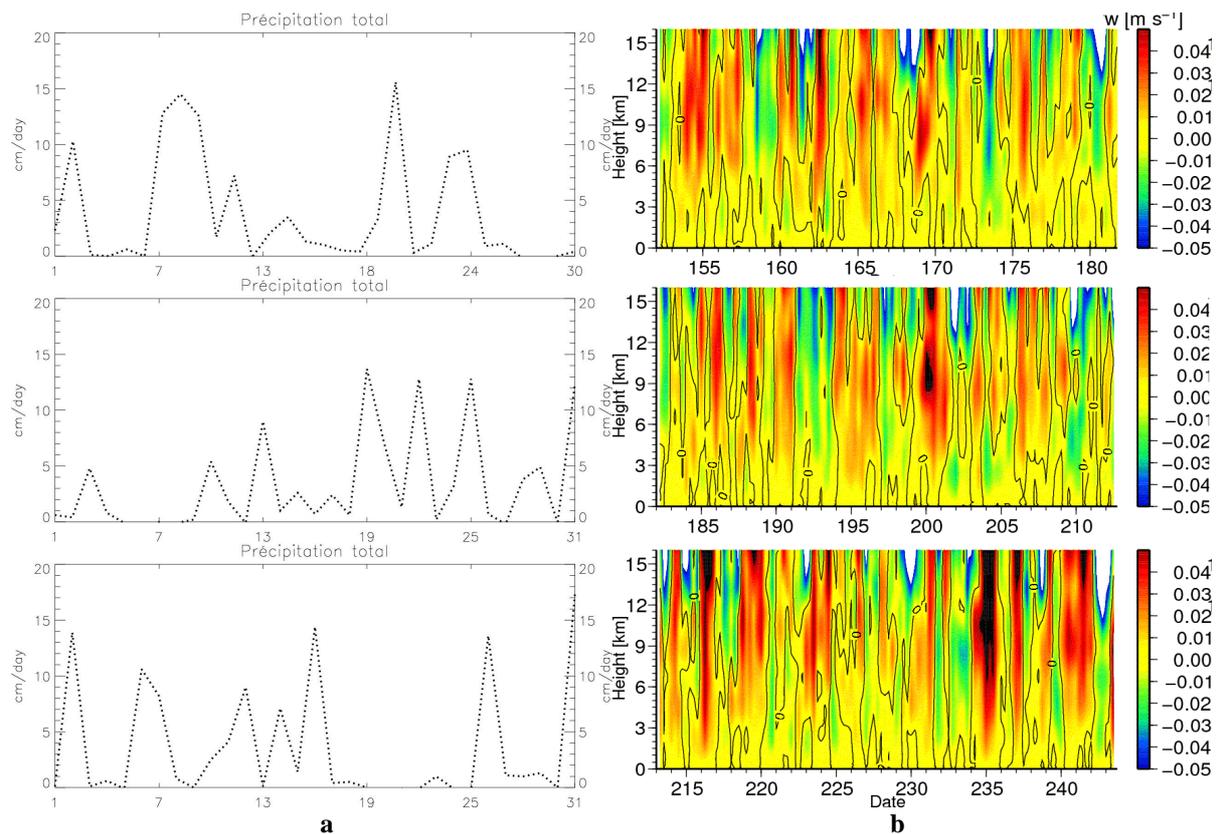


Figure IV-29 : Pour les mois de Juin, Juillet et Août : (a) le cumul journalier des précipitations sur la zone de restitution des bilans obtenus à partir des EPSAT-SG (échelle de temps en jour) et (b) profils verticaux les vitesses verticales restituées par MANDOPAS à partir des données du Centre Européen (échelle de temps en jour julien, 152 = 1 juin, 181 = 30 juin, 182 = 1 Juillet, 212 = 31 Juillet, 213 = 1 Août, 243 = 31 Août).

Les bilans correspondants (Figure IV-30 ; Figure IV-32 ; Figure IV-34) présentent une alternance de puits et sources tout au long de la saison de mousson associée à ces précipitations. Les sources d'humidité et les refroidissements associés localisés dans la basse troposphère, sont précédés par une consommation d'humidité et un réchauffement à mi-troposphère. Ceci signe la consommation d'humidité par condensation, le réchauffement adiabatique associé au sein des mouvements convectifs et enfin le refroidissement et humidification par évaporation des précipitations.

Au cours de la saison, les systèmes convectifs se font plus présents, plus intenses et de durée de vie plus longue. Ceci ne se traduit pas par une différence importante dans le fonctionnement des bilans, on remarque cependant des intensités légèrement plus importantes en plines phases d'activité de la mousson (Figure IV-30 ; Figure IV-32 ; Figure IV-34).

Ces séries temporelles montrent également que les bilans sont influencés par le cycle diurne dans la couche limite atmosphérique. Une alternance de puits/source de chaleur ou d'humidité, est observée en dessous de 2 km d'altitude (Figure IV-30 ; Figure IV-32 ; Figure

IV-34). Le réchauffement produit entre 0600 et 1800 UTC, est directement lié au cycle du soleil. Le refroidissement a lieu entre 1800 et 0600 UTC, lorsque le chauffage radiatif n'est plus présent. Un décalage temporel de 06 h existe entre l'évolution du bilan de chaleur et celui d'humidité. L'assèchement a lieu entre 1200 et 0000 UTC, et l'humidification entre 0000 et 1200 UTC. La mise en place de la convection n'est pas immédiate, et présente un temps de latence après le début du chauffage radiatif. Les Figure IV-31, Figure IV-33 et Figure IV-35 montrent que cette haute fréquence d'alternance de sources et de puits est gouvernée par la composante temporelle locale (Eulérienne), confirmant que le cycle diurne est la principale source de ces variations.

Entre 2 et 5 km d'altitude, les bilans sont fortement impacté par la présence de l'AEJ (Figure IV-30 ; Figure IV-32 ; Figure IV-34). Le Q_1 est majoritairement négatif à ces altitudes. Comme le confirment les termes horizontaux (Figure IV-31, Figure IV-33 et Figure IV-35) l'AEJ est responsable d'un refroidissement général de la température. Le gradient de température potentielle est positif selon les deux directions (zonale x et méridienne y), le vent méridien est toujours positif sur la colonne d'atmosphère (orienté vers le nord), et le vent zonal correspondant à l'AEJ, très supérieur à la composante méridienne, est négatif. Le signe du terme d'advection horizontale qui dépend de la composante la plus forte (dans le cas présent, la composante zonale) gouverne ce terme. Cela conduit à une contribution négative dans le bilan de l'AEJ, et provoque un refroidissement. L'inversion de signe observé entre les basses couches et la mi-troposphère résulte du changement d'orientation de cette composante zonale.

Les extremums de Q_2 présents dans cette couche 2-5 km se trouvent sous l'influence des termes de transport et plus particulièrement des transports verticaux. Le rôle de la convection est donc très important à ces altitudes (Figure IV-31 ; Figure IV-33 ; Figure IV-35). Les maximums correspondent à une contribution positive de la vitesse verticale et du gradient vertical d'humidité qui décroît en altitude dans la colonne convective. Dans cette partie de l'atmosphère, la composante verticale montre des valeurs significatives. Ces vitesses se traduisent par des dérivées importantes par rapport à la verticale. Ces dérivées et une forte présence d'humidité dans cette zone impliquent un terme de Q_2 vertical fort.

Les composantes horizontale et temporelle du bilan d'eau, contribuent également aux extrema à ces altitudes. L'advection horizontale est gouvernée par les mêmes phénomènes que pour le Q_1 . Cependant, pour le gradient d'humidité, des fluctuations de fortes amplitudes

sont observées, ce qui se traduit par une contribution plus forte qui se superpose au signal initial. Le terme temporel est quant à lui toujours modulé par les variations journalières.

A partir de 6 km d'altitude, l'intensité du bilan d'eau diminue rapidement, car l'humidité se raréfie. Les différentes composantes du bilan sont fortement influencées par cette diminution tendant vers zéro à partir de 8 km. Seul le terme de transport vertical peut influencer l'atmosphère au delà de cette altitude mais ceci n'est effectif que lorsqu'une forte convection est localisée dans le quadrilatère (Figure IV-31 ; Figure IV-33 ; Figure IV-35).

Pour conclure, il apparaît de façon générale que les bilans de chaleur et d'eau présentent des structures verticales respectives très différentes bien que gouvernées par les mêmes processus. Ainsi, les puits et les sources d'humidité sont plutôt localisés dans les basses et moyennes couches, à cause en particulier de la présence d'un maximum d'humidité. Les puits et les sources de chaleurs sont localisés plutôt en basses et hautes troposphères correspondant aux extremums de température.

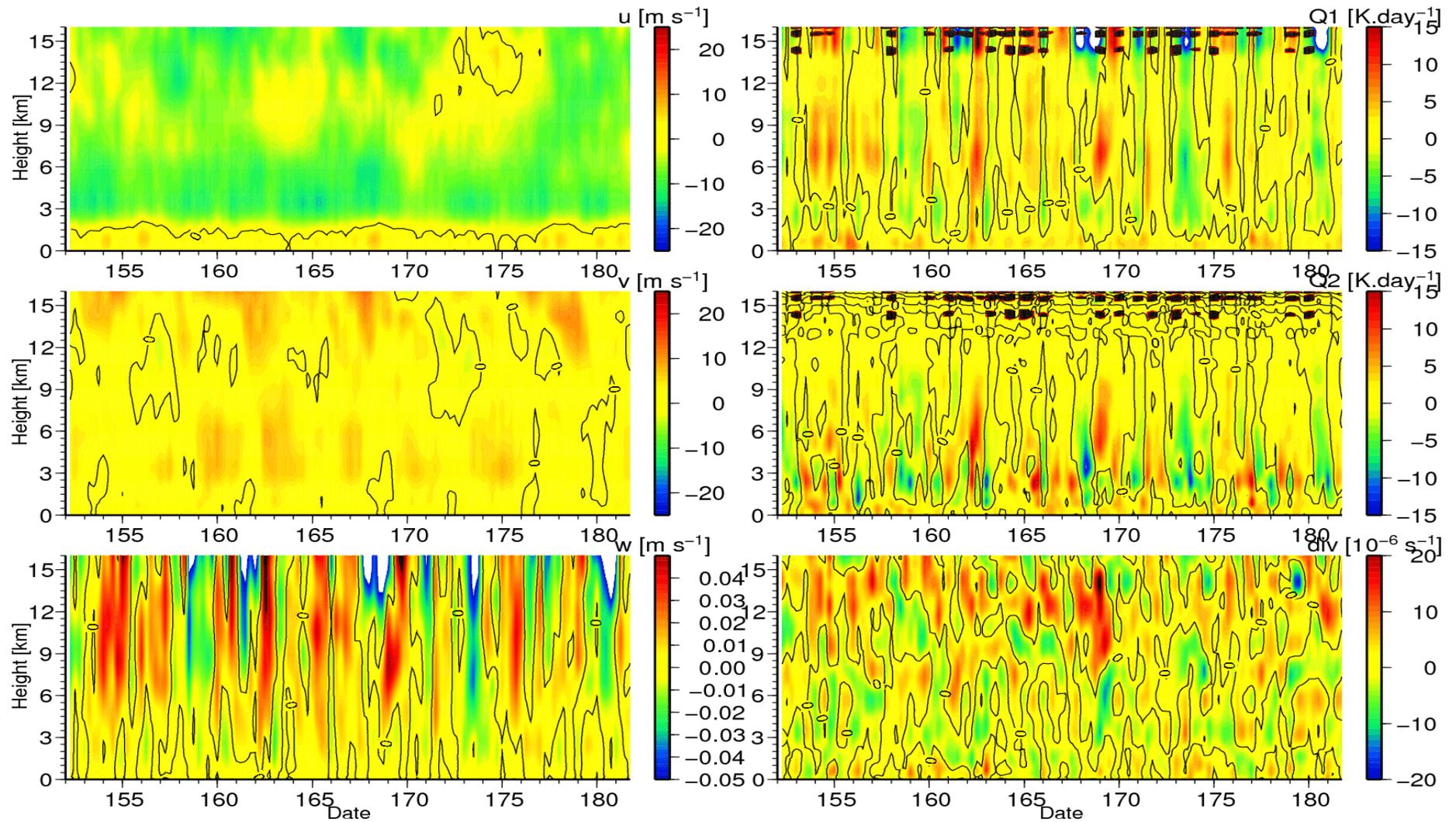


Figure IV-30 : Série temporelle du mois de Juin (jour julien), des profils verticaux de u , v , w , $Q1$, $Q2$, et de la divergence verticale de w . Ces profils sont calculés par MANDOPAS sur le quadrilatère de l'expérience AMMA.

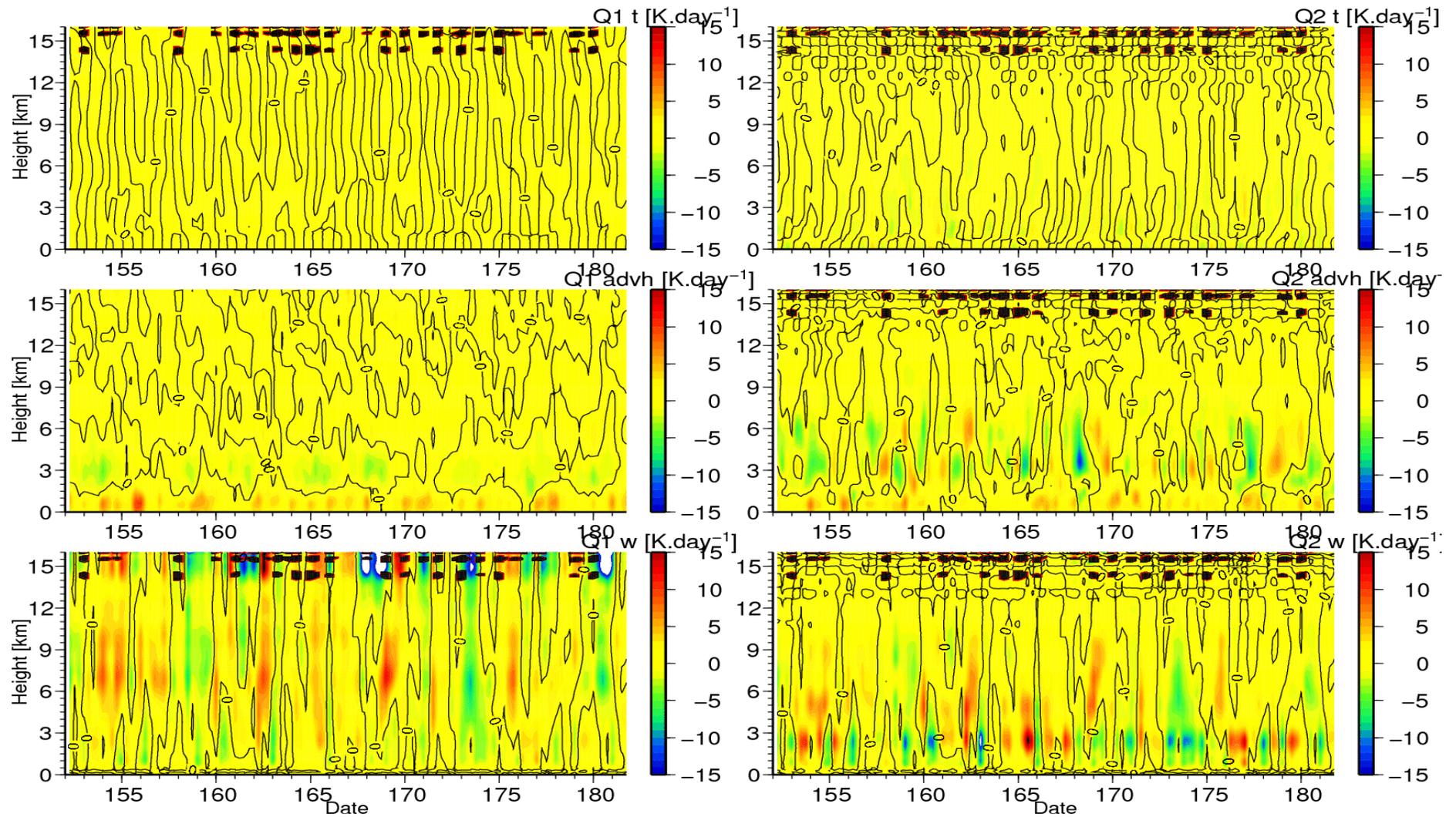


Figure IV-31 : Série temporelle du mois de Juin (jour julien), des profils verticaux de la composante temporelle, des transports horizontaux, et les transports verticaux, pour Q1 et Q2. Ces profils sont calculés par MANDOPAS sur le quadrilatère de l'expérience AMMA.

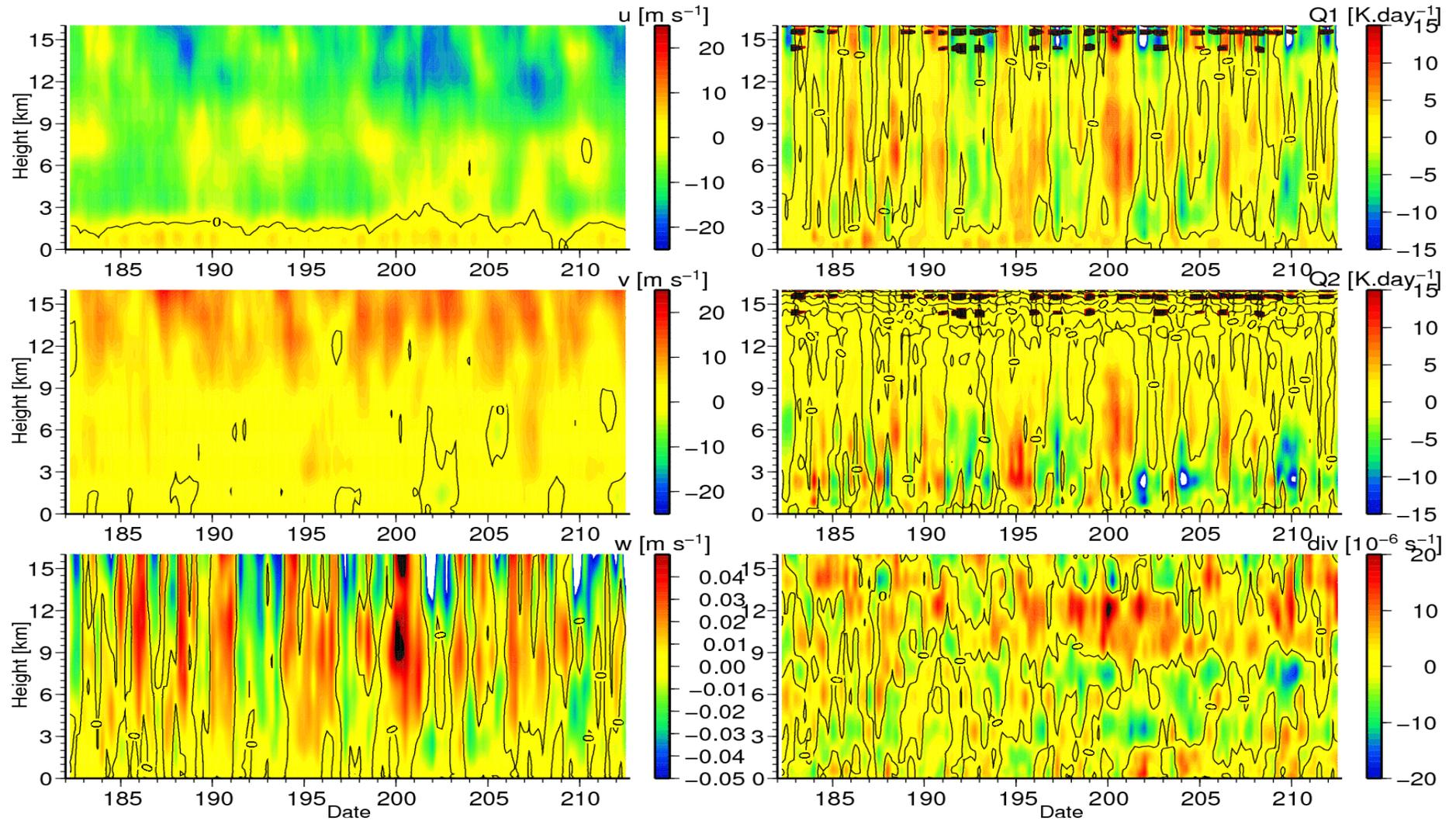


Figure IV-32 : Série temporelle du mois de Juillet (jour julien), des profils verticaux de u , v , w , $Q1$, $Q2$, et de la divergence verticale de w . Ces profils sont calculés par MANDOPAS sur le quadrilatère de l'expérience AMMA.

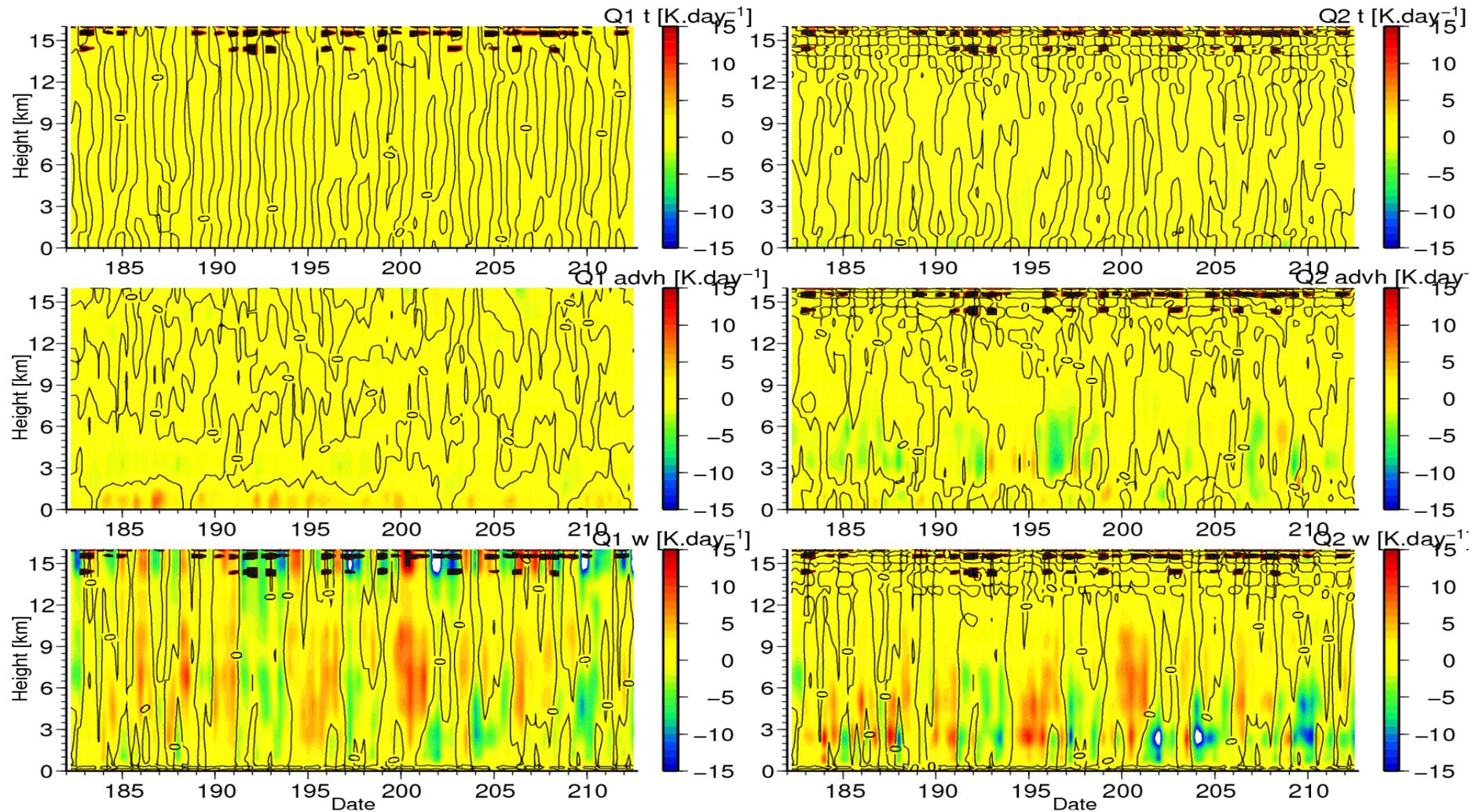


Figure IV-33 : Série temporelle du mois de Juillet (jour julien), des profils verticaux de la composante temporelle, des transports horizontaux, et les transports verticaux, pour Q1 et Q2. Ces profils sont calculés par MANDOPAS sur le quadrilatère de l'expérience AMMA.

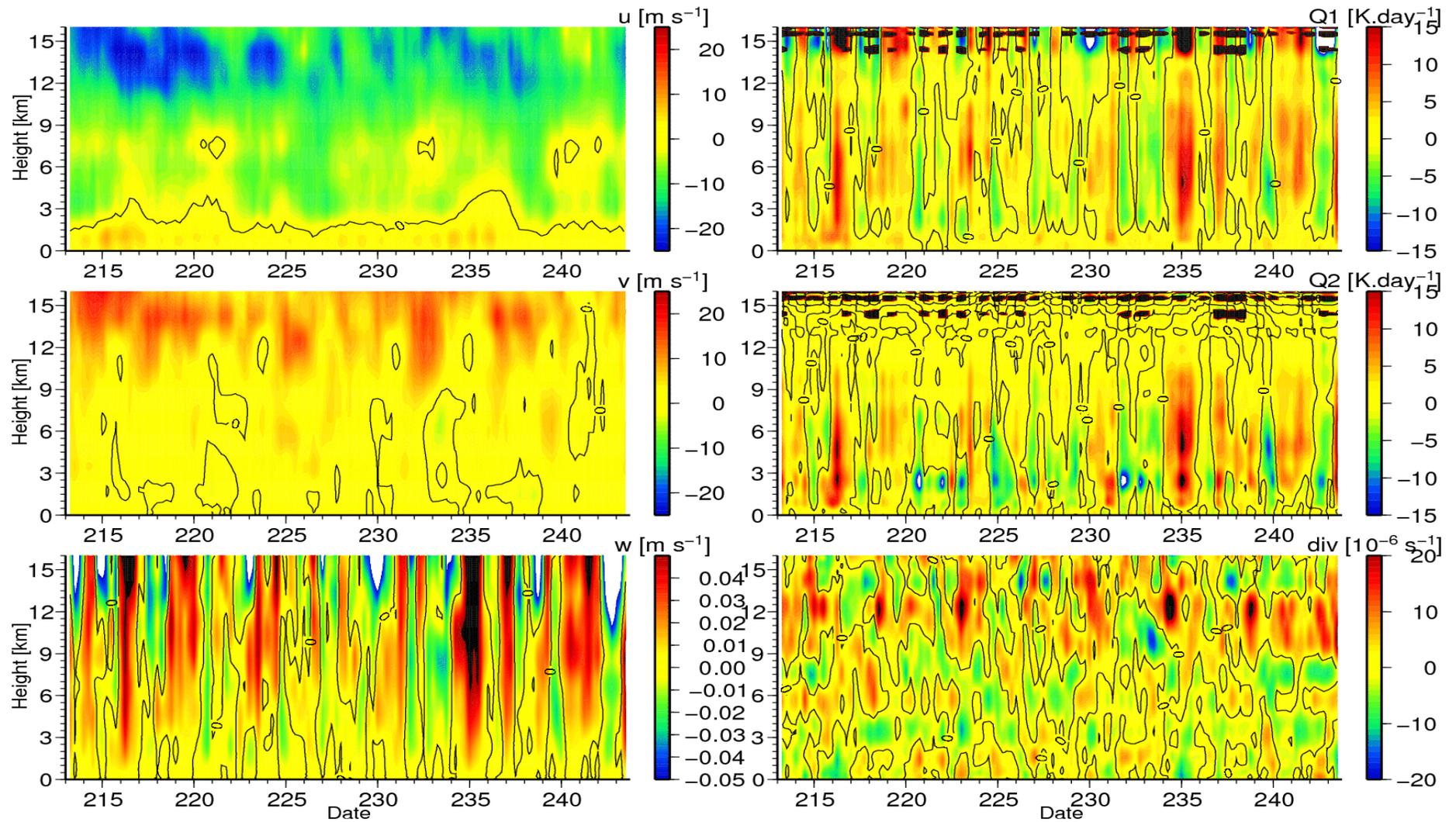


Figure IV-34 : Série temporelle du mois de Août (jour julien), des profils verticaux de u , v , w , $Q1$, $Q2$, et de la divergence verticale de w . Ces profils sont calculés par MANDOPAS sur le quadrilatère de l'expérience AMMA.

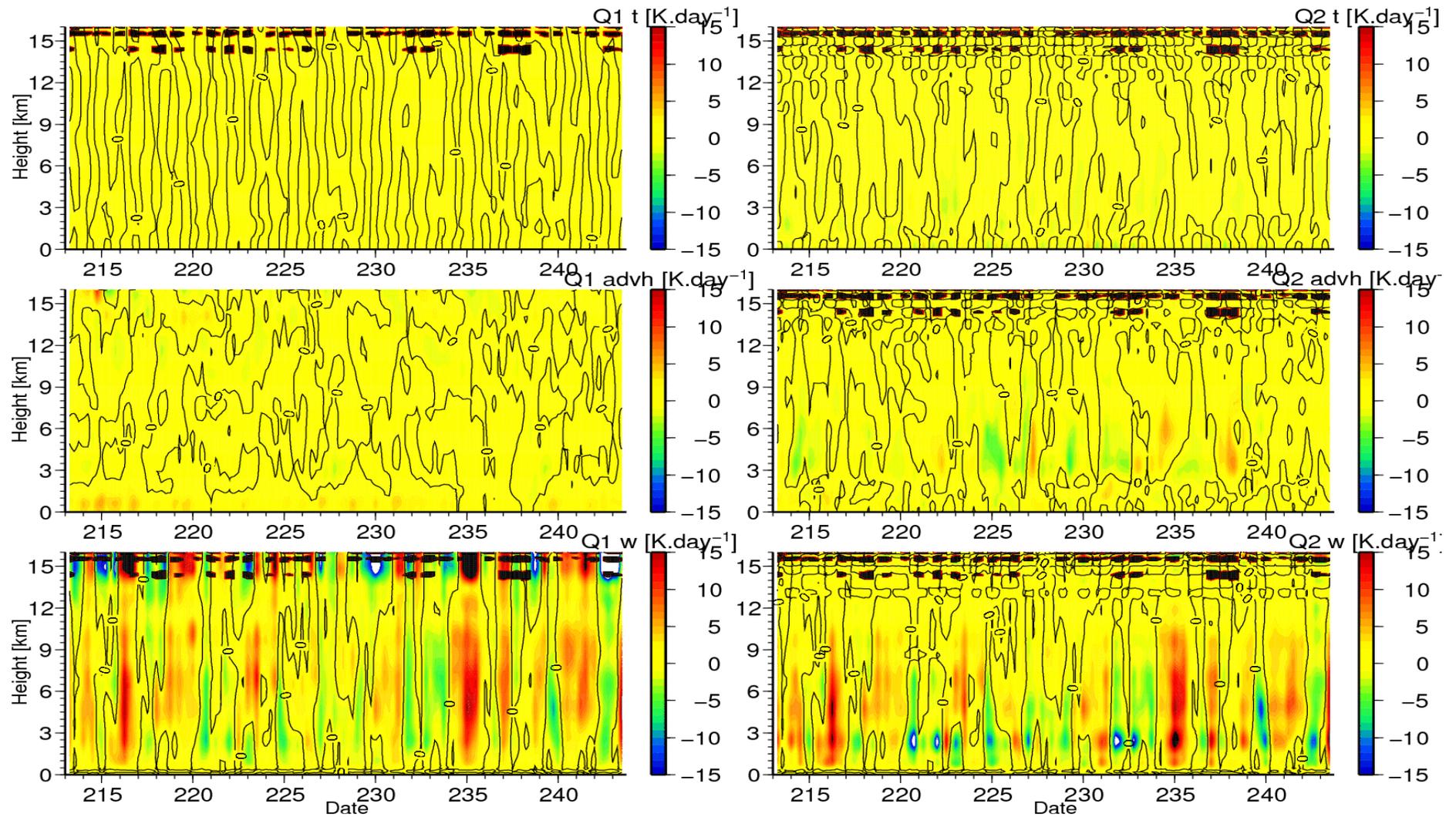


Figure IV-35 : Série temporelle du mois de Août (jour julien), des profils verticaux de la composante temporelle, des transports horizontaux, et les transports verticaux, pour Q1 et Q2. Ces profils sont calculés par MANDOPAS sur le quadrilatère de l'expérience AMMA.

4. Conclusion

L'évaluation de la méthode MANDOPAS 3D bilinéaire montre que celle-ci permet de restituer avec précision un champ de vent quadratique simulé plus ou moins complexe. La méthode se montre robuste dans la restitution de la composante verticale de la vitesse verticale, comme le mettent en lumière les différents tests réalisés. La méthode est donc applicable à tout jeu de données disponible, notamment les radiosondages réalisés lors des deux périodes d'observation intensives de l'expérience AMMA.

Les différents tests effectués sur les mesures réalisées lors de la campagne AMMA, ont confirmés que la méthode MANDOPAS permet d'accéder aux vitesses verticales avec précision, et ce dans les conditions de mesure de la campagne AMMA. L'obtention d'une vitesse verticale du vent correcte est essentielle pour l'estimation des bilans d'eau, afin d'évaluer l'impact des systèmes convectifs.

Les bilans de chaleur et d'eau réalisés à partir des champs de vents restitués par MANDOPAS, sont en accord avec les études précédentes. En effet, les puits et sources d'humidité sont situés dans les mêmes zones de l'atmosphère. L'utilisation des mesures effectuées lors de la campagne AMMA, ou de profils issus d'ECMWF donne des résultats cohérents et proches les uns des autres.

L'application de ces bilans à un cas d'étude montre que la ligne de grains modifie son environnement thermique et hydrique. Une ligne de grains provoque via les mouvements verticaux en son sein un assèchement et un refroidissement de l'environnement. Les transports horizontaux et la composante temporelle permettent à l'environnement de se « recharger » en humidité.

L'évolution temporelle des bilans sur une saison de mousson, montre que ces bilans sont différemment influencés par rapport à la verticale. L'échelle de variation temporelle est différente entre les basses couches, où le cycle diurne joue un rôle important, et la haute et moyenne altitude qui est fortement influencée par la convection profonde et l'advection horizontale. Cependant, au cours de la mousson seule l'intensité de ces bilans varie, leur dynamique n'évolue pas.

Conclusion Générale et Perspectives

Cette étude avait tout d'abord pour objectif de fournir le contexte de grande échelle et les caractéristiques de l'environnement proche des lignes de grains échantillonnées lors de l'expérience AMMA. Ces lignes sont actuellement l'objet d'analyses approfondies concernant leurs propriétés microphysiques et dynamiques en lien avec l'environnement. Ces systèmes sont en effet connus pour fournir la majeure partie des précipitations observées sur le Sahel pendant la période de mousson. Ils sont également suspectés, par un rendement moindre lié à des modifications de leur environnement, d'expliquer le déficit en précipitations observé sur le Sahel depuis les années 70. Ces analyses effectuées en partie au laboratoire reposent sur l'exploitation des observations réalisées au cours des périodes d'observations intensives d'AMMA à l'aide de sondages atmosphériques et de mesures par télédétection active (radar au sol, sur plateforme aéroportée et satellitale) et passive, ainsi que sur l'utilisation de modélisation pronostique et diagnostique, et de conceptualisation.

Cette étude avait également pour objectif d'apporter quelques éléments de réponse concernant, les caractéristiques pluviométrique, dynamique et thermodynamique d'une saison de mousson et leurs variabilités, le rôle des principales entités dynamiques et thermodynamiques caractérisant le système de mousson sur cette variabilité et sur le cycle de vie des lignes de grains.

Cette étude s'est appuyée à la fois sur une étude systématique et comparée de 3 années bien différenciées en terme de précipitations pour identifier les mécanismes clés caractérisant le système de mousson et sur des études de cas pour préciser le lien entre les précipitations et ces mécanismes. Elle repose sur l'exploitation des analyses du centre européen. Le choix s'est porté sur trois années assez proches caractérisées par une variabilité forte, l'année humide de 1999, l'année sèche de 2000, et l'année intermédiaire correspondant à la saison d'AMMA (2006).

Les principaux points qui ressortent de cette étude peuvent se synthétiser de la façon suivante.

La saison de mousson apparaît comme la phase ultime d'un cycle périodique d'augmentation et de diminution (oscillation) au cours de l'année superposé à une tendance croissante des différents paramètres thermodynamiques (température, θ et θ_e (à 925 et à 700 hPa), SST) caractérisant l'Afrique de l'Ouest. Le pré-onset et l'Onset correspondent au dernier cycle de croissance qui aboutit à une phase de saturation de ces paramètres lors de la période de fortes précipitations de la mousson. La mousson apparaît ainsi comme partie prenante d'une structure pulsatoire d'énergie croissante au cours de l'année et correspond au seuil maximum de stockage au-delà duquel l'énergie est relaxée sous forme de précipitations.

La période de pré-mousson, d'Onset et de mousson se présente sous forme d'une phase d'intensification des précipitations entre mai et août, suivie d'une phase de stagnation et d'une phase de diminution à partir de la mi-août.

Le déroulement de l'intensification se présente sous la forme d'une intensification sur les côtes puis d'un décalage ou un déclenchement des pluies sur le Sahel.

L'intensification des précipitations pendant l'Onset concerne essentiellement les pluies de grande échelle (résultant de forçage résolu par le modèle) tandis que celles convectives (résultant d'instabilité convective) restent constantes ce qui suggère une modification des forçages de grande échelle.

L'affaiblissement des précipitations en fin de saison est associé aux pluies convectives mais apparaît contrebalancé en partie pour 1999 par les pluies de grande échelle.

Après l'Onset la répartition géographique des précipitations est la même entre saison sèche et humide avec 25% des précipitations totales sur le Sahel. Les précipitations convectives et stratiformes sont réparties géographiquement de façon équivalente sur toute l'Afrique.

Du point de vue dynamique, en haute altitude (200 hPa) la signature univoque du déclenchement de la mousson est l'inversion du gradient horizontal de géopotentiel associé à l'installation d'une haute pression sur le Sahara. Cette région de haute pression apparaît comme une extension vers l'ouest de la haute pression arabique puis son décalage vers le nord. Ceci se traduit par une migration rapide du Jet Sub Tropical et l'installation du Jet d'Est Tropical (TEJ).

Aux altitudes moyennes (700-500 hPa), il est observé une migration progressive vers le nord du Jet d'Est Africain (AEJ) associé au gradient de température induit par le Heat Low (HL). Cette migration suit celle du HL. Le cycle saisonnier du HL est identique en terme

d'intensité et de persistance. La température au sein du HL augmente progressivement jusqu'à l'Onset.

Dans les basses couches, un déplacement continu de la zone de convergence entre l'Harmattan et le flux de mousson se réalise avec une augmentation progressive du gradient de température associé au sud aux remontées d'eaux froides et au nord à la température du Sahara.

D'avril à juin l'humidité sur le Sahara décroît du fait de l'évapo – transpiration.

Des pulses de température et de géopotential suivis d'une augmentation des vents sont présents dans les basses couches. Ces pulses semblent résulter d'un cycle répétitif du HL, un Heat Low fort produisant une advection forte de θ_e faible associé au flux de mousson qui réduit l'intensité du HL et de ce fait cette advection ce qui lui permet ainsi de se ré-intensifier.

Le CAPE présentent trois périodes bien distinctes, une période de pré-mousson caractérisé par un CAPE fort identique entre saison sèche et humide, une période de CAPE plus faible du fait de sa relaxation ou consommation par la convection et une période où le CAPE augmente lors du recul. Ceci souligne le fait que le CAPE seul ne permet pas de caractériser la pluviométrie et la génération de convection et qu'en particulier comme indiqué dans la suite, des conditions de forçage particulières sont nécessaires. En période de pré-mousson, le CAPE est plus fort au nord et plus faible au sud car la convection est présente essentiellement sur les côtes.

La zone de maximum de CAPE correspond au maximum de θ_e qui résulte de la contribution du HL par θ et du flux de mousson par l'humidité q (en effet $\theta_e = \theta + Lq/cp$). L'AEJ est localisé dans la zone de gradient horizontal de θ située au sud du maximum de θ_e et donc de CAPE. La production de CAPE au nord résulte du cisaillement vertical de vent méridien et du gradient horizontal méridien de θ_e situé au nord du maximum de θ_e . Cette zone de production est délimitée au nord par la zone de confluence entre l'Harmattan et le flux de mousson et au sud par le maximum de θ_e . L'extension méridienne de cette zone dépend donc de l'intensité du HL et de l'intensité relative du flux de mousson et de l'Harmattan. Plus le HL est intense ou l'atmosphère est sèche, plus le maximum de θ_e est confondu avec celui de θ et donc rejeté vers le nord. Plus le flux de mousson est faible ou l'Harmattan est fort, plus la zone de confluence est rejetée vers le sud. La zone de production au sud du maximum de CAPE résulte de pulses associés au cisaillement vertical du vent zonal et au gradient zonal de θ_e (gradient négatif).

Les principaux points qui semblent différencier saison humide de saison sèche sont les suivants.

L'excès de précipitations pour la saison humide (1999), de l'ordre de 20%, concerne à la fois les côtes et la zone sahélienne. Cette différence entre saison humide et sèche résulte d'une intensification des précipitations en début de saison plus marquée pour l'année humide et d'un affaiblissement en fin de saison plus marqué pour l'année sèche.

Le déficit en précipitations en saison sèche impacte de façon équivalente les pluies convectives (résultant d'instabilité convective) et de grande échelle (résultant de forçage résolu par le modèle).

Cette diminution de 20% en 2000 par rapport à 1999 n'est par contre pas homogène géographiquement et en type de pluie. Pour l'ensemble des pluies, on observe un plus fort déficit sur le Sahel (-23% contre -18%). Pour l'ensemble de l'Afrique, la diminution des pluies de grande échelle est plus importante (-25%) que celle des pluies convectives (-14%).

Selon la région géographique cette diminution entre pluie convective et de grande échelle est très différenciée. En effet sur le Sahel la chute est de 40% pour les pluies de grande échelle contre 1% pour les pluies convectives tandis que sur la côte on n'observe pas de différences notables entre les différents types de pluie. Ceci souligne le fait que ces différences résultent en grande partie de différences sur les forçages résolu par le modèle.

Saisons sèche (2000) et humide (1999) se différencient par un gradient de géopotential et donc un TEJ plus fort en saison humide. Ceci confirme la corrélation étroite, identifiée par d'autres auteurs, entre forte mousson et fort jet par l'intermédiaire de la circulation moyenne de type Walker. Elles se différencient également par un retrait plus précoce de la haute pression en saison sèche. En saison sèche apparaissent de fortes fluctuations de l'intensité du géopotential et donc du jet suggérant que l'atmosphère n'arrive pas à atteindre l'état d'équilibre observé en saison humide.

Saisons humide et sèche se différencient également par une température potentielle au sein du HL, plus élevée en saison humide et localisée plus au nord, ce qui se traduit par un AEJ et le développement de systèmes propagatifs plus au nord (l'AEJ est en effet nécessaire à ces systèmes car il alimente les courants de densité à l'origine de leur déplacement).

L'AEJ apparaît plus faible en début de saison humide ce qui peut permettre le développement plus aisé de la convection.

Les pulses de température et de géopotential suivis d'une augmentation des vents dans les basses couches apparaissent plus intenses en 1999.

La saison humide est caractérisée par une température sur le Sahara plus homogène et un gradient nord-sud de température plus fort. La saison sèche se caractérise par une importante hydrométrie dans les basses couches car l'humidité est moins exploitée par la convection.

La composante zonale apparaît plus intense lors de la saison humide, créant ainsi une advection d'humidité plus importante, favorisant l'installation des conditions favorables à la convection.

La saison humide se caractérise également par un retard sur la consommation de CAPE par la convection.

L'année 2006 d'AMMA intermédiaire entre ces deux saisons extrêmes se présente avec les caractéristiques suivantes.

Les mêmes caractéristiques pluviométriques que pour les années sèche et humide sont retrouvées avec cependant une tentative d'installation de la mousson plus tôt, vers mi-juin, mais qui ne perdure pas du fait de l'absence d'effet combiné des 2 gradients de géopotential et de température (associé à la masse d'air chaud sur le Sahara) qui ne permet pas au TEJ de se maintenir. L'installation réelle se fait donc plus tard avec cependant une zone de haute température pas très homogène qui conduit à un TEJ peu étendu. En contrepartie le recul de la mousson ne se réalise pas au travers d'une inversion du gradient de géopotential mais plutôt par une migration vers le sud de ce gradient qui permet au TEJ et par voie de conséquence, comme indiqué précédemment, à la convection de se maintenir plus longtemps. L'année 2006 présente dans les basses couches un comportement proche des années sèche et humide avec en particulier des fluctuations de température avant l'Onset. Ces dernières sont cependant moins intenses du fait d'un HL plus faible ce qui pourrait expliquer le retard au déclenchement de la mousson. Après l'Onset la baisse de température sur le Sahara pourrait expliquer la baisse d'activité constatée au mois de juillet. Les champs d'humidité sont également proche de 1999 avec cependant une migration faible vers le nord. L'origine des zones de CAPE est identique à celle des saisons humide et sèche.

Comme indiqué précédemment, les périodes de fort TEJ sont associées à la présence de convection, organisée en particulier en lignes (lignes de grains). Cette étude a permis de préciser ce lien étroit entre TEJ et Lignes de grains. Tout d'abord ces lignes de grains apparaissent préférentiellement localisées au Nord du TEJ et à l'est de la zone de maximum de vent (jet streak), zone d'entrée du jet streak. Cette zone est favorable en effet au

développement de la convection du fait de l'existence de la zone de divergence en altitude induite par l'accélération du jet.

La convection se développe préférentiellement lorsque l'AEJ n'est pas intense mais se développe sous forme de systèmes propagatifs intenses lorsque l'AEJ est fort. Elle se développe plus particulièrement à l'ouest des zones de maximum d'AEJ.

L'initiation de ces lignes de grains se réalise dans des régions de faible CIN et de fort CAPE et plus particulièrement sur les plateaux de Jos. Ces plateaux sont en effet caractérisés par une forte production de CAPE qui résulte du gradient zonal du gradient vertical de θ_e présent à l'ouest des plateaux. Ce gradient zonal découle d'un gradient vertical à l'altitude des plateaux plus important sur les plateaux que sur la plaine du fait de sa proximité.

Ces lignes de grains semblent également contribuer à leur entretien par modification de leur environnement proche en particulier par advection méridienne en altitude de poches froides de θ_e qui génère du CAPE.

Les lignes de grains (et leur développement) se traduisent par des anomalies de PV (et de production de PV) du fait de la production de tourbillon absolu dans ces systèmes (en particulier de tourbillon d'axe vertical dans la partie stratiforme) et de gradient vertical de θ (refroidissement dans la basse atmosphère et réchauffement au dessus).

Ce constat a motivé l'étude des processus de production de PV. Ne pouvant exploiter les formalismes quasi-géostrophique ou semi-géostrophique, développés pour les latitudes moyennes, car trop près de l'équateur où la force de Coriolis est proche de zéro, cette étude s'est appuyée sur un concept théorique nouveau de vecteur J caractérisant les flux ou transport de PV. Les lignes de grains apparaissent dans ce cadre théorique comme la conséquence de zones de convergence de ce vecteur induites par les variations géographiques des cisaillements horizontaux de vent. Ainsi, les zones de fort AEJ (Jet streak) apparaissent comme des zones privilégiées de production de PV. Les modifications apportées à l'AEJ par les lignes de grains par l'intermédiaire des transferts verticaux de moment qui se réalisent en leur sein semblent également contribuer à leur entretien. Ces derniers résultats devront être confortés dans l'avenir par une étude plus systématique des différents systèmes convectifs échantillonnés lors d'AMMA.

Pour finir, l'impact des lignes de grains sur l'environnement a pu être évalué au travers de l'estimation des bilans de chaleur Q_1 et d'eau Q_2 .

Les modifications thermique et hydrique apportées par les lignes de grains via les mouvements verticaux se montrent proches de celles quantifiées auparavant avec cependant

des caractéristiques plutôt proches de celles de systèmes stratiformes avec un assèchement et un refroidissement de l'environnement. Les transports horizontaux et la composante temporelle permettent en parallèle à l'environnement de se « recharger » en humidité.

L'évolution temporelle des bilans sur une saison de mousson, montre que ces bilans selon la verticale sont différemment influencés. Dans les basses couches, le cycle diurne joue un rôle important, tandis que les hautes et moyennes altitudes sont affectées par la convection profonde et l'advection horizontale. Les modifications au cours de la mousson portent uniquement sur l'intensité de ces bilans.

L'ensemble de ces résultats devront être étendus à un ensemble de saisons plus important et à un ensemble plus complet de lignes de grains afin d'évaluer leur degré de généralité. Il sera également nécessaire de préciser le lien qui existe entre les caractéristiques pluviométriques d'une saison de mousson (sèche ou humide) identifiées dans ce travail et les processus dynamiques et thermodynamiques diagnostiqués.

Par exemple, mieux définir l'effet de seuil observé sur les paramètres thermodynamiques afin d'établir une relation entre l'intensité de ce seuil et le déclenchement de la mousson et son intensité. De plus, il faudrait confirmer que le cycle ondulatoire qui est associé à l'augmentation de ce seuil est effectivement relié à l'activité du Heat Low et de l'advection que celui-ci génère.

Dans le cadre de l'étude systématique de la relation existante entre la dynamique atmosphérique et les lignes de grains, nous n'avons pas pu discriminer le rôle respectif de l'accélération/décélération et de la circulation agéostrophique en entrée de jet streak. Dans le cadre d'étude de cas, l'utilisation de la méthode AVAG (Analyse du Vent AGéostrophique, Lemaître *et al.*, 1994), peut répondre à cette interrogation, en permettant d'accéder à la composante agéostrophique du vent.

L'approche du vecteur J devra être poursuivie et approfondie, notamment en exploitant de nouvelles propriétés qui peuvent être déduites du vecteur J et de ses composantes advectives et non advectives. Il semble aussi intéressant d'étendre le vecteur J , comme cela a pu être réalisé pour le tourbillon potentiel, à un vecteur J équivalent (J_e) correspondant à un flux de tourbillon potentiel équivalent. En effet, cet outil présenterait l'intérêt d'accéder à l'évolution du PVE. Or il est acquis qu'un tourbillon potentiel équivalent négatif conduit à la génération d'instabilité droite ou symétrique.

Pour affiner l'approche du vecteur J, une attention particulière devra être portée sur la structure du streak de l'AEJ. La circulation du vecteur J est induite par la géométrie du noyau de fort vent. Les zones d'accumulation/perte de tourbillon potentiel sont donc fortement dépendantes de la forme géométrique du jet streak. Les résultats devront être confrontés et étendus à un ensemble varié de structures spatiales des streaks de l'AEJ.

L'adaptation et l'utilisation du formalisme mathématique proposé par Schär (1992) ouvrent de nouvelles perspectives. En effet, la notion de vecteur J peut permettre d'accéder simplement à l'accumulation de tourbillon potentiel au sein de la ligne de grains, donc indirectement de son intensité. La partie non advective du vecteur J (J_n) donne une information sur le déplacement potentiel de la convection si celle-ci est développée. Ces informations issues de ce formalisme semblent utiles pour développer et affiner les connaissances actuelles sur la convection, son cycle de vie et son déplacement. L'utilisation de ce formalisme peut être utilisé simplement et en complément de la modélisation actuellement réalisé dans différentes unités de recherches.

Enfin, il serait intéressant d'étendre l'étude des bilans de chaleur et d'humidité calculés pour la saison 2006, aux années 1999 et 2000, pour évaluer l'influence d'une mousson plus ou moins intense sur ces bilans et sur les différents termes de ces bilans.

Pour finir d'un point de vue méthodologique, dans un souci d'affiner les bilans obtenus dans le quadrilatère sud de l'expérience AMMA, et pour pouvoir également dans certains cas surmonter l'absence d'un dispositif complet de radiosondages, l'assimilation d'observations provenant d'autres sources de mesures autres que les radiosondages, comme les mesures radars (RONSARD, XPORT, MIT, UHF, VHF) et satellites (MSG, Cloudsat, TRIMM) pourrait être faite.

Références Bibliographiques

- Ati, O. F., C. J. Stigter, and E. O. Oladipo**, 2001: A Comparison of Methods to Determine the Onset of the Growing Season in Northern Nigeria. *International Journal of Climatology*, **22**: 731 – 742.
- Barnes, G. M., and K. Sieckman**, 1984: The Environment of Fast- and Slow-Moving Tropical Mesoscale Convective Cloud Lines. *Monthly Weather Review*, **112**: 1782 – 1794.
- Besson, L. and Y. Lemaître**, 2008: Validation de MANDOPAS 3D Bilinéaire Appliqué au Quadrilatère de Radiosondage de l'Expérience AMMA (IOP-2006). *Rapport pour Météo France*.
- Bouchard, A.**, 2006: Bilans d'Eau et d'Energie par Inversion et Fusion de Données. *Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie*.
- Bouchard A. and Y. Lemaître**, 2006: A new 4D Variational Assimilation of Multiple Spaceborne Datasets for Regional Water and Energy Budgets. Part I: Mathematical Formulation and Sensitivity Tests. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, (Soumis Janvier).
- Bouniol D., A. Protat and Y. Lemaître**, 1999: Mesoscale Dynamics of a Deepening Secondary Cyclone (FASTEX IOP 16): Three-Dimensional Structure Retrieved from Dropsonde Data. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Special FASTEX Issue*, **125**, 3535 – 3562.
- Burpee, R. W.**, 1972: The Origin and Structure of Easterly Waves in the Lower Troposphere of North Africa. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **29**: 77 – 90.
- Charney, J. G.**, 1975: Dynamics of Deserts and Drought in the Sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **101**, 193 – 202.
- Chen, T.-C.**, 2005: Maintenance of the Midtropospheric North African Summer Circulation Saharan High and African Easterly Jet. *Journal of Climate*, **18**: 2943 – 2962.
- Chong, M. and D. Hauser**, 1990: A Tropical Squall Line observed during COPT 81 Experiment in the West Africa. Part III: Heat and Moisture Budgets. *Monthly Weather Review*, **118**: 1696 – 1706.
- Cook, K. H.**, 1997: Large-Scale Atmospheric Dynamics and Sahelian Precipitation. *Journal of Climate*, **10**: 1137 – 1152.
- Cook, K. H.**, 1999: Generation of the African Easterly Jet and Its Role in Determining West African Precipitation. *Journal of Climate*, **12**: 1165 – 1184.

- Cook, K. H., and E. K. Vizy**, 2006: Coupled Model Simulations of the West African Monsoon System: Twentieth- and Twenty-First-Century Simulations. *Journal of Climate*, **19**: 3681 – 3703.
- D'Amato, N., and T. Lebel**, 1998: On the characteristics of the rainfall events in the Sahel with a view to the analysis of climatic variability. *International Journal of Climatology*, **18**: 955 – 974.
- Diongue, A., J.-P. Lafore, J.-L. Redelsperger and R. Roca**, 2002: Numerical Study of a Sahelian Synoptic Weather System: Initiation and Mature Stages of Convection and its Interactions with the Large-Scale Dynamics. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **128**, 1899-1927.
- Dou, X. K., G. Scialom and Y. Lemaître**, 1996: MANDOP Analysis and Airborne Doppler Radar for Mesoscale Studies. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **122**, 1231 – 1261.
- Douville, H., and F. Chauvin**, 2000: Relevance of Soil Moisture for Seasonal Climate Predictions: a Preliminary Study. *Climate Dynamics*, **16**: 719 – 736.
- Druyan, L. M., and T. M. Hall**, 1996: The sensitivity of African wave disturbances to remote forcing. *J. Appl. Meteor.*, **35**, 1100–1110.
- Elfatih, A., B. Eltahir, and C. Gong**, 1996: Dynamics of Wet and Dry Years in West Africa. *Journal of Climate*, **9**: 1030 – 1042.
- Emanuel, K. A.**, 1995: On Thermally Direct Circulations in Moist Atmospheres. *Journal of Atmospheric Sciences*, **52**: 1529 – 1534.
- Fontaine, B., and S. Janicot**, 1992: Wind-Field Coherence and Its Variations over West Africa. *Journal of Climate*, **5**: 512 – 524.
- Fontaine, B., S. Janicot, and V. Moron**, 1995: Rainfall Anomaly Patterns and Wind Field Signals over West Africa in August (1958-1989). *Journal of Climate*, **8**: 1503 – 1510.
- Fontaine, B., and N. Philippon**, 2000: Seasonal Evolution of Boundary Layer Heat Content in the West African Monsoon from the NCEP/NCAR Reanalysis (1968-1998). *International Journal of Climatology*, **20**: 1777 – 1790.
- Fontaine B., Louvet S., Roucou P.**, 2008: Definition and predictability of an OLR based West African monsoon onset, *International Journal of Climatology*, **28**:1787 – 1798.
- Frank, W. M., and J. L. McBride**, 1989: The Vertical Distribution of Heating in AMEX and GATE Cloud Cluster. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **46**: 3464 – 3478.
- Frank, W. M., H. Wang, and J. L. McBride**, 1996: Rawinsonde Budget Analyses during the TOGA COARE IOP. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **53**: 1761 – 1780.
- Gastineau, G.**, 2008: Les changements de la circulation atmosphérique tropicale et conséquences lors du changement climatique. *Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie*.
- Gamo, M.**, 1996: Thickness of the Dry Convection and Large-Scale Subsidence above Deserts. *Boundary-layer Meteorology*, **302**: 265 – 278.

- Geerts, B., and T. Dejene**, 2005: Regional and Diurnal Variability of the Vertical Structure of Precipitation Systems in Africa Based on Spaceborne Radar Data. *Journal of Climate*, **18**: 893 – 915.
- Gill, A. E.**, 1982: Atmosphere – Ocean Dynamics, *Academics Press*: pp. 662.
- Grist, J. P., and S. E. Nicholson**, 2001: A Study of the Dynamic Factors Influencing the Rainfall Variability in the West Africa Sahel. *Journal of Climate*, **14**: 1337 – 1359.
- Haynes, P. H., and M. E. McIntyre**, 1987: On the Evolution of Vorticity and Potential Vorticity in the Presence of Diabatic Heating and Frictional or other Forces. *Journal of Atmospheric Sciences*, **44**: 828 – 841.
- Haynes, P. H., and M. E. McIntyre**, 1990: On the Conservation and Impermeability Theorems for Potential Vorticity. *Journal of Atmospheric Sciences*, **47**: 2021 – 2031.
- Hodges, K. I. and C. D. Thorncroft**, 1997: Distribution and Statistics of African Mesoscale Convective Weather Systems Based on the ISCCP Meteosat Imagery. *Monthly Weather Review*, **125**: 2821 – 2837.
- Houze, R. A.**, 1982: Cloud Cluster and Large-Scale Vertical Motions in the Tropics. *Journal of the Meteorological Society of Japan*. **60**: 391 – 410.
- Houze, R. A.**, 2004: Mesoscale Convective Systems. *Reviews of Geophysics*, 42 pp.
- Huffman, G. J., R. F. Adler, B. Rudolf, U. Schneider, and P. R. Keehn**, 1995: Global Precipitation Estimates Based on a Technique for Combining Satellite-Based Estimates, Rain Gauge Analysis, and NWP Model Precipitation Information. *Journal of Climate*, **8**: 1284 – 1295.
- Huffman, G. J., A. Chang, R. Ferraro, A. Griber, J. Janowiak, R. J. Joyce, A. McNab, B. Rudolf, U. Schneider, and P. Xie**, 1997: The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Combined Precipitation Dataset. *Bulletin American Meteorological Society*, **78**: 5 – 20.
- Hutjes, R. W. A., P. Kabat, S. W. Running, W. J. Shuttleworth, C. Field, B. Bass, A. M. F. da Silva, R. Avissar and A. Becker**, 1998: Biospheric Aspect of the Hydrological Cycle. *Journal of Hydrology*, **212-213**: 1 – 21.
- Jobard, I., F. Chopin, J.-C. Bergès, A. Ali, T. Lebel and M. Desbois**, 2007: Presentation of the EPSAT-SG method and comparison with other satellite precipitation estimations in the frame of Precip-AMMA. *Geophysical Research Abstracts*, **9**: 10062.
- Janicot, S., C. D. Thorncroft, A. Ali, N. Ascencio, G. Berry, O. Bock, B. Bourles, G. Caniaux, F. Chauvin, A. Deme, L. Kergoat, J.-P. Lafore, C. Lavaysse, T. Lebel, B. Marticorena, F. Mounier, P. Nedelec, J.-L. Redelsperger, F. Ravegnani, C. E. Reeves, R. Roca, P. de Rosnay, H. Schalger, B. Sultan, M. Tomasini, A. Ulanovsky, and ACMAD forecasters team**, 2008: Large-Scale Overview of the Summer Monsoon over the West Africa during the AMMA Field Experiment in 2006. *Annales Geophysicae*, **26**: 2569 – 2595.
- Johnson, R. H., and G. S. Young**, 1983: Heat and Moisture Budget of Tropical Mesoscale Anvil Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **40**: 2138 – 2147.

- Johnson, R. H.**, 1984: Partitioning Tropical Heat and Moisture Budgets into Cumulus and Mesoscale Components: Implications for Cumulus Parameterization. *Monthly Weather Review*, **112**: 1590 – 1601.
- Kalnay, E., M. Kanmitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, and D. Joseph**, 1996 : The NCEP/NCAR 40-Years Reanalysis Project. *Bulletin American Meteorological Society*, **77**: 437 – 471.
- Kowal, J. M., and D. T. Knabe**, 1972: *An Agroclimatological Atlas of the Northern States of Nigeria with Explanatory Notes*. Ahmadu Bello University: Zaria, Nigeria.
- Krishnamurti, T. N. and H. N. Bhalmé**, 1976: Oscillation of a Monsoon System. Part I: Observational Aspects. *Journal of Atmospheric Sciences*, **33**: 1937 – 1954.
- Lafore, J.-P., et M. W. Moncrieff**, 1989: A Numerical Investigation of the Organization and Interaction of the Convective and Stratiform Region of Tropical Squall Lines. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **46**: 521 – 544.
- Le Bardé, L., T. Lebel, and D. Tapsoba**, 2002: Rainfall Variability in West Africa during the Years 1950-90. *Journal of Climate*, **15**: 187 – 202.
- Lebel T., F. Delclaux, L. Le Bardé, and J. Polcher**, 2000: From MCG Scales to Hydrological Scales: Rainfall Variability in West Africa. *Stoch. Env. Risk. Ass.*
- Legates, D. R., and C. J. Willmott**, 1990: Mean Seasonal and Spatial Variability in Gauge-Corrected, Global Precipitation. *International Journal of Climatology*, **10**: 111 – 127.
- Lemaître, Y.**, 1981: Etude Thermodynamique et Dynamique des Lignes de Grains Tropicales Observées à Korohogo Pendant l'Expérience COPT 79. *Thèse de Doctorat, Université Denis Diderot, Paris*.
- Lemaître, Y.**, 1982: Etude Dynamique et Thermodynamique de Lignes de Grains Tropicales Observées à Korhogo pendant l'Expérience COPT 81. *Journal de la Recherche Atmosphérique*, **16**, 47 – 69.
- Lemaître, Y. and J. Testud**, 1986: Observation and Modelling of Tropical Squall Lines Observed during the "COPT 79" Experiment. *Annales Geophysicae*, **4**: 21 – 36.
- Lemaître, Y., P. Neveu and G. Scialom**, 1994: A New Analysis to Diagnose Ageostrophic Wind from Wind and Temperature Measurements Made by an Observational Network. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **11**:637 – 660.
- Lemaître Y., A. Protat, and G. Scialom**, 1999: Dynamics of a « Bomb Like » Deepening Secondary Cyclone from Airborne Doppler Radar. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **125**, 2797-2817.
- Le Vourc'h, J.-Y., C. Fons and M. Le Stum**, 2002: *Météorologie générale et maritime, Météo France*, p. 277.
- L'Hôte, Y., G. Mahé, B. Somé and J. Triboulet**, 2002: Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000. *Hydrological Sciences*, **47**: 563 – 572.
- Liang, A. G., R. Carbone, V. Levizzani and J. Tuttle**, 2008: The Propagation and Diurnal Cycles of Deep Convection in Northern Tropical Africa. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **132**: 163 – 176.

- Lin, X., and R. H. Johnson**, 1996: Heating, Moistening, and Rainfall over the Western Pacific Warm Pool during TOGA COARE. *Journal of Atmospheric Sciences*, **53**: 3367 – 3383.
- Mathon, V., and H. Laurent**, 2001: Life Cycle of Sahelian Mesoscale Convective Cloud Systems. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **127**: 377 – 406.
- Mathon, V., and H. Laurent**, 2002: Mesoscale convective system rainfall in the Sahel. *Journal of Applied Meteorology*, **41**: 1081 – 1092.
- Miller, T. L.**, 1955: The Structures and Energetic of Fully Nonlinear Symmetric Baroclinic Waves. *Journal of fluid Mechanics*. **142**: 343 – 362.
- Mohr, K. I. and C. D. Thorncroft**, 2006: Intense Convective Systems in West Africa and their Relationship of the African Easterly Jet. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **132**: 163 – 176.
- Moncrieff, M. W, and M. J. Miller**, 1976: The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **102**: 373 – 394.
- Monkam D.**, 2002: Convective available potential energy (CAPE) in Northern Africa and tropical Atlantic and study of its connections with rainfall in Central and West Africa during Summer 1985. *Atmospheric Research*, **62**: 125 – 147.
- Montmerle T. and Y. Lemaître**, 1998: Three-Dimensional Variational Data Analysis to retrieve Thermodynamical and Dynamical Fields from Various Nested wind Measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **15**, 360-379.
- Newell, R. E., and J. W. Kidson**, 1984: African mean wind change between Sahelian wet and Dry periods. *Journal Climatology*, **4**: 27 – 33.
- Nicholson, S. E., and J. P. Grist**, 2003: The Seasonal Evolution of the Atmospheric Circulation over West Africa and Equatorial Africa. *Journal of Climate*, **16**: 1013 – 1030.
- Nitta, T.**, 1977: Response of Cumulus Updraft and Downdraft to GATE A/B-Scale Motion Systems. *Journal of Atmospheric Sciences*, **34**: 1163 – 1186.
- Nuret, M., J.-P. Lafore, O. Bock, F. Guichard, A. Agusti-Panareda, J.-B. N’Gamini, and J.-L. Redelsperger**, 2008: Correction of Humidity Bias for Vaisala RS80-A Sondes during the AMMA 2006 Observing Period. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **25**: 2152 – 2158.
- O’Brien, J. J**, 1970: Alternative Solution to the Classical Vertical Velocity Problem. *Journal of Applied Meteorology*, **9**: 197 – 203.
- Ogura, Y., and H.-R.Cho**, 1973: Diagnostic Determination of Cumulus Populations from Observes Large-Scale Variables. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **30**: 1276 – 1286.
- Peyrillé, P.**, 2006: Etude Idéalisé de la Mousson Ouest Africaine à Partir d’un Modèle Numérique Bi-Dimensionnel. *Thèse de Doctorat, Université Toulouse III*.
- Philippon, N., and B. Fontaine**, 2002: The relationship between the Sahelian and previous 2nd Guineanrainy seasons: a monsoon regulation by soil wetness? *Annales Geophysicae*, **20**: 575 – 582.

- Pidwirny, M.**, 2006: Upper Air Winds and the Jet Streams. *Fundamentals of Physical Geography*, 2nd Edition.
- Protat, A.**, 1996: Processus d'Interaction Entre les Différentes Echelles de Mouvement au Sein du Système Convectif Observe le 15 Décembre 1992 lors de l'Expérience TOGA-COARE. *Thèse de Doctorat, Université Denis Diderot, Paris*.
- Protat, A., Y. Lemaître, and G. Scialom**, 1998: Thermodynamic analytoc fields from Doppler-radar data by Means of the MANDOP Analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **124**: 1633 – 1668.
- Protat, A., and Y. Lemaître**, 2001a: Scale Interaction Processes Involved in the Initiation, Structure, and Evolution of the 15 December 1992 M.C.S. Observed during TOGA-CORE Part I: Synoptic Scale Processes. *Monthly Weather Review*, **129**, 1757 – 1778.
- Protat, A., and Y. Lemaître**, 2001b: Scale Interaction Processes Involved in the Initiation, Structure and Evolution of the 15 December 1992 M.C.S. Observed during TOGA-CORE Part II: Mesoscale and Convective-Scale Processes. *Monthly Weather Review*, **129**, 1779 – 1808.
- Ramage, C. S.**, 1971: *Monsoon meteorology*. New York and London: Academic.
- Redelsperger, J.-L., A. Diongue, A. Diedhou, J.-P.Ceron, M. Diop, J.-F. Gueremy, and J.-P. Lafore**, 2002: Multi-Scale Description of a Sahelian Synoptic Weather System Representative of the West African Monsoon. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **128**: 1229 – 1257.
- Reed, R. J., D. C. Norquist, and E. E. Recker**, 1977: The Structure and Properties of African Wave Disturbances as Observed During Phase III of GATE. *Monthly Weather Review*, **105**: 317 – 333.
- Reiter, E.**, 1969: Tropospheric circulation and jet streams. *Climate of the Free Atmosphere*, Vol. 4, D. F. Rex, Ed., *World Survey of Climatology*, Elsevier, 85–203.
- Roca, R., J.-P. Lafore, C. Piriou, and J.-L. Redelsperger**, 2005: Extratropical Dry-Air Intrusions into the West African Monsoon Midtroposphere: An Important Factor for the Convective Activity over the Sahel. *Journal of Atmospheric Sciences*, **62**: 390 – 407.
- Rowell, D. P., J. R. Milford**, 1993: On the Generation of African Squall Lines. *Journal of Climate*, **6**:1181 – 1193.
- Schär, C.**, 1992: A Generalization of Bernoulli's Theorem. *Journal of the Atmospheric Science*, **50**: 1437 – 1443.
- Schär, C., D. Lüthi, U. Beyerle, and E. Heise**, 1998: The Soil-Precipitation Feedback: A Process Study with a Regional Climate Model. *Journal of Climate*, **12**: 722 – 741.
- Schubert, S., C.-K. Park, and D. Lamich**, 1993: An Assimilated Dataset for Earth Science Applications. *Bulletin American Meteorological Society*, **74**: 2331 – 2342.
- Schumacher, C., P. E. Ciesielski, and M. H. Zhang**, 2008: Tropical Cloud Heating Profiles: Analysis from KWAJEX. *Monthly Weather Review*, **136**: 4289 – 4300.
- Scialom G., and Y. Lemaître**, 1990: A New Analysis for the Retrieval of the Three-Dimensional Wind Field from Multiple Doppler Radar, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **7**, 640 – 665.

- Serafini, Y. V.**, 1990: The Time Scale of Land Surface Hydrology in Response to Initial Soil Moisture Anomalies: a Case Study. *Tellus*, **42A**: 390 – 400.
- Smith, E.**, 1989: The Structure of the Arabian Heat Low. Part II Bulk Tropospheric heat Budget and implications. *Monthly Weather Review*, **114**, 1084 – 1102.
- Sultan, B., and S. Janicot**, 2000: Abrupt Shift of the ITCZ over West Africa and Inter-Seasonal Variability. *Geophysical Research Letters*, **27**: 3353 – 3356.
- Sultan, B.**, 2002: Etude de la Mise en Place de la Mousson en Afrique de l'Ouest et de la Variabilité Intra Saisonnière de la Convection. Applications à la Sensibilité des Rendements Agricoles. *Thèse de Doctorat, Université Denis Diderot, Paris*.
- Sultan, B., S. Janicot, and A. Diedhiou**, 2003: The West African Monsoon Dynamics. Part 1: Documentation of interseasonal Variability. *Journal of Climate*, **16**: 3389 – 3406.
- Sultan, B., and S. Janicot**, 2003: The West African Monsoon Dynamics. Part 2: The “Preonset” and “Onset” of the Summer Monsoon. *Journal of Climate*, **16**: 3407 – 3427.
- Sivakumar, M. V. K.**, 1988: Predicting Rainy Season Potential from the Onset of Rains in Southern Sahelian and Sudanian Climatic Zones of West Africa. *Agricultural and Forest Meteorology*, **42**: 295 – 305.
- Tabary, P. and G. Scialom**, 2001: MANDOP Analysis over Complex Orography in the Context of the MAP Experiment. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **18**: 1293 – 1314.
- Tao, W.-K., J. Simpson, C.-H. Sui, B. Ferrier, S. Lang, J. Scala, M.-D. Chou, and K. Pickering**, 1993: Heating, Moisture, and Water Budgets of Tropical and Midlatitude Squall Lines: Comparisons and Sensitivity to Longwave Radiation. *Journal of the Atmospheric sciences*, **50**: 673 – 690.
- Thompson, R. M. Jr., S. W. Payne, E. E. Recker, and R. J. Reed**, 1979: Structure and Properties of Synoptic-Scale Wave Disturbances in the Intertropical Convergence Zone of the Eastern Atlantic. *Journal of the Atmospheric sciences*, **36**: 53 – 72.
- Thorncroft, C. D., and M. Blackburn**, 1999: Maintenance of the African easterly jet. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **125**: 763 – 786.
- Uccellini, L. W. and D. R. Johnson**, 1979: The Coupling of Upper and Lower Tropospheric Jet Streaks and Implication for the Development of Severe Convective Storms. *Monthly Weather Review*, **107**: 682 – 703.
- Uppala, S. M., P. W. Kallberg, A. J. Simmons, U. Andrae, V. Da Costa Bechtold, M. Fiorino, J. K. Gibson, J. Haseler, A. Fernandez, G. A. Kelly, X. Li, K. ONOGLI, S. SAARINEN, N. Sokka, R. P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M. A. Balmaseda, A. C. M. Beljaars, L. Van De Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Holm, B. J. Hoskins, L. Isaksen, P. A. E. M. Janssen, R. Jenne, A. P. McNall, J.-F. Mahfouf, J.-J. Morcrette, N. A. Rayner, R. W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo and J. Woollen**, 2005: The ERA-40 re-Analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **131**: 2961 – 3012.

- Webster, P., V. Magana, T. Palmer, J. Shukla, A. Tomas, and T. Yasunari**, 1998: Monsoons: Processes, Predictability, and the Prospects for Prediction. *Journal of Geophysical Research*, **103**: 14451 – 14510.
- White, F.**, 1986: La végétation d'Afrique. Mémoire accompagnant la carte de végétation de l'Afrique. *Unesco/AETFAT/UNSO.-ORSTOM et UNESCO, Paris, Collection Recherches sur les ressources naturelles*, **20**: 384 p. +4 cartes (indiquées 1981).
- Yang, S., and E. A. Smith**, 2000: Vertical Structure and Transient Behavior of Convective-Stratiform Heating in TOGA COARE from Combined Satellite-Sounding Analysis. *Journal of Applied Meteorology*, **39**: 1491 – 1513.
- Yania, M., S. Esbensen and J.-H. Chu**, 1973: Determination of Bulk Properties of Tropical Clouds Clusters from Large-Scale Heat and Moisture Budgets. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **30**: 611 – 627.
- Zhang, D.-L., and J. M. Fritsch**, 1987: Numerical Simulation of the Meso- β Scale Structure and Evolution of the 1977 Johnstown Flood. Part II: Inertially Stable Warm Core Vortex and the meso-scale convective complex. *Journal of the Atmospheric sciences*, **44**: 2593 – 2612.
- Zhang, D.-L., and J. M. Fritsch**, 1988a: Numerical Sensitivity experiments of Varying Model Physics on the Structure, Evolution, and Dynamics of two meso-scale Convective Systems. *Journal of the Atmospheric sciences*, **45**: 261 – 293.
- Zhang, D.-L., and J. M. Fritsch**, 1988b: A Numerical Investigation of a Convectively Generated, Inertially Stable, Extratropical Warm-Core Mesovortex over Land. Part I: Structure and Evolution. *Monthly Weather Review*, **116**: 2660 – 2687.
- Zheng, X., A. Elfatih and B. Eltahir**, 1998: The Role of Vegetation in the Dynamics of West African Monsoons. *Journal of Climate*, **11**: 2078 – 2096.

Annexes

Annexe A : Calcul du CAPE

Le CAPE (Convective Available Potential Energy) est une quantité essentielle en dynamique de l'atmosphère, car elle permet de diagnostiquer quelles sont les zones caractérisées par de l'instabilité convective dans un domaine considéré.

Par définition le CAPE correspond à l'énergie potentielle disponible au sein de l'atmosphère entre les altitudes z_0 et z_{top} (généralement entre le sol et l'altitude de la tropopause) pour le développement de la convection, ce qui s'écrit:

$$CAPE = \int_{z_0}^{z_{top}} g \left(\frac{\theta_v - \theta_{v_e}}{\theta_{v_e}} \right) dz \quad (A-1)$$

où θ_v est la température potentielle virtuelle, définie en par l'équation (2), et où l'indice e représente les quantités caractéristique de l'environnement :

$$\theta_v = \theta(1 + 0,61q_v) = \left(\frac{\hat{p}}{p} \right)^K T_v \quad (A-2)$$

On peut montrer que le CAPE correspond au travail fourni par l'environnement, dans le cas de la convection droite, à une particule d'air pour accroître son énergie cinétique verticale. En effet, la projection de l'équation du mouvement sur l'axe vertical s'écrit :

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \quad (A-3)$$

L'environnement est en équilibre hydrostatique, et la particule et l'environnement sont en équilibre. On peut donc écrire que $\frac{\partial p_e}{\partial z} = \frac{\partial p}{\partial z} = -\rho_e g$, ce qui, en remplaçant dans l'équation (3), conduit à la relation:

$$\frac{dw}{dt} = g \left(\frac{\rho_e}{\rho} - 1 \right) = g \left(\frac{\theta_v - \theta_{v_e}}{\theta_{v_e}} \right) = B \quad (A-4)$$

où B est la force de flottabilité.

En dérivant par rapport à z cette équation, on peut finalement faire apparaître la relation directe entre le CAPE et la variation d'énergie cinétique verticale de la particule:

$$CAPE = \int_{z_0}^{z_{top}} g \left(\frac{\theta_v - \theta_{v_e}}{\theta_{v_e}} \right) dz = w \frac{dw}{dt} = \frac{d}{dz} \left(\frac{1}{2} w^2 \right) \quad (A-5)$$

Cette variation d'énergie cinétique est égale à la somme du travail appliqué au système de toutes les forces, c'est-à-dire dans notre cas du travail fournis par l'environnement à la particule d'air.

On peut donc utiliser le premier principe de la thermodynamique, on peut relier le CAPE à la variation d'entropie du système:

$$d(CAPE) = -TdS \Rightarrow CAPE = - \int_{z_0}^{z_{top}} TdS \quad (A-6)$$

Pour le système isolé (air + vapeur + eau), c'est-à-dire lorsqu'on se trouve dans des régions où le seul changement d'état possible de la particule d'eau est la condensation (ou liquéfaction) au cours de son ascendance, alors la variation élémentaire d'entropie s'écrit (Lemaître, 1981):

$$dS = (c_{pd} + r_t c_{pl}) \frac{dT}{T} + g(1 + r_t) \frac{dz}{T} + \frac{d(rL_l)}{T} \quad (A-7)$$

où c_{pd} et c_{pl} sont les chaleurs spécifiques, respectivement de l'air sec et de l'eau liquide, à pression constante, T la température, g la constante gravitationnelle ($m.s^{-2}$), r_t le rapport de mélange total, L_l la chaleur latente de liquéfaction.

L'introduction de l'équation (7) dans l'équation (6), et l'intégration du résultat obtenu fournissent l'expression finale du CAPE:

$$CAPE = -(c_{pd} + r_t c_{pl})\Delta T + g(1 + r_t)\Delta z + \Delta(rL_l) \quad (A-8)$$

Au sol, on peut considérer que toute l'eau est initialement sous forme de vapeur, ce qui implique que $r = r_t$. Ensuite, la vapeur est condensée progressivement au cours de l'ascendance, et l'eau liquide résultante est transformée à son tour sous forme de glace dans l'état final, ce qui implique qu'au sommet de l'ascendance, on peut écrire que $r = 0$.

Dans ces conditions, le CAPE peut être estimé par la formule finale suivante:

$$CAPE = -(c_{pd} + r_t c_{pl})(T_{top} - T_0) + g(1 + r_t)z_{top} + r_t L_l \quad (A-9)$$

C'est cette équation qui a été utilisé pour déduire des réanalyses ou analyses de l'ECMWF le champ de CAPE discuté dans les chapitre II et III.

Annexe B : Vecteur J

La conservation du tourbillon potentiel PV peut être exprimé par:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho PV) + \nabla \cdot J = 0 \quad (\text{B-1})$$

où J est le flux total de tourbillon potentiel.

Schär (1992) propose une généralisation du théorème de Bernoulli permettant de calculer ce vecteur J.

Le théorème de Bernoulli classique peut être exprimé sous la forme:

$$\frac{DB}{Dt} = 0 \quad (\text{B-2})$$

avec B la fonction de Bernoulli classique, qui est donnée par la formule suivante:

$$B = h + \frac{1}{2}u^2 + \phi \quad (\text{B-3})$$

où u est le vent tridimensionnel total, ϕ correspond au géopotential, et la quantité h représente l'enthalpie.

La fonction de Bernoulli peut être approximé lors de son application au domaine atmosphérique par (voir Gill, 1982):

$$B = c_p T + \frac{1}{2}u^2 + gz \quad (\text{B-4})$$

avec c_p la chaleur spécifique, T la température (K), u le vent tridimensionnel total, z l'altitude (m) et g la constante gravitationnelle (m.s^{-1}).

En considérant un fluide compressible et non hydrostatique dans un environnement en rotation, les équations utilisées sont l'équation de mouvement, l'équation de conservation de la masse et l'équation d'énergie:

$$\frac{Du}{Dt} + 2\Omega \times u = -\frac{1}{\rho} \nabla \rho - \nabla \phi + F \quad (\text{B-6})$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho u) = 0 \quad (\text{B-7})$$

$$\frac{D\theta}{Dt} = \dot{\theta} \quad (\text{B-8})$$

ici, Ω est la vitesse angulaire de la terre.

L'effet de dissipation et de chauffage non-adiabatique, est pris en compte par la force non conservative F , et le taux de réchauffement diabatique par $\dot{\theta}$. La relation entre tourbillon potentiel et ce système est traditionnellement exprimé par :

$$\frac{DPV}{Dt} = \frac{1}{\rho} [\omega \cdot \nabla \dot{\theta} + (\nabla \times F) \cdot \nabla \theta] \quad (\text{B-9})$$

où $PV = \rho^{-1} \nabla \theta \cdot \omega$ est le tourbillon potentiel, et $\omega = 2\Omega + \nabla \times u$ le tourbillon absolu. Comme l'ont montré Haynes et McIntyre (1987, 1990), cette équation peut être classée comme une forme de flux conservatif. Le flux total de tourbillon potentiel J est donné comme la somme des flux advectif et non advectif, identifiés par les équations :

$$J = u\rho PV + J_N \quad (\text{B-10})$$

avec la contribution non advective :

$$J_N = -\omega \dot{\theta} - F \times \nabla \theta \quad (\text{B-11})$$

Les équations (B-10) et (B-11) peuvent être introduit dans l'équation (B-9).

L'équation (B-6) peut s'écrire sous la forme :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \omega \times u = -\frac{1}{\rho} \nabla p - \frac{1}{2} \nabla(u^2) - \nabla \phi + F \quad (\text{B-12})$$

Le terme de pression est scindé en deux termes en utilisant l'équation de Gibbs :

$$\nabla p = \rho \nabla h - \rho T \nabla s \quad (\text{B-13})$$

où s et h représente l'entropie et l'enthalpie, par unité de masse. Le remplacement de (B-13) dans l'équation (B-12), permet d'accéder à une forme alternative de l'équation du moment, qui est :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \omega \times u = T \nabla s - \nabla B + F \quad (\text{B-14})$$

où la fonction de Bernoulli définie par l'équation (B-3) est retrouvé. En réalisant $\nabla \theta \times (B-14)$, on obtient :

$$\nabla \theta \times \frac{\partial u}{\partial t} + \nabla \theta \times \omega \times u = \nabla \theta \times T \nabla s - \nabla \theta \times \nabla B + \nabla \theta \times F \quad (\text{B-15})$$

Le premier terme de droite disparaît lorsque $\nabla \theta \parallel \nabla s$. Le second terme de gauche peut être réarrangé en utilisant le double produit vecteur $A \times (B \times C) = B(A \cdot C) - C(A \cdot B)$ pour obtenir :

$$\nabla \theta \times \frac{\partial u}{\partial t} + \omega (\nabla \theta \cdot u) - u (\nabla \theta \cdot \omega) = -\nabla \theta \times \nabla B + \nabla \theta \times F \quad (\text{B-16})$$

avec l'équation thermodynamique (B-8), nous avons $\nabla \theta \cdot u = \dot{\theta} - \partial \theta / \partial t$ et qui peut être remplacé par le second terme de l'équation (B-16). Après réarrangement :

$$\nabla \theta \times \left(\nabla B + \frac{\partial u}{\partial t} \right) - \omega \frac{\partial \theta}{\partial t} = -u(\nabla \theta \cdot \omega) - \omega \nabla \dot{\theta} - F \times \nabla \theta \quad (\text{B-17})$$

Il est à noter que le premier terme de droite est le flux advectif du tourbillon potentiel, alors que les autres termes de droite sont la partie du flux non-advectif (équation (B-10) et (B-11)).

L'équation (B-17) peut être reformulé par :

$$J = \nabla \theta \times \left(\nabla B + \frac{\partial u}{\partial t} \right) - \omega \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (\text{B-18})$$

L'équation (B-18) est l'équation utilisée dans ce travail.

Annexe C : Les bilans de chaleur et d'humidité

La source de chaleur Q_1 et le puits apparent d'humidité Q_2 sont définis par Yanai *et al.* (1973) comme :

$$Q_1 = \bar{\pi} \frac{D\bar{\theta}}{Dt} \quad (C-1)$$

$$Q_2 = -\frac{L}{c_p} \frac{D\bar{q}}{Dt} \quad (C-2)$$

avec θ la température potentielle et q le rapport de mélange en vapeur d'eau.

$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \vec{V} \cdot \vec{\nabla}$ où $\pi = \left(\frac{p}{p_0}\right)^{\frac{R_a}{c_p}}$ est la fonction d'Exner, p la pression et $p_0 = 1000\text{mb}$ est une

pression de référence, c_p la chaleur spécifique à pression constante et R_a la constante des gaz parfaits pour l'air sec.

En dessous du niveau de givrage $L = L_v$ où L_v est la chaleur latente de vaporisation dont l'évolution avec la température est donnée par $L_v = 2,5.106 - 2365xT \text{ j.kg}^{-1}$ avec T exprimée en °C. Au dessus du niveau de givrage $L = L_s$ où L_s est la chaleur latente de sublimation avec $L_s = 2,83.106 \text{ j.kg}^{-1}$ (Chong et Hauser, 1990).

Les expressions Q_1 et Q_2 peuvent être obtenues en moyennant horizontalement les équation de la thermodynamique, de la vapeur d'eau et en décomposant le vent et les grandeurs thermodynamiques en une partie moyenne et une perturbation.

Pour le calcul de Q_1 , on part de l'équation de la thermodynamique :

$$\frac{D\theta}{Dt} = S(\theta) \quad (C-3)$$

où $S(\theta)$ sont les sources de chaleur et de chauffage radiatif.

En multipliant par la densité ρ , on obtient :

$$\rho \frac{D\theta}{Dt} = \rho \frac{\partial \theta}{\partial t} + \rho \vec{V} \cdot \vec{\nabla} \theta = \rho S(\theta) \quad (C-4)$$

En introduisant l'équation de continuité, $\vec{\nabla} \cdot (\rho \vec{V}) = 0$, l'équation (4) devient :

$$\rho \frac{D\theta}{Dt} = \rho \frac{\partial \theta}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot (\rho \theta \vec{V}) = \rho S(\theta) \quad (C-5)$$

La décomposition de chacun de ces paramètres en une partie moyenne caractérisant le flux de grande échelle et une partie perturbation et en moyennant horizontalement cette équation aboutit à :

$$\overline{\rho \frac{D\theta}{Dt}} = \overline{\rho} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \overline{\rho'} \frac{\partial \theta'}{\partial t} + \overline{\vec{\nabla} \cdot (\overline{\rho \theta \vec{V}'})} + \overline{\vec{\nabla} \cdot (\overline{\rho' \theta' \vec{V}'})} + \overline{\vec{\nabla} \cdot (\overline{\rho' \theta' \vec{V}'})} + \overline{\vec{\nabla} \cdot (\overline{\rho \theta' \vec{V}'})} = \overline{\rho} \overline{S(\theta)} + \overline{\rho' S'(\theta)} \quad (C-6)$$

où la moyenne spatiale du produit de trois déviations d'une moyenne spatiale, c'est-à-dire une "triple corrélation", est considérée négligeable (Miller, 1955).

L'équation de continuité, décomposée en partie de moyenne et partie perturbée est moyennée dans un plan horizontal et peut donc se réécrire :

$$\overline{\vec{\nabla} \cdot (\rho' \vec{V}')} = -\overline{\vec{\nabla} \cdot (\overline{\rho \vec{V}'})} \quad (C-7)$$

L'équation précédente devient donc :

$$\overline{\rho \frac{D\theta}{Dt}} = \underbrace{\overline{\rho} \frac{D\bar{\theta}}{Dt}}_{\frac{\bar{\rho} Q_1}{\pi}} + \overline{\rho'} \frac{\partial \theta'}{\partial t} + \overline{\vec{\nabla} \cdot (\overline{\rho' \theta' \vec{V}'})} + \overline{\vec{\nabla} \cdot (\overline{\rho \theta' \vec{V}'})} + \overline{\rho' \vec{V}' \cdot \vec{\nabla} \bar{\theta}} = \overline{\rho} \overline{S(\theta)} \quad (C-8)$$

L'équation devient alors :

$$Q_1 = -\frac{\pi}{\overline{\rho}} \overline{\vec{\nabla} \cdot (\overline{\rho \theta' \vec{V}'})} - \underbrace{\frac{\pi}{\overline{\rho}} \left(\overline{\rho' \frac{\partial \theta'}{\partial t}} + \overline{\vec{\nabla} \cdot (\overline{\rho' \theta' \vec{V}'})} + \overline{\rho' \vec{V}' \cdot \vec{\nabla} \bar{\theta}} \right)}_{D_{Q_1}} + \pi \overline{S(\theta)} \quad (C-9)$$

Pour le calcul du puits apparent d'humidité Q2, on effectue la même démarche que pour Q1 en partant de l'équation de conservation de la vapeur d'eau $\frac{Dq}{Dt} = S(q)$ où S(q) est la somme de tous les taux de production ou de perte de quantité de vapeur d'eau. L'expression de Q2 est alors donnée par :

$$Q_2 = \frac{L}{c_p \overline{\rho}} \overline{\vec{\nabla} \cdot (\overline{\rho q' \vec{V}'})} + \underbrace{\frac{L}{c_p \overline{\rho}} \left(\overline{\rho' \frac{\partial q'}{\partial t}} + \overline{\vec{\nabla} \cdot (\overline{\rho' q' \vec{V}'})} + \overline{\rho' \vec{V}' \cdot \vec{\nabla} \bar{q}} \right)}_{D_{Q_2}} + \frac{L}{c_p} \overline{S(q)} \quad (C-10)$$

