



HAL
open science

Variabilité des flux turbulents de surface au sein du bassin versant d'Ara au Bénin

Moussa Doukoure Doukouré

► **To cite this version:**

Moussa Doukoure Doukouré. Variabilité des flux turbulents de surface au sein du bassin versant d'Ara au Bénin. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2011. Français. NNT : 2011GRENU014 . tel-00693477

HAL Id: tel-00693477

<https://theses.hal.science/tel-00693477v1>

Submitted on 2 May 2012

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

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Physique de l'atmosphère**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Moussa DOUKOURÉ

Thèse dirigée par **Sandrine ANQUETIN** et
codirigée par **Jean-Martial COHARD**

préparée au sein du **Laboratoire d'étude des Transferts en
Hydrologie et Environnement (L.T.H.E.)**
dans l'**École Doctorale Terre Univers Environnement**

VARIABILITÉ DES FLUX TURBULENTS DE SURFACE AU SEIN DU BASSIN VERSANT D'ARA AU BÉNIN

Thèse soutenue publiquement le **31 Mars 2011**,
devant le jury composé de :

M. Gerhard KRINNER

Dr. CNRS LGGE Grenoble (Président)

M. Jean-François SINI

Prof. École Centrale de Nantes (Rapporteur)

M. Yves BRUNET

DR. INRA de Bordeaux (Rapporteur)

Mme Françoise GUICHARD

CR. CNRS, CNRM/GAME Météo France (Membre)

M. Paul ASSAMOI

Prof. Université de Cocody Abidjan (Membre)

M. Adama DIAWARA

Maître Assistant Université de Cocody Abidjan (Membre)



Remerciements :

Je tenais à remercier tout d'abord Le gouvernement de l'État de Côte d'Ivoire de m'avoir octroyé une bourse de thèse depuis l'année 2005. C'est assez remarquable de voir que les autorités de ce pays aient toujours mis à la disposition de leurs étudiants des bourses pour étudier aux USA, au Canada, en France et en Belgique.

Je voudrais en second lieu remercier mes deux encadreurs que sont Sandrine Anquetin et Jean-Martial Cohard d'avoir accepté de m'encadrer pour cette thèse. Je me rappelle encore du jour où je suis venu de la Belgique en été 2006, où je venais de finir mon DEA, pour faire un entretien avec Jean-Martial avec qui le premier contact avait été établi. Ce jour là, j'ai aussi découvert que j'aurai deux encadreurs et que le principal s'appelait Sandrine Anquetin. Ce travail est ce qu'il est grâce à leurs rigueurs et leurs sens élevés du travail bien fait. Lors de sa prise de parole, le jour où je présentais ce travail, Jean-Martial m'a rappelé notre mission au Bénin en mars 2008 et avait souligné le rôle que j'avais joué quand Adrien Guyot a dû rentrer en France pour cause de maladie. J'aimerais lui dire aussi que cet instant restera gravé dans ma mémoire. Et je retiens aussi de l'homme la volonté d'aller jusqu'au bout malgré les difficultés ! N'avons-nous pas, sous son insistance, bravé les insectes de la forêt de Béléfoungou ? Assurément oui !

J'aimerais remercier Mr Jean-Dominique Creutin de m'avoir accepté comme étudiant au LTHE. J'aimerais aussi remercier cette autre personnalité forte du LTHE en la personne de Mr Thierry Lebel qui malgré sa notoriété a bien voulu partager son bureau avec moi. Mr Dominique Creutin et lui m'ont aidé aussi souvent financièrement par le biais de vacations faites au LTHE quand la bourse que m'otroyait mon pays mettait du temps, souvent long, à être payée.

Mes remerciements vont également à Messieurs Gerhard Krinner du LGGE qui a bien voulu présider mon jury de thèse, Yves Brunet et Jean-François Sini respectivement de l'INRA de Bordeaux et de l'école centrale de Nantes d'avoir accepté d'être les rapporteurs de mon jury de thèse. Ils ont effectué un travail formidable en si peu de temps et nous ont permis de déceler tout ce qui nous avait échappé lors des relectures de ce manuscrit. Je n'oublie pas non plus Madame Françoise Guichard du CNRM/GAME de météo-france d'avoir accepté de participer à mon jury de thèse, nous nous reverrons très certainement.

J'adresse un vibrant hommage au Professeur Paul Assamoi, Directeur du Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de Mécanique des Fluides (LAPA-MF) de l'Université de Cocody à Abidjan, pour avoir bravé toutes les difficultés sur lesquelles je n'aimerais pas m'attarder, pour être présent le jour de ma soutenance dans mon jury de thèse. Je remercie également Mr Diawara Adama qui a conduit mes premiers pas de chercheur pendant mon DEA effectué au LAPA-MF. Nos relations sont allées au-delà de ce cadre là, et depuis, nous sommes devenus des frères.

J'aimerais remercier Adrient Guyot avec qui j'ai passé de bons moments au LTHE souvent même chez lui à la maison avec son épouse et ses voisins. Mes remerciements vont également à Angélique Godart avec qui j'ai souvent discuté de Méso-NH, Stéphanie Leroux qui depuis Boulder aux USA m'écrit de temps en temps pour avoir de mes nouvelles, Davide Cereseti, garçon très sympathique qui m'a aidé dans mes débuts avec le logiciel graphique R, Isabella Zin qui a mis à ma disposition les fichiers de végétation SPOT/HRV, Sylvie Galle avec qui j'ai eu pas mal d'informations sur les mesures effectuées au Bénin dans le cadre du programme AMMA, le grand frère Arona Diedhiou, le plus Ivoirien des

chercheurs du LTHE qui accorde un intérêt particulier au travail que je fais. Je n'oublie pas non plus Joris Pianezze mon voisin actuel de bureau, garçon très sympathique qui m'a surtout montré une recette lors de la rencontre des utilisateurs de Méso-NH à météo-france en octobre 2009 que tout le monde devrait d'ailleurs essayer au moins une fois : la salade à la compote de pomme ! Sans blague ne l'essayez pas il s'était planté au resto de météo-france mais il a dû finir son plat quand même !

Je remercie tous les membres de l'équipe ASP devenus aujourd'hui HMCI ainsi que tous les autres chercheurs et étudiants des autres équipes que j'ai connus.

En dehors du labo, j'aimerais adresser un vibrant remerciement à Ibrahim Coulibaly, étudiant Ivoirien en thèse de droit à l'UPMF, de m'avoir offert son toit dans mes premiers jours à Grenoble et avec qui j'ai partagé pleins d'autres choses.

Et voilà ! Tout est stroumph qui finit stroumph !

Grenoble, le 11 mai 2011

Résumé :

Dans ce travail, nous proposons de mettre en œuvre une modélisation des grandes échelles de la turbulence couplée avec un modèle de surface pour résoudre localement les interactions entre la surface et l'atmosphère et simuler les flux turbulents induits par les hétérogénéités de surface. Cette étude s'appuie sur les données du programme AMMA obtenues dans la haute vallée de l'Ouémé (Bénin). Notre site est le bassin versant d'ARA (12km²). Des radiosondages composites représentatifs des saisons sèche et humide sont identifiés pour forcer le modèle Mésos-NH dans sa version LES. Deux types de condition de surface ont été implémentés afin d'étudier l'impact des hétérogénéités de surface sur la variabilité des flux turbulents. Les conditions homogènes sont réalisées en utilisant une orographie plane et une végétation décrite par ECOCLIMAP (1 km de résolution). Les conditions hétérogènes sont représentées par un MNT SRTM (90 m de résolution) et une végétation décrite par SPOT/HRV (20 m de résolution). Une analyse de variabilité des champs 2D de flux de chaleur latente et sensible est proposée à l'aide du variogramme 2D et du suivi Lagrangien. Il ressort que la variabilité spatiale de la chaleur sensible est gouvernée par le couple relief - vent quel que soit la saison. Le flux de chaleur latente ne montre pas de cohérence spatiale avec la surface en saison sèche. En saison humide, la variabilité spatiale de E est gouvernée par la végétation. Cette étude révèle dans tous les cas que les échelles caractéristiques de ces deux champs diffèrent quel que soit la saison.

Mots-clés : Mousson, Bassin versant, Hétérogénéités de surface, Simulation LES, Chaleur sensible, Chaleur latente.

Abstract :

In this work, we propose to implement LES simulations coupled with a land surface model to simulate induced turbulent fluxes produced by heterogeneous landscapes. This study is based on the AMMA campaign data obtained in the Ouémé valley (Bénin). Our experimental domain is centred on the ARA catchment (12km²). Composite radiosoundings representing dry and wet seasons are identified to force the LES Meso-NH model. Two land surface conditions have been implemented to study the impact of surface heterogeneity on turbulent fluxes variability. Homogeneous conditions are realized using homogeneous orography and vegetation described by ECOCLIMAP database (1km) which is a standard vegetation data base from the Meso-NH model. Heterogeneous conditions are described by SRTM orography database (90 m) and a vegetation classification obtained from SPOT/HRV images (20m). After a validation of the coupled numerical simulations, an analysis of 2D sensible and latent heat surface flux variability is proposed using two dimensional variogram and Lagrangian statistic tools. It is showed that whatever the season sensible heat flux H is more influenced by wind and orography. The latent heat flux, weak in dry season does'nt show any consistency with surface condition variability. During wet season, it appears that E is more dependent to vegetation variability. Our study concludes that in all case, H and E are not characterized with the same length scale.

Key words : Monsoon, Watershed, Surface heterogeneities, Large-Eddy Simulation, Sensible heat flux, Latent heat flux.

Table des matières

Table des matières	i
Liste des figures	vii
Liste des tableaux	xvi

Chapitre 1

INTRODUCTION

Chapitre 2

LA COUCHE LIMITE ATMOSPHERIQUE ET LES HÉTÉROGÉNÉITÉS DE SURFACE

2.1 LA COUCHE LIMITE ATMOSPHERIQUE	7
2.2 STRATIFICATION THERMIQUE ET STABILITÉ DANS LA COUCHE LIMITE ATMOSPHERIQUE.	9
2.2.1 La couche limite stable	9
2.2.1.1 Fonctionnement de la couche limite stable	9
2.2.2 Couche limite instable	11

2.2.2.1	La couche limite de surface	12
2.2.2.2	La couche de mélange	13
2.2.2.3	La zone d'entraînement	15
2.2.3	La couche limite neutre	16
2.3	MODÉLISATION DE LA COUCHE LIMITE.	16
2.3.1	Notion de turbulence	17
2.3.2	Modélisation de la turbulence	18
2.4	LES ÉQUATIONS DU MOUVEMENT	19
2.5	LES ÉQUATIONS DE LA CHALEUR ET DES VARIABLES D'HU- MIDITÉ	22
2.5.1	Équation de la chaleur	22
2.5.2	Équation des variables d'humidité	23
2.5.3	La question de la fermeture	23
2.5.4	Les fermetures locales et non locales	24
2.5.4.1	Les fermetures locales	24
2.5.4.2	Les fermetures non locales	25
2.5.5	Les schémas de fermeture	25
2.5.5.1	Le schéma de Smagorinsky	25
2.5.5.2	Le schéma de Deardorff	26
2.5.6	Échelles caractéristiques dans la CLA convective	28
2.5.6.1	Hauteurs de la couche limite atmosphérique (z_i)	28
2.5.6.2	Échelles caractéristiques de vitesse, temps, température et de vapeur d'eau	28

2.6	IMPACT DES HÉTÉROGÉNÉITÉS DE SURFACE SUR LA COUCHE LIMITE	30
2.7	CONCLUSION	33

Chapitre 3

LE CONTEXTE CLIMATIQUE OUEST-AFRICAIN

3.1	LA HAUTE VALLÉE DE L'OUÉMÉ	38
3.1.1	Présentation générale	38
3.1.2	Présentation du dispositif expérimental	41
3.2	CYCLE SAISONNIER DANS LA HAUTE VALLÉE DE L'OUÉMÉ	42
3.2.1	Évolution de la température au sol	43
3.2.2	Évolution de l'humidité relative au sol	44
3.2.3	Évolution du rapport de mélange au sol	45
3.2.3.1	Identification des phases de la mousson	47
3.3	ANALYSE DU CYCLE DIURNE MENSUEL	48
3.3.1	Cycle diurne mensuel de la température	50
3.3.2	Cycle diurne mensuel de l'humidité relative	52
3.3.3	Cycle diurne mensuel de la vitesse du vent	54
3.3.4	Cycle diurne mensuel du rapport de mélange	65

3.4	COMPARAISON DES OBSERVATIONS MÉTÉOROLOGIQUES	
	ENTRE PARAKOU ET DJOUGOU	69
3.4.1	Comparaison des humidités relatives	69
3.4.2	Comparaison des températures	70
3.5	CONCLUSION	71

Chapitre 4

SIMULATIONS DES GRANDS TOURBILLONS. LE MODÈLE MÉSO-NH

4.1	INTRODUCTION	75
4.2	LE MODÈLE 1.5 TKE DE MÉSO-NH	76
4.2.1	Équation de l'énergie cinétique turbulente	76
4.3	ÉQUATION POUR LA LONGUEUR DE MÉLANGE	76
4.3.1	La formulation de Bougeault et Lacarrère	76
4.3.2	La formulation de Deardorff	77
4.4	EXPRESSION DES FLUX TURBULENTS DU SECOND ORDRE	78
4.5	INTERACTION SOL-ATMOSPHÈRE	79
4.5.1	Interaction Sol Biosphère Atmosphère (ISBA)	79
4.5.2	Traitement des flux de surface	80
4.5.3	Couplage ISBA-Méso-NH	82
4.5.3.1	La paramétrisation de Louis	83

4.5.3.2	La paramétrisation de Mascart	84
4.6	VARIABILITÉ SOUS-MAILLE	85
4.7	CONCLUSION	86

Chapitre 5

MISE EN PLACE DES SIMULATIONS LES

5.1	MISE EN PLACE DES SIMULATIONS LES	87
5.1.1	Domaines de simulations	88
5.1.2	Choix des paramétrisations et initialisations du modèle	90
5.2	STRUCTURE VERTICALE DE LA COUCHE LIMITE SIMULÉE	93
5.2.1	Température potentielle et rapport de mélange	93
5.2.2	Profils verticaux moyens des variances	95
5.2.3	La dissymétrie de W	97
5.2.4	Les profils verticaux des flux turbulents	98
5.3	RÉPONSE DU MODÈLE ISBA AUX DONNÉES DE FORÇAGE	100
5.3.1	Signature de la représentation du couvert végétal sur la structure de la couche limite	100
5.3.2	Signature de la représentation du couvert végétal sur la variabilité des flux turbulents de surface	101
5.4	CONCLUSION	103

Chapitre 6

VARIABILITÉ SPATIALE DES FLUX TURBULENTS DE SURFACE

6.1	ÉCHELLE DE VARIABILITÉ DES FORÇAGES DE SURFACE . . .	105
6.1.1	La topographie	106
6.1.2	La végétation	107
6.1.3	Le vent de surface	108
6.2	VARIABILITÉ DES FLUX TURBULENTS DE SURFACE	110
6.2.1	Échelle de variabilité	111
6.2.1.1	Flux turbulent de chaleur sensible	111
6.2.1.2	Flux turbulent de chaleur latente	112
6.3	ANALYSES LAGRANGIENNES	113
6.3.1	Signature du relief	114
6.3.2	Signature du vent	115
6.4	TESTS DE SENSIBILITÉ	116
6.4.1	Sensibilité à la direction du vent	117
6.4.1.1	Signature sur le champ H	118
6.4.1.2	Signature sur le champ E	119
6.4.2	Sensibilité au relief	120
6.4.2.1	Signature sur les champs H et E	120
6.5	CONCLUSION	121

Chapitre 7

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

7.1 CONCLUSIONS	123
7.1.1 État de l'art	123
7.1.2 La campagne AMMA dans la haute vallée de l'Ouémé	124
7.1.3 Le modèle Més0-NH et son évaluation	125
7.1.4 Variabilité des flux turbulents de surface	125
7.2 PERSPECTIVES	126
Annexe 1 : Les analyses variographiques	127
Annexe 2 : Analyse lagrangienne	133
Bibliographie.	135

Liste des figures

2.1	Cycle diurne de la couche limite atmosphérique. (d'après Stull, 1988)	9
2.2	(Stull, 1988) : Structure d'une couche limite stablement stratifiée. $\overline{\theta}_v$ représente le profil moyen de température potentielle virtuelle et \overline{M} représente la vitesse du vent.	10
2.3	Bouffées convectives (aussi appelées plumets convectifs) visualisées en laboratoire. (Issu de http://www.mmm.ucar.edu/people/sullivan).	11
2.4	Profils caractéristiques de la couche limite convective : A gauche profil vertical de la température potentielle et à droite profil vertical de flux turbulent de chaleur sensible. (Driedonks et Tennekes, 1984)	12
2.5	Profils verticaux normalisés selon l'échelle verticale des flux turbulents de chaleur latente pour couche limite sèche (à gauche) et couche limite humide (à droite) à différentes heures de la journée. (d'après Couvreux et al., 2007)	14
2.6	Évolution spatiale de l'interface d'inversion dans un domaine limité. Les isocontours représentent la température tandis que les flèches représentent le vent dans le plan (y,z). (d'après Sullivan et al., 1998)	16
2.7	Illustration de la coupure spectrale. k_c correspond à l'échelle de coupure du maillage (π/Δ_c) (issu de http://www.mmm.ucar.edu/people/sullivan). . .	18
2.8	Différents patches d'humidité et de longueur de rugosité pour l'étude de l'impact de l'échelle d'hétérogénéité sur la couche limite atmosphérique. En noir les patches humides ou de longueur de rugosité élevée, en blanc patches secs ou longueur de rugosité plus faible. Domaine total de simulation $5 \times 5 \text{ km}^2$ (d'après Courault et al., 2007).	32

3.1	Cumul annuel moyen des précipitations entre 1961 et 1990 (Source : U.K Climate Research Unit. University of East Anglia)	37
3.2	NDVI (Normalized Difference Vegetation index - Différence Normalisée d'Index de Végétation) en Afrique de l'Ouest. Source : FEWS NET - Famine Early Warning System Network.	37
3.3	Situation géographique du Bénin (a), de la haute vallée de l'Ouémé (b), de la Donga, supersite Soudanien du programme AMMA (c) et du bassin versant d'ARA (d).	38
3.4	Végétations majoritaires dans la haute vallée de l'Ouémé en saison sèche : Savane arborée (a) et Savane arbustive (b). (Guyot, 2006)	39
3.5	Exemple de surface agraire laissée nue pendant la saison sèche dans le bassin d'ARA à Nalohou, sous-bassin de la Donga (Photo : M. Doukouré).	39
3.6	Vue aérienne des végétations de bord de cours d'eau : forêts galeries. (Photo : J-M Bouchez).	40
3.7	Variation saisonnière de la température journalière au sol lissée sur 10 jours (haut), et du cumul journalier de la pluie à Djougou de 2004 à 2007. Le cumul annuel de précipitation est indiqué en rouge.	43
3.8	Variation saisonnière de l'humidité relative au sol à Djougou de 2004 à 2007.	45
3.9	Variation saisonnière du rapport de mélange journalier au sol lissé sur 10 jours à Djougou de 2004 à 2007.	46
3.10	Rapport de mélange de vapeur d'eau journalier moyen en 2006 à Djougou. Les lignes verticales rouges indiquent les dates que nous proposons pour identifier les différentes phases de la mousson. En pointillé rouge les incertitudes associées. Les lignes verticales vertes indiquent les dates proposées par Lothon et al. (2008).	47
3.11	Cycle diurne mensuel de la température au sol à Djougou. En bleu celui de 2006 et en rouge celui de 2007.	50
3.12	Cycle diurne de la température potentielle à Parakou de juin à septembre 2006.	51

3.13	Cycle diurne mensuel de l'humidité relative au sol à Djougou. En bleu celui de 2006 et en rouge celui de 2007.	52
3.14	Moyennes mensuelles de la température potentielle pseudo-adiabaique et température potentielle pendant la période d'assèchement (Novembre) et la période sèche (Décembre) à Parakou pour l'année 2006.	53
3.15	Cycle diurne mensuel de la vitesse du vent au sol à Djougou. En bleu celui de 2006 et en rouge celui de 2007.	54
3.16	Direction instantanée du vent pendant la phase sèche en 2006 à Djougou. .	55
3.17	Directions instantanées du vent pendant la phase sèche en 2006 à Parakou.	55
3.18	Vitesse du vent, direction du vent pendant la phase d'assèchement en novembre 2006 à Parakou.. . . .	56
3.19	Directions instantanées du vent pendant la période humide en 2006 à Djougou.	56
3.20	Directions instantanées du vent pendant la phase humide en 2006 à Parakou.	57
3.21	Cycle diurne du profil de vent de juin à août à Parakou en 2006.	58
3.22	Cycle diurne du profil de direction du vent de juin à août à Parakou en 2006.	59
3.23	Mise en évidence du cycle diurne du vent et de la direction de vent dans la colonne atmosphérique à Djougou pendant la phase humide en 2006.	59
3.24	Direction instantanée du vent pendant la période d'humidification en 2006 à Djougou.	61
3.25	Directions instantanées de vent pendant la phase d'humidification en 2006 à Parakou.	61
3.26	Mise en évidence du cycle diurne du vent et de la direction de vent dans la colonne atmosphérique à Djougou pendant la phase d'humidification en 2006.	62
3.27	Direction de vent à différentes altitudes pendant la phase d'humidification : Exemple du 11/04/2006.	63

3.28	Température potentielle pseudo-adiabatique du thermomètre mouillé (T_{hw}) et température potentielle de l'air ambiant (T_h) à 00h UTC pendant la période d'humidification à Parakou en 2006.	63
3.29	Température potentielle pseudo-adiabatique du thermomètre mouillé (T_{hw}) et température potentielle de l'air ambiant (T_h) à 12h UTC pendant la période d'humidification à Parakou en 2006.	64
3.30	Vitesse du vent, direction du vent pendant la phase sèche en Décembre à Parakou.	64
3.31	Mise en évidence du cycle diurne du vent et de la direction de vent dans la colonne atmosphérique à Djougou pendant la phase d'assèchement.	65
3.32	Cycle diurne mensuel du rapport de mélange au sol à Djougou. En bleu celui de 2006 et en rouge celui de 2007.	66
3.33	Cycle diurne mensuel du profil vertical de rapport de mélange de juin à août à Parakou en 2006.	67
3.34	Profils verticaux moyens du rapport de mélange, de la vitesse du vent et de la direction du vent pour le mois d'octobre 2006 à Parakou.	67
3.35	Profils mensuels moyens du rapport de mélange, du vent et de la direction du vent à Parakou pendant la phase d'humidification en 2006. (a) Profils à 00h UTC. (b) Profils à 12h UTC.	68
3.36	Distribution des humidités relatives observées à Parakou et à Djougou en 2006	70
3.37	Analyse bivariée des humidités relatives entre Parakou et Djougou en 2006. La droite en noir représente la première bissectrice.	70
3.38	Distribution des températures observées à Parakou et à Djougou en 2006	71
3.39	Analyse bivariée des températures entre Parakou et Djougou en 2006. La droite en noir représente la première bissectrice ou droite identité.	71

3.40	Profils composites de température potentielle, de rapport de mélange, d'intensité et de direction de vent, obtenus en moyennant tous les profils de 12h00 UTC du radiosondage de Parakou pour la saison sèche et la saison humide.	73
4.1	Schéma descriptif du couplage du modèle de surface ISBA avec le modèle atmosphérique Méso-NH.	80
4.2	Prise en compte des hétérogénéités de surface a) approche mosaïque et b) approche tile (Extrait de Mengelkamp (2006)).	86
5.1	Topographie des domaines de simulation à partir des données de SRTM 90 m de la NASA à a) 4 km, b) 1 km et c) 250 m de résolution. Le domaine 3 est celui qui est centré sur le bassin d'ARA (contour noir).	89
5.2	Pourcentage de la savane arborée au sein des domaines de simulations : a) à partir des données SPOT/HRV b) à partir des données ECOCLIMAP. Remarquons que la végétation est homogène dans le domaine 3 avec les données ECOCLIMAP.	89
5.3	Pourcentage de la savane arbustive au sein des domaines de simulation : a) à partir des données SPOT/HRV b) à partir des données ECOCLIMAP. Remarquons que la savane arbustive est inexistante dans le domaine 3 avec les données ECOCLIMAP.	90
5.4	Profils initiaux de température potentielle, du rapport de mélange, de vitesse et direction du vent pour la saison sèche (rouge) et la saison humide (bleu).	92
5.5	Moyenne spatiale et temporelle (20 min) de la température potentielle et du rapport de mélange après 24h de simulation	94
5.6	Moyenne spatiale et temporelle (20 min) de la variance totale (résolue + sous-maille) des composantes U et V du vent après 24h de simulation. . . .	95
5.7	Moyenne spatiale et temporelle (20 min) des variances totales (résolues + sous-mailles) de la vitesse verticale.	96

5.8	Moyenne spatiale et temporelle (20 min) des variances totales (résolues + sous-maillles) de la température potentielle (haut) et du rapport de mélange (bas).	97
5.9	Dissymétrie de W	98
5.10	Profils verticaux des flux totaux (résolus + sous-maillles) de chaleur sensible (a) et de chaleur latente (b)	99
5.11	Chaleur latente E ($W.m^{-2}$) et sensible H ($W.m^{-2}$) en saison sèche.	101
5.12	Chaleur sensible E ($W.m^{-2}$) et sensible H ($W.m^{-2}$) en cas humide.	102
6.1	a) Relief fin (m) utilisé dans le schéma de surface et b) La carte variographique (m).	106
6.2	a) Relief moyen et b) relief réel - relief moyen.	107
6.3	Carte variographique (m) de la surface détendancée du relief fin.	107
6.4	Cartes de l'indice foliaire issu de SPOT/HRV pour la saison sèche (gauche) et la saison humide (droite).	108
6.5	Cartes variographiques de l'indice foliaire issu de SPOT/HRV pour la saison sèche (gauche) et la saison humide (droite).	108
6.6	Vents horizontaux (m/s) au premier niveau du modèle au sein du domaine 3 pour les quatre cas de simulations.	109
6.7	Cartes variographiques du vent horizontal (m/s) pour les quatres expériences numériques.	110
6.8	Cartes variographiques du flux de chaleur sensible (W/m^2) pour les quatres expériences numériques.	111
6.9	Cartes variographiques du flux de chaleur latente (W/m^2) pour les quatres expériences numériques.	112
6.10	Topographie lagrangienne (isocontour blanc) sur les moyennes des champs E et H (fond gris) dans l'expérience ECOCLIMAP sur une fenêtre de 5 km x 5 km	114

6.11	Vent lagrangien (rouge) sur les moyennes des champs E et H (fond gris) dans l'expérience SPOT/HRV sur des fenêtres de 5 km x5 km	116
6.12	Carte variographique de l'intensité du vent (m/s) de direction Nord-Est (SSS), Est (VEN01) et Sud-Est (VEN02)	118
6.13	Carte variographique de la chaleur sensible (W/m^2) issue des expériences de vent de : Nord-Est (SSS), Est (VEN01) et Sud-Est (VEN02).	119
6.14	Cartes variographiques de la chaleur latente (W/m^2) issues des expériences de vent de : Nord-Est (SSS), Est (VEN01) et Sud-Est (VEN02).	120
6.15	Cartes variographiques de la chaleur latente et de la chaleur sensible (W/m^2) issues des expériences SSS et PSS.	121
7.1	Exemple de Variogramme d'après Baillargeon (2005).	130
7.2	A gauche on a les isocontours des champs dont on veut faire l'exploration lagrangienne sous les barycentres représentés par des points noirs, dans une fenêtre de la taille des carrés représentés autour des barycentres. Le champ est extrait de ces fenêtres et ces extraits sont ensuite moyennés pour donner la moyenne lagrangienne. (D'après Yates, 2006).	134

Liste des tableaux

3.1	Nombre de radiosondages de Parakou atteignant au moins 400hPa durant l'année 2006.	49
5.1	Configurations numériques des trois domaines de simulation	88
5.2	Classification ECOCLIMAP et SPOT/HRV.	90
5.3	Paramétrisations physiques utilisées dans les simulations	90
5.4	Profondeur des couches de surface (d1) et racinaire (d2) et hauteur des arbres relatives pour les deux types de couverts (base ECOCLIMAP). . . .	91
5.5	Désignation des simulations	93
5.6	Résultats des simulations en saison sèche et humide. w_* et t_* représentent respectivement la vitesse et le temps caractéristique de la couche limite convective; Q_0 représente le flux de chaleur sensible de surface; $\Delta\theta$ représente le saut de température potentielle dans la couche d'inversion; z_i représente la hauteur de la couche limite convective et R_θ représente le rapport entre le flux minimal de chaleur sensible z_i et la surface.	93
6.1	Seuils utilisés pour les analyses Lagrangiennes.	114
6.2	Présentation des expériences numériques	117
6.3	Valeurs moyennes des flux de surface pour les différentes expériences numériques.	117

1 Introduction

Le climat de l'Afrique de l'Ouest, comme le climat mondial, est enclin à un changement climatique préoccupant qui prend sa source dans un système d'interactions complexes entre l'action de l'homme et la réponse de l'environnement. Ce changement climatique est perceptible en Afrique de l'Ouest à travers une augmentation de la température de l'air et une diminution des précipitations (Le Barbé et al., 2002 ; Kouadio, 2002). L'augmentation des surfaces soumises à un climat de plus en plus aride (Wang and Eltahir, 2000) en est une des conséquences d'ores et déjà observable.

En Afrique de l'Ouest, la ressource de l'eau est inégalement distribuée alors que l'agriculture, qui constitue une source de revenus des populations de cette région, dépend fortement des modes de sa gestion (Sultan et al., 2005). Dans un tel contexte, les questions liées à la compréhension du cycle de l'eau sont donc très sensibles et les attentes de la région restent très importantes et s'inscrivent dans une démarche d'utilisation durable de cette ressource. L'eau est très loin d'être une ressource statique. En effet, elle transite par un cycle dynamique de précipitation, de ruissellement, d'infiltration, de recharge des nappes et d'évapotranspiration. Tous ces termes du cycle de l'eau sont associés à une très large gamme d'échelles spatiales et temporelles.

Le terme le plus important est probablement l'évapotranspiration, encore désigné comme le flux de chaleur latente. Sa détermination est incontournable dès lors que l'on s'intéresse à établir des bilans d'eau à l'échelle du bassin ou que l'on est dans une démarche d'optimisation des apports en eau pour une meilleure efficacité agricole. Le terme d'évapotrans-

piration représente la quantité d'eau reinjectée dans l'atmosphère et qui va contribuer en partie à la formation des précipitations. Le processus d'évapotranspiration comprend deux termes : l'évaporation des surfaces (sol, eau libre) et la transpiration du couvert végétal. Dans ce dernier cas, les plantes rejettent 90% de l'eau qu'elles prélèvent par leurs racines (Caubel, 2001). Le processus d'évapotranspiration nécessite une grande quantité d'énergie. En effet la chaleur latente de vaporisation qui représente la quantité d'eau liquide transformée en vapeur d'eau par unité de masse est égale à $2,45.10^6 J/kg$. La détermination du terme d'évapotranspiration contribue au bilan d'énergie en surface (Eq 1.1) :

$$R_n - G = H - E \quad (1.1)$$

où R_n représente le rayonnement net, G le flux de chaleur dans le sol, H le flux turbulent de chaleur sensible et E le terme d'évapotranspiration. La fermeture de ce bilan reste encore aujourd'hui un enjeu scientifique majeur. En effet, des verrous technologiques et scientifiques conduisent à des estimations encore imparfaites de ces termes, notamment pour des surfaces naturelles et hétérogènes.

Dans un objectif d'une gestion plus efficace des ressources en eau, le terme d'évapotranspiration doit être estimé aussi précisément que possible.

Les techniques de mesure directe généralement utilisées pour son estimation sont celles connues sous le nom de "méthode de l'Eddy-Correlation" (EC). Cette technique est utilisée aussi bien pour la détermination des flux turbulents de surface (chaleur sensible et chaleur latente) que pour la détermination des flux de CO₂. Elle est cependant mise en défaut pour des surfaces hétérogènes (Finnigan et al., 2003). En effet la nature hétérogène du sol (topographie, type de sol, présence de végétation, géologie) conduit à une variabilité spatiale de l'état hydrique et thermique du sol qui se traduit par une variabilité des flux turbulents de surface (Lemone et al., 2007 ; Timouk et al., 2009). Ces flux turbulents génèrent alors des circulations atmosphériques secondaires dans la couche limite de surface, comme l'ont montré Raash et al. (2001) par simulations à fine échelle. Ces circulations secondaires, à l'origine de la formation des tourbillons organisés en structures turbulentes, expliqueraient la sous-estimation systématique des flux turbulents de surface avec la méthode d'EC (Kanda et al., 2004 ; Inagaki et al., 2006 ; Steinfeld et al., 2006 ;

Huang J. et al., 2008) et seraient donc en partie liées au problème de fermeture du bilan d'énergie. D'autres raisons liées à la topographie du terrain ont été étudiées par Finnigan et al. (2003). La stratégie d'échantillonnage reste une question ouverte quand il s'agit de documenter la variabilité du flux associée au-dessus de différents types de couvert végétal. De par la variabilité des flux émis en surface, il est donc nécessaire d'associer aux mesures par Eddy-Corrélation (EC) des analyses permettant de caractériser la provenance de ces flux, désignée par "footprint" de la mesure, ou encore en français, les modèles d'empreinte.

De nouvelles techniques de mesures ont été développées pour approcher la complexité des surfaces hétérogènes. La plus prometteuse est la mesure scintillométrique. Le scintillomètre est un système de mesure constitué d'un récepteur et d'un émetteur de faisceau infra-rouge. Les perturbations de ce dernier causées par les fluctuations de la température, de l'humidité et de la pression de l'air, sont proportionnelles au paramètre de structure de l'indice de réfraction. Pour un signal infra-rouge les perturbations sont causées par les inhomogénéités du champ de température et donc liés aux flux turbulents de chaleur sensible. Pour les signaux micro-ondes, le signal est perturbé par les inhomogénéités des champs de température et d'humidité et peuvent donc être reliés aux flux turbulents de chaleur latente. Les mesures de scintillométrie ont été déjà utilisées avec succès pour documenter les flux au-dessus des surfaces hétérogènes (Meijninger et al., 2002, 2006 parmi d'autres). Cependant deux difficultés majeures sont rencontrées dans son utilisation :

- L'estimation des flux turbulents à partir des paramètres de structure nécessite de connaître les caractéristiques aérodynamiques représentatives de la surface (hauteur de déplacement, longueur de rugosité, rapport de Bowen) ;
- Les modèles d'empreinte utilisés pour déterminer la source des flux turbulents ne sont pas utilisables sur topographie complexe (Meijninger et al., 2002, 2006 ; Sogachev et al., 2004 ; Schmid, 1997, 2002). En effet la plupart de ces modèles sont des modèles bidimensionnels alors que les flux turbulents sont tridimensionnels. De plus, certains modèles d'empreinte sont très consommateurs en temps CPU de manière comparable à ceux des modèles de simulations de grands tourbillons (i.e. Large-Eddy Simulation (LES)) (Sogachev et al., 2005).

Caractériser la variabilité des flux turbulents à l'échelle d'un bassin versant est accessible via la modélisation haute résolution de l'atmosphère où les flux turbulents de surface

peuvent être décrits à la résolution des hétérogénéités introduites dans le modèle. L'avantage de ces approches de modélisation est le calcul des flux turbulents à l'échelle de la maille (quantités résolues) et à l'échelle sous-maille (Stull, 1988). Ces approches de modélisation sont désignées par "simulation des grandes échelles de la turbulence".

L'objectif de ce travail de thèse vise à étudier la variabilité des flux turbulents de surface à l'échelle du bassin versant d'ARA (12km^2), situé au Nord du Bénin dans la haute vallée de l'Ouémé soumis à un climat de type Soudanien. Le choix de se positionner à l'échelle d'un bassin versant de cette taille est intéressant pour les trois raisons suivantes :

1. c'est le lieu privilégié pour les pratiques agraires qui modifient le paysage et créent les hétérogénéités parcellaires de culture et d'humidité de surface ;
2. le bassin présente un intérêt pour les études hydrologiques pour lesquelles le flux turbulent de chaleur latente est un terme important dans le bilan hydrique à ces latitudes ;
3. dans un contexte de changement climatique, il est important d'évaluer l'évolution de la ressource à l'échelle du bassin.

La forte variabilité du couvert végétal et la topographie complexe du terrain observée par Guyot et al. (2009) conduisent à une variabilité spatio-temporelle des flux turbulents de surface liée à des circulations atmosphériques complexes aux échelles des hétérogénéités.


Pour cette étude, nous utiliserons la modélisation LES pour appréhender les petites échelles (250m) et rendre compte des hétérogénéités de surface. Nous utilisons le modèle non-hydrostatique Meso-NH (Lafore et al., 1998) couplé avec un modèle de surface qui décrit les processus de rétroaction entre la surface et l'atmosphère. Nous obtiendrons des champs 2D de flux de chaleur sensible et latente ainsi que des champs de vent en surface moyennés temporellement. Ces champs seront ensuite analysés à l'aide d'outils géostatistiques tels que le variogramme 2D et l'analyse Lagrangienne.

Ce document s'organise en cinq chapitres après cette introduction générale :

- Dans le chapitre II, nous développons un état de l'art sur la couche limite atmosphérique et nous présentons les approches de modélisation mises en place pour son

étude. En particulier notre démarche se concentrera sur les études concernant les hétérogénéités de surface et leurs échelles associées qui impactent la dynamique des basses couches de l'atmosphère ;

- Dans le chapitre III, le cycle diurne et saisonnier de l'état d'atmosphère en Afrique de l'Ouest est analysé dans un cas restreint à Parakou et Djougou, deux villes de la haute vallée de l'Ouémé au Bénin ;
- Au chapitre IV une présentation du code LES de Méso-NH est détaillée ;
- Le chapitre V propose une évaluation du modèle Méso-NH dans un contexte de saison sèche et humide identifiée au chapitre III ;
- Enfin le chapitre VI est dédié à l'étude de la variabilité des flux turbulents de surface au sein du bassin d'ARA dans un cas de saison sèche et humide.



La couche limite atmosphérique et les hétérogénéités de surface

2.1 La couche limite atmosphérique

La définition la plus connue de la couche limite atmosphérique est celle proposée par Stull (1988) : *On peut définir la couche limite atmosphérique comme étant la partie de la troposphère directement influencée par la surface (surface terrestre, surface d'eau) et répondant aux forçages de surface sur des échelles de temps d'une heure ou moins.*

Ces forçages sont à la surface : la force de traînée de l'atmosphère en contact avec la surface, les flux turbulents de chaleur sensible et de chaleur latente, les flux de polluants et la topographie.

Il existe cependant des phénomènes atmosphériques qui mettent directement en relation la surface et la majeure partie de la troposphère et pour lesquels il est difficile de définir une couche limite. C'est le cas lors d'épisodes de convection profonde ou pour les lignes de grain qui se développent en Afrique de l'Ouest. C'est aussi le cas des mouvements orographiques liés à une montagne élevée, pour lesquels il est irréaliste d'imaginer une couche limite qui suit le relief (De Moor, 2006). La couche limite est également influencée par les conditions à la limite supérieure où le contact avec l'atmosphère libre génère du cisaillement, de l'entraînement (mélange) de chaleur, de vapeur d'eau, de gaz, d'aérosols...

La couche limite atmosphérique est également une zone de transition entre la surface et l'atmosphère libre. L'atmosphère libre est en équilibre géostrophique, équilibre entre la force du gradient horizontal de pression et la force de Coriolis. Dans la couche limite atmosphérique l'équilibre des forces, plus complexe, est dû au renforcement des forces induites par le frottement lorsque l'on se rapproche de la surface.

L'épaisseur de la couche limite (z_i) est variable dans le temps et dans l'espace. Elle peut varier de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres selon la nature de la surface et des conditions thermodynamiques de l'atmosphère. La dynamique de la couche limite est régie par les équations de conservation de la masse, de la quantité de mouvement et de l'énergie (premier principe de la thermodynamique). A partir de ces équations, on peut qualifier l'équilibre mécanique des masses d'air dans la couche limite. Ainsi, on définit un critère de stabilité qui permet de distinguer trois types de couche limite :

- La couche limite instable, observée généralement en journée en présence de forçage radiatif marqué ;
- La couche limite stable, observée généralement en période nocturne ;
- La couche limite neutre.

Ce critère de stabilité s'exprime en fonction de la flottabilité (g/T) et du gradient vertical de température potentielle ($\frac{\partial\theta}{\partial z}$). Pour un gradient négatif, l'atmosphère est instable et pour un gradient positif l'atmosphère est stable. La dynamique de la couche limite atmosphérique est rythmée par le cycle diurne du réchauffement et du refroidissement de la surface par le rayonnement solaire incident ainsi que par la présence des nuages. La figure 2.1 présente l'évolution journalière de la stabilité en région tempérée. A cause du réchauffement de la surface continentale en journée, les basses couches de l'atmosphère sont réchauffées créant un gradient vertical négatif de la température potentielle près du sol, donc une atmosphère instable. Cette couche limite instable près du sol se développe rapidement et déstabilise toute la couche limite en quelques heures. Au coucher du soleil, les basses couches se restabilisent avec le refroidissement du sol et donnent un gradient vertical positif de température potentielle en surface. Au-dessus de cette couche stable, la zone mélangée pendant la journée est composée d'une atmosphère relativement inerte appelée couche résiduelle.

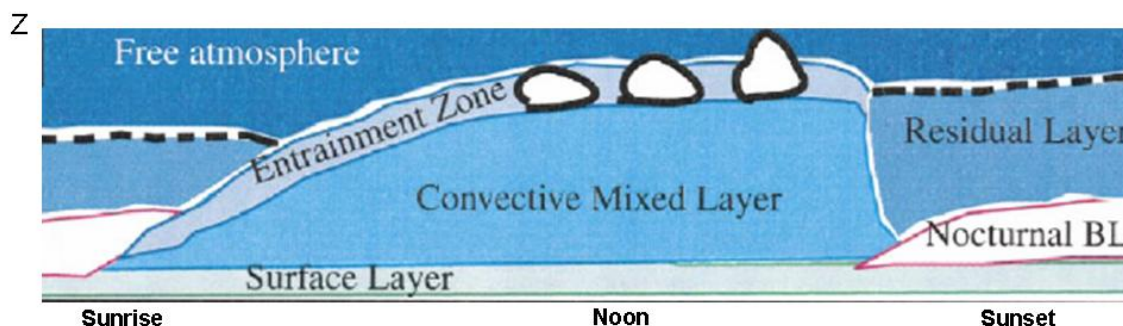


FIGURE 2.1 – Cycle diurne de la couche limite atmosphérique. (d'après Stull, 1988)

2.2 Stratification thermique et stabilité dans la couche limite atmosphérique

2.2.1 La couche limite stable

On parle de couche limite stable quand le profil de température potentielle augmente avec l'altitude. Ce qui montre que dans une couche limite stable, la température de l'air reste supérieure à celle de la surface. C'est une situation qui est généralement observée pendant la nuit ou en journée quand de l'air chaud est advecté au-dessus d'un sol plus froid. Sa configuration thermodynamique tend à inhiber le mélange turbulent et limite donc le transport vertical des scalaires.

La détermination des caractéristiques de la couche limite stable, notamment la définition de sa hauteur, reste difficile. Yu (1978) montre, sur la base des données de Wangara (Clarke et al., 1971), que seules les équations diagnostiques basées sur la théorie de similarité permettent d'approcher la détermination de la hauteur de la couche limite faiblement stable. Les théorie de similarité proportionnelles à ku_*/f et $(ku_*L/f)^{1/2}$ (avec k , la constante de Von Karman, u_* , la vitesse de friction, L , la longueur de Monin-Obukhov et f le paramètre de Coriolis) donnent les meilleurs résultats. Derbyshire (1994) note une certaine dispersion dans la communauté pour décrire la couche limite stable.

2.2.1.1 Fonctionnement de la couche limite stable

En l'absence de rayonnement solaire, l'émission de rayonnement de grande longueur d'onde terrestre vers l'atmosphère contribue à refroidir la surface du sol. Ainsi, le contact sur une

surface froide refroidit les basses couches de l'atmosphère. Une inversion (gradient positif) de température s'établit avec, dans la couche de surface, un gradient sous adiabatique (figure 2.2). Dans ce cas la turbulence générée par cisaillement au-dessus de la couche de surface est inhibée par la stratification de l'atmosphère qui limite le transport turbulent (pas de mélange). Une émission de polluants en période nocturne a un impact important sur l'environnement et la santé. En effet, les polluants émis stagnent et s'accumulent en surface. Il n'y a pas de dilution par turbulence et d'exportation vers l'atmosphère libre comme dans le cas d'une couche limite convective.

Au-dessus de la couche de surface stable (figure 2.1) la couche résiduelle, peu active, est alors soumise à des forçages de plus grandes échelles. Ainsi, des masses d'air différentes peuvent interagir, générant des intrusions de masses d'air de caractéristiques différentes dans la couche limite (jet de basse couche). Ces jets de basse couche ont été observés dans des contextes variés aux USA (Sjostedt et al., 1990) et en Chine (Chou et al., 1990). En Afrique de l'Ouest, zone de mousson, ils ont été observés et étudiés au Bénin et au Niger à partir de données de radiosondages et de radar UHF. Ces jets de basses couches sont situés à 400 m au-dessus du sol et ont une intensité de l'ordre de 15 m/s. La direction privilégiée est de Nord-Est pendant la saison sèche, apportant un air sec et chaud fortement concentré en poussière en provenance du Sahel. Pendant la période de mousson, ces jets se réorientent dans la direction sud-ouest, apportant ainsi de l'humidité. Cet apport d'humidité sera piégé dans les basses couches et sera mélangé dans la couche limite pendant l'occurrence de la turbulence du jour suivant. Ces occurrences de jet de basse couche peuvent être observées par l'étude de l'énergie cinétique turbulente (Lothon et al., 2008). Ce mélange d'air sec et d'air humide joue ainsi un rôle primordial dans l'établissement de la mousson, donc de la saison des pluies.

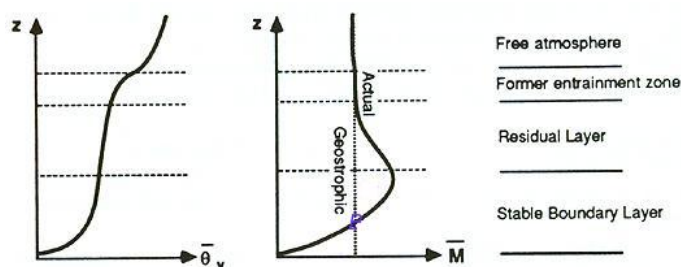


FIGURE 2.2 – (Stull, 1988) : Structure d'une couche limite stablement stratifiée. $\bar{\theta}_v$ représente le profil moyen de température potentielle virtuelle et \bar{M} représente la vitesse du vent.

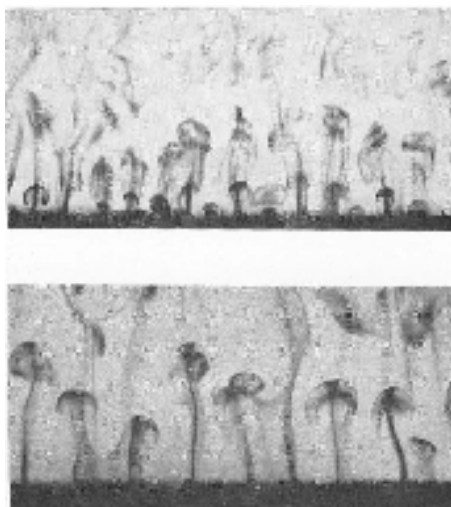


FIGURE 2.3 – Bouffées convectives (aussi appelées plumets convectifs) visualisées en laboratoire. (Issu de <http://www.mmm.ucar.edu/people/sullivan>).

2.2.2 Couche limite instable

La couche limite instable, plus couramment appelée couche limite convective, est observée en présence d'un fort chauffage de la surface par le rayonnement solaire qui conduit à la formation d'instabilités thermiques (ou convection) organisées en plumets convectifs (Garratt, 1994), puis en cellules convectives couvrant les échelles du cm à plusieurs centaines de mètre.

La couche limite instable est donc le siège de mouvements turbulents intenses liés aux effets dynamiques et thermiques. Sur la verticale, les variables thermodynamiques tendent à être homogènes. Près de la surface, les variables thermodynamiques présentent des gradients marqués. Les nombreuses études dédiées à l'analyse des processus atmosphériques de couche limite ont débuté à la fin des années 60. L'expérience Wangara (Clarke et al, 1971) reste la campagne de terrain la plus célèbre sur laquelle de nombreuses études s'appuient encore aujourd'hui. Elle s'est déroulée en Australie durant l'été 1967 dans une région aride de plaine. Ces conditions géographiques sont propices aux observations de développement de thermiques, de bouffées convectives (figure 2.3), de cellules convectives etc.

A partir des observations du jour 33, Deardorff (1974a) a étudié l'évolution diurne de la couche limite convective et a analysé la dynamique des flux turbulents de la couche limite vers l'atmosphère libre. Il a ainsi mis en évidence l'existence de la zone d'entraînement, couche de l'atmosphère stablement stratifiée.

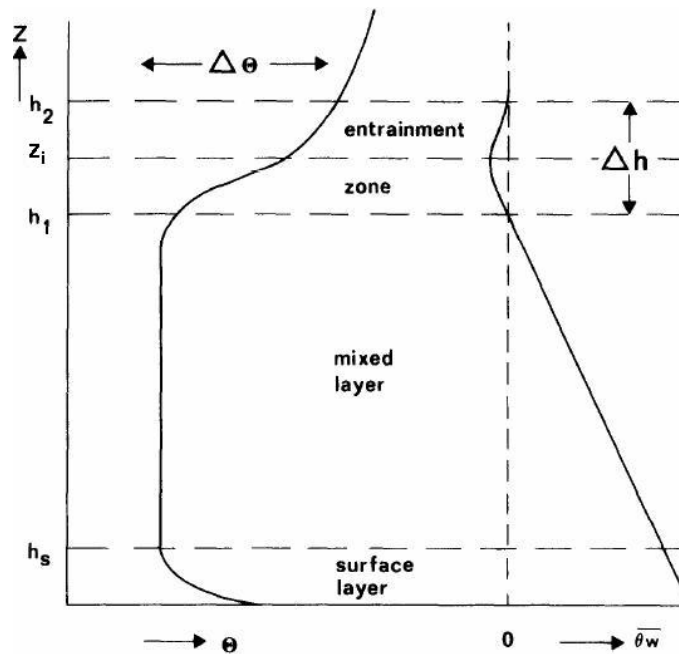


FIGURE 2.4 – Profils caractéristiques de la couche limite convective : A gauche profil vertical de la température potentielle et à droite profil vertical de flux turbulent de chaleur sensible. (Driedonks et Tennekes, 1984)

Ainsi, la couche limite convective est composée d'une superposition de plusieurs couches dont les propriétés diffèrent (figure 2.4) :

- La couche limite de surface ;
- La couche de mélange ;
- La couche d'entraînement.

2.2.2.1 La couche limite de surface

Elle représente la partie de la couche limite directement en contact avec la surface. C'est le lieu qui nous est facilement accessible pour mener les campagnes de terrain. Les caractéristiques de cette couche sont directement liées aux propriétés de la surface. Les effets de la force de Coriolis y sont peu sensibles. Cette couche est partitionnée en une sous-couche appelée sous-couche rugueuse dont la hauteur est limitée par la taille des éléments de rugosité de surface (buildings, forêts etc.). La diffusion moléculaire est un processus non négligeable dans cette sous-couche. Elle assure les échanges d'énergie et de masse entre la surface et l'atmosphère (Garratt, 1994). La couche limite de surface est une partie de l'atmosphère où les flux (quantité de mouvement, chaleur) sont conservatifs.

La couche de surface est décrite par un profil surper-adiabatique (gradient négatif de température). Cette couche est bien mélangée, et peut donc être décrite efficacement par l'analyse adimensionnelle et la théorie de similarité de Monin-Obukhov.

La hauteur de cette couche peut-être déterminée par le lieu où le gradient de température potentielle virtuelle s'annule. Sa hauteur est estimée à environ 10% de la hauteur de la couche limite notée z_i . Sa proximité avec l'écorce terrestre directement chauffée par le rayonnement fait de cette couche le lieu privilégié de déclenchement de la turbulence par flottabilité. Cette turbulence convective ne s'organise pas au hasard et semble plutôt s'organiser en des structures bien identifiables : on parle de structures organisées. Les structures organisées généralement rencontrées dans la couche de surface sont les bouffées convectives ("plumes"). Les bouffées convectives sont des structures verticales d'air chaud ascendant (figure 2.3) à partir de la surface et ayant une taille de l'ordre de la profondeur de la couche de surface (Wilczak and Tillman, 1980). Souvent appelés thermiques, elles transportent la chaleur, la quantité de mouvement, l'humidité et l'énergie cinétique turbulente de la surface jusque dans la couche mélangée au-dessus (Lenschow and Stephens, 1980).

Kaimal and Businger (1970), sur la base des données d'observation dérivées de l'expérience AFCRL (été 1967), ont étudié les propriétés des bouffées convectives. Selon leur étude un gradient de pression existe à l'intérieur de celles-ci. Plus ce gradient est fort, plus sa contribution au bilan d'énergie cinétique turbulente et au transport de quantité de mouvement est significative. Wilczak and Tillman (1980), suite aux comparaisons avec des études antérieures, affirment que les bouffées convectives sont bien des structures cohérentes qui dépendent de la stabilité dans la couche de surface. Le mélange dans la couche juste au-dessus de la couche de surface est fortement dépendant de ces dernières. Représenter ces échelles de variabilité dans les modèles atmosphériques est un enjeu important qui pose le problème de la paramétrisation de la turbulence aux échelles non résolues (Cheinet, 2003).

2.2.2.2 La couche de mélange

Sa base est située là où le gradient de température potentielle s'annule (limite supérieure de la couche de surface). Sa limite supérieure est celle de la couche limite (z_i). Cette limite

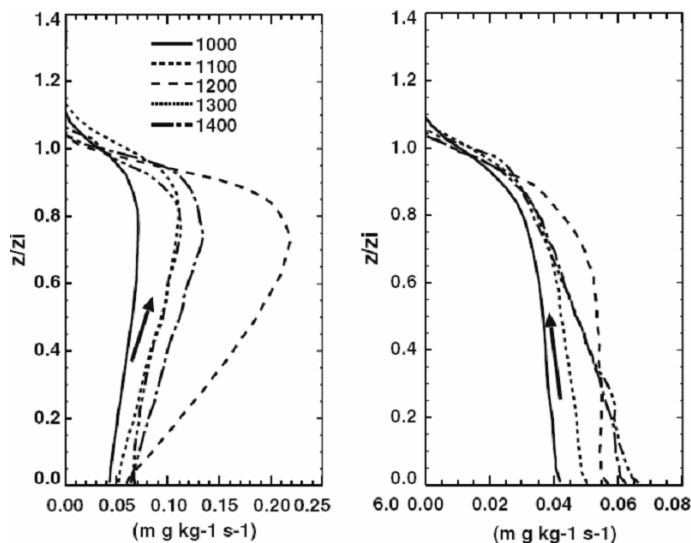


FIGURE 2.5 – Profils verticaux normalisés selon l'échelle verticale des flux turbulents de chaleur latente pour couche limite sèche (à gauche) et couche limite humide (à droite) à différentes heures de la journée. (d'après Couvreur et al., 2007)

est située à l'altitude de la moitié de la zone d'entraînement aussi appelée zone d'inversion (que nous verrons plus tard). On parle de couche de mélange car la turbulence d'origine mécanique ou convective tend à homogénéiser les propriétés thermiques et les concentrations des autres gaz de l'atmosphère en particulier la vapeur d'eau. Les nombreuses expériences de terrain qui ont eu lieu ont montré cet aspect uniforme de la couche de mélange si bien que la théorie de similitude y a été prolongée pour la décrire. Toutefois, si la température potentielle reste constante avec l'altitude (figure 2.4 à gauche), les flux turbulents de chaleur sensible (transport vertical de température potentielle ou de température potentielle virtuelle) ont l'aspect d'une droite affine décroissante avec l'altitude (figure 2.4 à droite). Les études de Deardorff (1972, 1979, 1980), André et al (1978), Driedonks and Tennekes (1984), Moeng and Sullivan (1994), parmi d'autres, mettent en évidence les différents profils de scalaires qu'on peut rencontrer dans la couche limite convective.

Le profil du flux d'humidité décroît légèrement avec l'altitude. Pour une couche limite humide, les flux d'humidité sont plus forts dans les basses couches que vers le sommet de la couche limite. Pour une couche limite sèche, le gradient d'humidité s'inverse, présentant ainsi des valeurs d'humidité plus faibles dans les basses couches que vers le sommet de la couche limite (figure 2.5).

Les profils de flux d'humidité sont des indicateurs de la dynamique atmosphérique de plus grande échelle à l'origine de l'initiation de phénomène de convection. En effet Mahrt (1976) indique que le profil de température potentielle peut paraître quasi uniforme (gradient vertical ($0K.km^{-1}$) pendant que le profil d'humidité spécifique présente l'existence d'un gradient vertical. Il souligne par ailleurs que cela peut être dû à la croissance rapide de la couche limite et/ou à l'advection horizontale d'humidité. Ceci représente à ses yeux, un facteur influençant l'initiation de la convection dans la couche limite puisque le déplacement du niveau de condensation est sensible aux petites variations d'humidité. Takemi et Satomura (2000) dans leur étude de sensibilité sur le développement et le maintien des lignes de grains en région aride et semi-aride indiquent que l'existence d'une couche de mélange bien développée est favorable au développement d'une ligne de grain et qu'un profil d'humidité uniforme (absence de gradient vertical) est favorable à la durée de vie d'une ligne de grain.

2.2.2.3 La zone d'entraînement

La zone d'entraînement (figure 2.4) est la zone stable située au-dessus de la couche de mélange. Les définitions concernant son épaisseur sont variables. Sa base est composée de 5-10% de l'air de l'atmosphère libre, le reste provenant de la couche limite tandis que son sommet comprend 100% de l'air de l'atmosphère libre. Les thermiques de grandes échelles, parvenant jusqu'à sa base, entrent en interaction avec elle. Cette interaction se traduit par une réduction locale de l'épaisseur de la zone d'entraînement et induit un mouvement rotationnel intense à l'intérieur du thermique (figure 2.6). Cette interaction répétée permet aux structures cohérentes de grandes tailles de pouvoir vaincre localement la stabilité de la zone d'entraînement. Ces structures peuvent redescendre moment redescendent dans la zone de mélange en entraînant avec elles l'air de l'atmosphère libre plus sec : on parle du phénomène d'overshooting. Ce phénomène modifie la teneur en eau de la couche de mélange par la production d'une forte turbulence vers son sommet (Driedonks et Tennekes, 1984). Il peut également modifier les propriétés des nuages (Deardorff, 1980). En absence d'autre source dans la couche limite atmosphérique, la structure de la turbulence est définie par les conditions de la couche de surface et les contributions de la zone d'entraînement. Ceci met en évidence le rôle joué par la zone d'entraînement dans la dynamique de la couche limite atmosphérique notamment pour la définition de

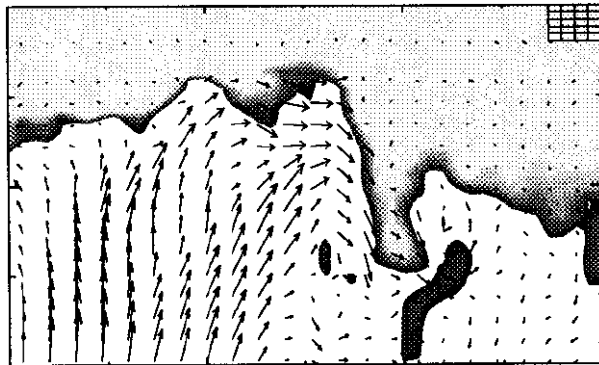


FIGURE 2.6 – Évolution spatiale de l'interface d'inversion dans un domaine limité. Les isocontours représentent la température tandis que les flèches représentent le vent dans le plan (y,z) . (d'après Sullivan et al., 1998)

sa hauteur. D'un point de vue pratique, la paramétrisation du fonctionnement de la zone d'entraînement est inadéquate dans la plupart des modèles (Ayotte et al., 1996) et reste une activité de recherche importante. Les processus de mélange dans la couche d'entraînement sont également les processus qui permettent l'export des polluants de la couche limite vers l'atmosphère libre.

2.2.3 La couche limite neutre

On parle de couche limite atmosphérique neutre si le profil de température potentielle ne varie pas avec l'altitude. Le profil de température suit donc le gradient adiabatique et la turbulence est d'origine purement dynamique. En condition de beau temps la couche limite neutre est difficilement observable. Une couche d'atmosphère neutre est fréquemment située au-dessus de l'inversion de température qu'on rencontre dans la couche stable nocturne. Cette couche représente le reliquat de la couche de mélange de la journée précédente. Elle est appelée couche résiduelle.

2.3 Modélisation de la couche limite

L'observation de la couche limite, de façon continue, nécessite un déploiement expérimental coûteux. En effet, pour décrire au mieux la dynamique de cette zone de l'atmosphère, il serait nécessaire d'effectuer des radiosondages à des intervalles de temps réduits et réguliers. Par ailleurs, afin de rendre compte du couplage entre la couche limite atmosphérique

(CLA) et l'atmosphère libre, des vols d'avions doivent être effectués. Une stratégie d'observation multi-échelles (temps et espace) est donc nécessaire et seules quelques campagnes intensives (comme HAPEX-SAHÉL (Goutrobe et al., 1997) AMMA (Redelsperger et al., 2006)) en Afrique de l'Ouest peuvent être envisagées. En synergie avec ces observations, la modélisation constitue un outil d'interprétation de ces données et offre un cadre d'analyse et de compréhension des processus en s'appuyant sur des simulations de cas réels ou sur des études de cas de sensibilité. Cependant, les outils de modélisation de la CLA doivent pouvoir rendre compte de la cascade d'échelles des tourbillons présents dans cette zone privilégiée de l'atmosphère.

2.3.1 Notion de turbulence

Cette partie propose de rappeler quelques éléments permettant de comprendre la turbulence. Ce n'est pas une étude élargie à tous les phénomènes turbulents.

La turbulence naît dans les écoulements de fluide pour lesquels les forces dynamiques ou d'origine thermique deviennent grandes devant les forces visqueuses. Ainsi, le passage du fluide sur un obstacle crée à partir d'une certaine vitesse de la turbulence par cisaillement. Plus il y a d'obstacles, plus la turbulence est intense. Selon Lesieur (1997), la turbulence est le phénomène par lequel les quantités sont transportées plus rapidement (que la diffusion moléculaire) sur la verticale. Par exemple, les mouvements turbulents verticaux gouvernent la distribution verticale de la vapeur d'eau et de la température dans la couche limite atmosphérique. Ce qui indique l'impact que peut avoir les phénomènes turbulents sur le climat et la nécessité de les connaître.

On évalue couramment l'intensité de la turbulence avec le nombre de Reynolds (R_l) qui est défini par le rapport des forces d'inertie du fluide sur les forces de viscosité. Le nombre de degrés de liberté nécessaire pour représenter un fluide turbulent est de l'ordre de $R_l^{9/4}$ si on étudie la turbulence 3D et R_l^2 pour la turbulence 2D (Lesieur, 1997). Dans l'atmosphère, le nombre de Reynolds peut atteindre un ordre de grandeur de l'ordre de $3 \cdot 10^7$ pour un vent de 5 m/s sur un fetch de 100 m (Stull, 1988). Dans l'atmosphère, les écoulements sont donc principalement turbulents. Il est indispensable de prendre en compte les processus turbulents pour pouvoir modéliser les phénomènes atmosphériques.

2.3.2 Modélisation de la turbulence

Le nombre élevé de degrés de liberté rend la modélisation de la turbulence atmosphérique quasi-impossible non seulement dans la mise en place des programmes de calcul, mais aussi dans la capacité des ordinateurs, pour le moment, à supporter des calculs avec autant de degrés de liberté. Pour survenir à cela, une réduction du nombre de degrés de liberté s'impose et l'idée est de représenter la turbulence par une approche statistique. Pour ce faire, une des solutions les plus répandues est la séparation d'échelles entre les phénomènes turbulents de grandes tailles, contenant plus d'énergie, et les phénomènes turbulents de petites échelles, difficiles à prédire et contenant moins d'énergie. Ainsi la représentation en fréquence (f) des fluctuations d'une variable dynamique ou thermodynamique ou encore en nombre d'ondes $k = 2\pi/f$ permet de montrer qu'il y a un transfert d'énergie des grandes échelles de la turbulence (tourbillons de grandes tailles) vers les petites échelles (tourbillons de petites tailles). En effet, Kolmogorov (1941) a montré par l'analyse dimensionnelle que ce transfert d'énergie suivait une loi en $k^{-5/3}$ (figure 2.7) pour une turbulence homogène et isotrope.

En modélisation, on décompose alors toutes les variables dynamiques ou thermodyna-

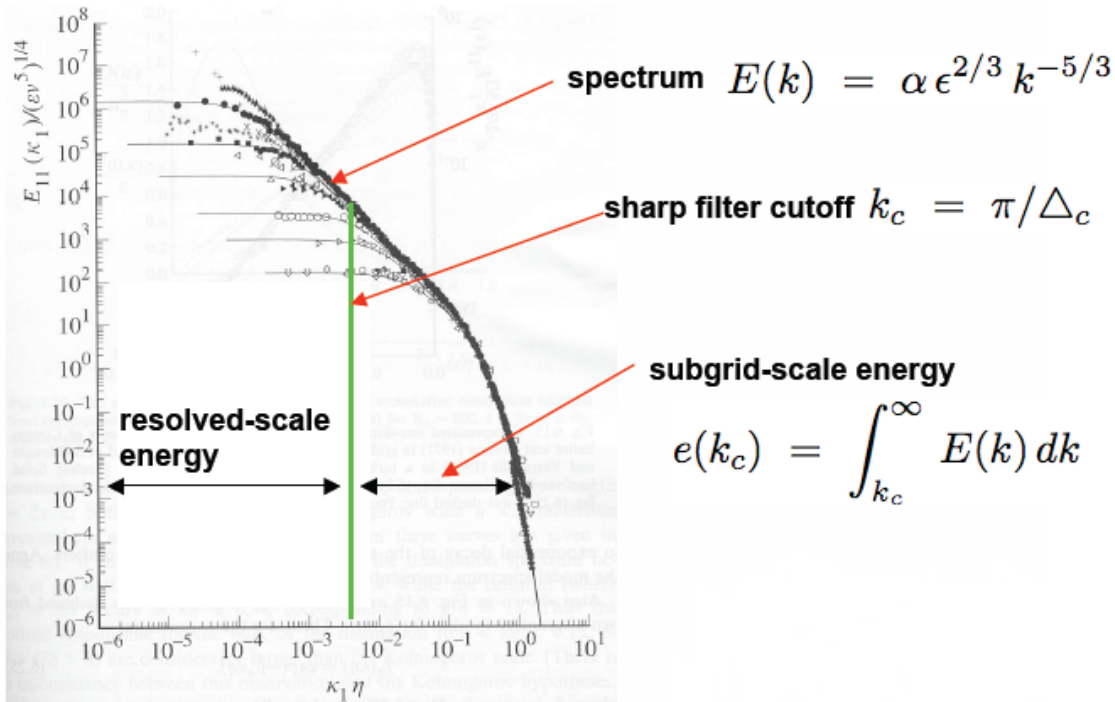


FIGURE 2.7 – Illustration de la coupure spectrale. k_c correspond à l'échelle de coupure du maillage (π/Δ_c) (issu de <http://www.mmm.ucar.edu/people/sullivan>).

miques en réalisant une coupure spectrale qui consiste à fixer une échelle caractéristique (généralement de la taille de la maille) de sorte que tout phénomène turbulent de taille supérieure ou égale à cette échelle est dit explicitement résolu par le modèle tandis que les autres sont dits turbulents et non résolus explicitement (phénomènes sous-maille). Ainsi toutes les variables X se décomposent comme suit :

$$X = \langle X \rangle + x' \quad (2.1)$$

où le terme $\langle X \rangle$ représente la partie résolue et le terme x' représente les phénomènes sous-maille. Les crochets $\langle \rangle$ représentent ainsi une moyenne spatiale sur la taille de la maille. L'expression de ces derniers fait l'objet d'estimation statistique pour tenter de fermer les équations pronostiques de la dynamique et de la thermodynamique au sein desquelles ils apparaissent : on parle de modélisation sous-maille. Les modèles permettant ce type de séparation d'échelle sont connus sous le nom de modèles de simulation de grandes échelles de la turbulence (LES).

2.4 Les équations du mouvement

Les équations du mouvement sont celles des équations de Navier-Stokes pour les fluides incompressibles. Elles décrivent le comportement dynamique et thermodynamique de l'atmosphère en 4D (espace, temps) couvrant dans le modèle un domaine horizontal réduit de l'atmosphère et s'étendant selon la verticale à partir du sol jusqu'à quelques km d'altitude au-delà de la couche limite. L'équation de Navier-Stokes pour un fluide atmosphérique s'écrit :

$$\underbrace{\frac{\partial U_i}{\partial t}}_I + \underbrace{U_j \frac{\partial U_i}{\partial x_j}}_{II} = \underbrace{-\delta_{i3}g}_{III} + \underbrace{f_c \varepsilon_{ij3} U_j}_{IV} - \underbrace{\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_i}}_V + \underbrace{\mu \frac{\partial^2 U_i}{\partial x_j^2}}_{VI} \quad (2.2)$$

Nous utilisons la méthode de sommation d'Einstein pour laquelle i et j peuvent prendre les valeurs 1, 2, 3 correspondant respectivement aux axes suivant x (Ouest-Est), y (Sud-Nord) et z (Zénith).

Les termes de l'équation 2.2 sont respectivement : (I) le taux d'évolution de la i ème composante de la vitesse du vent, (II) l'advection de la i ème par la j ème composante, (III) la force de pesanteur sur la particule fluide, (IV) la force de Coriolis, (V) les forces

de pression et (VI) les forces de viscosité. δ_{ij} est le symbole de Kronecker, ε_{ijk} est le tenseur unitaire alterné et, f_c , g , ρ , et p représentent respectivement le paramètre de Coriolis, l'accélération de la pesanteur, la masse volumique et la pression de l'air. Dans le cadre de la modélisation d'une telle équation, la discrétisation du domaine simulé permettra de calculer explicitement les différents termes de 2.2 aux échelles supérieures à celle de la maille. Pour les échelles inférieures à celles de la maille, des paramétrisations seront nécessaires. Afin de faire ressortir les contributions sous-maillages dans l'équation 2.2, appliquons la décomposition décrite par l'équation 2.1 aux variables de l'équation de Navier-Stokes. Cette décomposition est telle que la coupure est située dans la cascade d'énergie (figure 2.7).

Cette décomposition permet d'obtenir l'équation suivante :

$$\left\langle \frac{\partial U_i}{\partial t} + U_j \frac{\partial U_i}{\partial x_j} \right\rangle = -\delta_{i3}g + f_c \varepsilon_{ij3} U_j - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_i} + \mu \frac{\partial^2 U_i}{\partial x_j^2}$$

L'opérateur de filtrage utilisé ici est distributif :

$$\left\langle \frac{\partial U_i}{\partial t} \right\rangle + \left\langle U_j \frac{\partial U_i}{\partial x_j} \right\rangle = -\langle \delta_{i3}g \rangle + \langle f_c \varepsilon_{ij3} U_j \rangle - \left\langle \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_i} \right\rangle + \left\langle \mu \frac{\partial^2 U_i}{\partial x_j^2} \right\rangle$$

Si nous utilisons l'hypothèse des fluides isovolumes (=incompressibles et indilatables)

$\frac{\partial U_j}{\partial x_j} = 0$ sur le deuxième terme à gauche de l'équation précédente, on obtient :

$$\left\langle \frac{\partial U_i}{\partial t} \right\rangle + \left\langle \frac{\partial U_j U_i}{\partial x_j} \right\rangle = -\langle \delta_{i3}g \rangle + \langle f_c \varepsilon_{ij3} U_j \rangle - \left\langle \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_i} \right\rangle + \left\langle \mu \frac{\partial^2 U_i}{\partial x_j^2} \right\rangle$$

Comme l'indique Guilbaud (1996), on fait l'approximation selon laquelle il peut y avoir des permutations entre un opérateur de filtrage et un opérateur de dérivée partielle même si dans le cas des maillages de "suivi de terrain" (Gal Chen) et à résolutions verticales variables cela n'est pas rigoureusement correct. Ainsi on aura :

$$\frac{\partial \langle U_i \rangle}{\partial t} + \frac{\partial \langle U_i U_j \rangle}{\partial x_j} = -\delta_{i3} \langle g \rangle + f_c \varepsilon_{ij3} \langle U_j \rangle - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \langle p \rangle}{\partial x_i} + \mu \frac{\partial^2 \langle U_i \rangle}{\partial x_j^2}$$

En appliquant le filtre de l'équation 2.1 aux différentes variables elles-mêmes, tous les termes de l'équation précédente conservent leurs parties résolues sauf le deuxième terme à gauche de l'égalité qui introduit une corrélation des termes sous-maillages. Ainsi, ce terme

produit l'équation suivante :

$$\begin{aligned}\langle U_i U_j \rangle &= \langle (\langle U_i \rangle + u'_i) (\langle U_j \rangle + u'_j) \rangle \\ &= \langle U_i \rangle \langle U_j \rangle - \langle U_i \rangle \langle U_j \rangle + \langle \langle U_i \rangle \langle U_j \rangle \rangle + \langle \langle U_i \rangle u'_j \rangle + \langle u'_i \langle U_j \rangle \rangle + \langle u'_i u'_j \rangle\end{aligned}$$

A partir de cette décomposition, on voit apparaître des tenseurs sous-maille :

$$\begin{cases} \tau_{ij} = -\langle u'_i u'_j \rangle \\ L_{ij} = \langle \langle U_i \rangle \langle U_j \rangle \rangle - \langle U_i \rangle \langle U_j \rangle \\ C_{ij} = \langle \langle U_i \rangle u'_j \rangle + \langle u'_i \langle U_j \rangle \rangle \end{cases} \quad (2.3)$$

où τ_{ij} , L_{ij} et C_{ij} sont respectivement les tenseurs de Reynolds, Léonard et les tenseurs croisés. Si le tenseur de Léonard est un terme explicite qui peut être directement résolu, les tenseurs de Reynolds et les tenseurs croisés sont à déterminer (Lesieur, 1997). La corrélation $\langle U_i U_j \rangle$ sera alors décomposée en un tenseur explicitement calculable et un tenseur à modéliser :

$$\langle U_i U_j \rangle = \langle U_i \rangle \langle U_j \rangle - \underbrace{(\langle U_i \rangle \langle U_j \rangle - \langle U_i U_j \rangle)}_{A_{ij}}$$

Le tenseur A_{ij} ($A_{ii} = \langle U_i \rangle^2 - \langle U_i^2 \rangle$) est séparé en une partie isotrope et une partie déviatrice (Moeng, 1984). La partie isotrope est intégrée dans le terme de pression. La pression calculée est donc une pression modifiée (Lesieur, 1997) et s'exprime par :

$$\langle P^* \rangle = \langle P \rangle - \frac{1}{3} \rho A_{ij} \quad (2.4)$$

La partie déviatrice sera modélisée comme suit :

$$A_{ij} - \frac{1}{3} A_{kk} \delta_{ij} = K \langle S_{ij} \rangle \quad (2.5)$$

avec K viscosité turbulente et S_{ij} tenseur de déformation des champs résolus dont l'expression est :

$$\langle S_{ij} \rangle = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial \langle U_i \rangle}{\partial x_j} + \frac{\partial \langle U_j \rangle}{\partial x_i} \right) - \frac{2}{3} \left(\frac{\partial \langle U_k \rangle}{\partial x_k} \right) \delta_{ij} \quad (2.6)$$

En introduisant (2.4), (2.5) et (2.6) dans l'équation du mouvement précédente on obtient :

$$\frac{\partial \langle U_i \rangle}{\partial t} + \langle U_j \rangle \frac{\partial \langle U_i \rangle}{\partial x_j} = -\delta_{i3} \langle g \rangle + f_c \varepsilon_{ij3} \langle U_j \rangle - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \langle P^* \rangle}{\partial x_i} + \mu \frac{\partial^2 \langle U_i \rangle}{\partial x_j^2} + \frac{\partial K \langle S_{ij} \rangle}{\partial x_j}$$

Les deux derniers termes à droite de l'égalité représentent respectivement la dissipation moléculaire de l'air et la dissipation turbulente. En négligeant le premier terme en raison de la faible valeur de la diffusion moléculaire de l'air ($\mu \approx 10^{-5} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$), les équations du mouvement prennent la forme suivante générale :

$$\frac{\partial \langle U_i \rangle}{\partial t} + \langle U_j \rangle \frac{\partial \langle U_i \rangle}{\partial x_j} = -\delta_{i3} \langle g \rangle + f_c \varepsilon_{ij3} \langle U_j \rangle - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \langle P^* \rangle}{\partial x_i} + \frac{\partial K \langle S_{ij} \rangle}{\partial x_j} \quad (2.7)$$

2.5 Les équations de la chaleur et des variables d'humidité

2.5.1 Équation de la chaleur

L'équation de la chaleur connue encore sous le nom d'équation de la thermodynamique est obtenue à partir de l'équation de conservation de la chaleur (en omettant le terme de diffusion moléculaire) :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\partial U_j \theta}{\partial x_j} = Q \quad (2.8)$$

où θ représente la température potentielle, Q représente le terme source. Stull (1988) l'exprime par l'équation 2.9 :

$$Q = -\frac{1}{\rho C_p} \left(\frac{\partial Q_j^*}{\partial x_j} \right) - \frac{L_p E}{\rho C_p} \quad (2.9)$$

où Q_j^* la jème composante des échanges d'énergie par radiation, $C_p = C_{pd}(1 + 0.84q)$ avec C_{pd} la chaleur spécifique à pression constante de l'air sec, q le rapport de mélange de vapeur d'eau, L_p la chaleur latente de changement de phase associée à la masse de vapeur d'eau E et ρ la masse volumique de l'air. En appliquant notre filtre à l'équation (2.8) on obtient :

$$\frac{\partial \langle \theta \rangle}{\partial t} + \frac{\partial \langle U_j \theta \rangle}{\partial x_j} = -\frac{1}{\rho C_p} \left(\frac{\partial \langle Q_j^* \rangle}{\partial x_j} \right) - \frac{L_p \langle E \rangle}{\rho C_p}$$

Si nous exprimons les différentes variables de l'équation précédente par la méthode décrite en (2.1) comme précédemment, seul le deuxième terme à gauche de l'égalité introduit des corrélations des variables sous-maille. Ainsi on a :

$$\langle U_j \theta \rangle = \langle U_j \rangle \langle \theta \rangle - (\langle U_j \rangle \langle \theta \rangle - \langle U_j \theta \rangle)$$

où comme précédemment :

$$\langle U_j \rangle \langle \theta \rangle - \langle U_j \theta \rangle = K_\theta \frac{\partial \langle \theta \rangle}{\partial x_j}$$

avec K_θ la diffusivité sous-maille pour la chaleur. L'équation de la chaleur devient alors :

$$\frac{\partial \langle \theta \rangle}{\partial t} + \langle U_j \rangle \frac{\partial \langle \theta \rangle}{\partial x_j} = -\frac{1}{\rho C_p} \left(\frac{\partial \langle Q_j^* \rangle}{\partial x_j} \right) - \frac{L_p \langle E \rangle}{\rho C_p} + K_\theta \frac{\partial^2 \langle \theta \rangle}{\partial x_j^2} \quad (2.10)$$

2.5.2 Équation des variables d'humidité

En omettant le terme de diffusion moléculaire, l'équation pour la conservation de l'humidité s'exprime par :

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{\partial U_j q}{\partial x_j} = S$$

avec q le rapport de mélange de la vapeur d'eau et $S = \frac{S_q + E}{\rho}$, S_q termes sources et E la masse de vapeur d'eau par unité de volume et de temps produit par le changement de phase. En procédant comme précédemment, on obtient :

$$\frac{\partial \langle q \rangle}{\partial t} + \langle U_j \rangle \frac{\partial \langle q \rangle}{\partial x_j} = \frac{\langle S_q \rangle + \langle E \rangle}{\rho} + K_q \frac{\partial^2 \langle q \rangle}{\partial x_j^2} \quad (2.11)$$

K_q étant la diffusivité sous-maille pour la vapeur d'eau dans l'air.

2.5.3 La question de la fermeture

L'introduction de la décomposition des variables dynamiques et thermodynamiques selon l'équation 2.1 dans les équations de Navier-Stokes fait apparaître des moments d'ordre 2 (termes du type $\langle x'_i x'_j \rangle$). Du fait de l'absence d'équation pronostique décrivant ces moments, ces derniers sont considérés comme inconnus. Si l'on tente d'établir une équation pronostique pour ces termes inconnus, il apparaît des moments d'ordre 3 (terme du type

$\langle x'_i x'_j x'_k \rangle$). Cette situation ne cesse pas tant que l'on tente d'établir une équation pronostique pour les moments inconnus. Il est donc nécessaire de mettre en place une paramétrisation pour pouvoir résoudre les équations : c'est le problème de la fermeture.

2.5.4 Les fermetures locales et non locales

Pour résoudre le problème de la fermeture, les moments sont paramétrisés. Pour cela, on propose une expression analytique sur la base d'analyses statistiques, expériences de terrain ou en laboratoire. Les paramétrisations sont classées selon l'ordre de fermeture. On distingue donc, selon Couvreur (2005) :

- les fermetures d'ordre 0 comme les relations de similarité qui ne contiennent aucune équation pronostique ;
- les fermetures d'ordre 1 qui contiennent des équations pronostiques pour les moments d'ordre 1. Ces fermetures peuvent être locales connues la théorie de la diffusion turbulente ou K-théorie, ou non locales comme les schémas en flux de masse ;
- les fermetures aux ordres supérieurs qui contiennent des équations pronostiques de moment d'ordre supérieur à 1.

2.5.4.1 Les fermetures locales

Avec les fermetures locales, on définit le moment d'une variable (quantité inconnue dans les équations pronostiques) en un point donné à partir du gradient de la valeur résolue de cette variable en ce point. Ces fermetures peuvent être de différents ordres selon l'ordre des moments pronostiqués. Nous présentons ici la fermeture la plus classique : il s'agit de la théorie de la diffusion turbulente ou K-théorie pour une fermeture d'ordre 1. Cette théorie s'appuie sur l'analogie entre la diffusion turbulente et la diffusion moléculaire. Le flux turbulent vertical d'une variable X s'exprime par :

$$\langle w'x' \rangle = -K \frac{\partial \langle X \rangle}{\partial z} \quad (2.12)$$

où $\langle X \rangle$ représente la partie résolue de la variable X dans le cas d'une simulation LES et K est un coefficient de diffusion turbulente. L'analyse dimensionnelle de K montre qu'elle

est exprimée en m^2/s c'est-à-dire qu'il est le produit d'une échelle de longueur et d'une échelle de vitesse.

2.5.4.2 Les fermetures non locales

En un point donné, les flux turbulents peuvent être influencés par des processus non locaux. De plus, les fermetures locales ne prennent pas en compte les noyaux non homogènes qu'on peut observer dans le transport des thermiques ou dans les couches nuageuses, etc. (Stull, 1988). Cette limite a conduit à développer des fermetures non locales des moments.

Les fermetures non locales se séparent en deux parties : celles qui ont gardé un formalisme local mais en y introduisant un aspect non local via l'échelle de longueur exprimée dans le coefficient de diffusion, et celles qui utilisent les matrices de transilience ou les schémas en flux de masse (Couvreur, 2005). Dans la suite de ce document, ces derniers ne seront pas abordés.

2.5.5 Les schémas de fermeture

Très schématiquement, on identifie deux écoles pour la détermination des coefficients de diffusion pour les fermetures du premier ordre : celle de Smagorinsky (1963) et celle de Deardorff (1980). Dans cette section, nous présentons les démarches pour la détermination de la viscosité et de diffusivité sous-maille pour ces deux écoles.

La viscosité turbulente (K) est définie comme étant le produit d'une échelle de longueur \mathbf{L} et d'une échelle de vitesse \mathbf{V} .

2.5.5.1 Le schéma de Smagorinsky

Modèle de Smagorinsky : Dans le modèle de Smagorinsky (1963), l'échelle de longueur est prise égale à une taille caractéristique de la maille de calcul (Δ_{eq}) et l'échelle de vitesse le tenseur de déformation $\sqrt{\langle S_{ij} \rangle^2}$. La formulation complète du modèle de Smagorinsky (1963) s'exprime alors par :

$$K = (C_{SL}\Delta_{eq})^2 \sqrt{2\langle S_{ij} \rangle^2} \quad (2.13)$$

Proposé pour l'étude des mouvements 2D aux échelles synoptiques (Δ_{eq} de l'ordre du km) ce modèle de fermeture donne de bons résultats seulement pour des écoulements homogènes et peu perturbés. La proportionnalité entre la viscosité turbulente (K) et le tenseur de déformation engendre une forte surestimation de K dans les écoulements de couche limite car S_{ij} est généralement maximum au sol du fait des forts cisaillements.

Modèle de Lilly : Le modèle de Lilly (1967) est une amélioration de celui de Smagorinsky (1963). Il propose d'introduire les effets de stratification atmosphérique :

$$K = (C_{SL}\Delta_{eq})^2 \sqrt{2\langle S_{ij} \rangle^2 - \frac{N^2}{Pr_t}} \quad (2.14)$$

où $\Delta_{eq} = (\Delta x \Delta y \Delta z)^{\frac{1}{3}}$ (si en 3D), N est la fréquence de Brunt Väisälä et Pr_t est le nombre de Prandtl turbulent. Cette modification permet de rendre compte d'une turbulence atténuée dans les zones fortement stratifiées. La valeur de C_{SL} dépend du type d'écoulement. Selon Guilbaud (1996), pour une turbulence homogène et isotrope, on a

$$C_{SL} \approx \frac{1}{\pi} \left(\frac{3C_{kol}}{2} \right)^{-\frac{3}{4}} \rightarrow 0.18$$

avec C_{kol} constante de Kolmogorov. C_{SL} est prise égale à 0.21 dans les calculs concernant l'atmosphère (Deardorff, 1972).

2.5.5.2 Le schéma de Deardorff

Deardorff (1980) propose d'exprimer l'échelle de vitesse (\sqrt{e}) et l'échelle de longueur en fonction de l'énergie cinétique turbulente sous maille e . L'échelle de longueur l sera décrite dans la section 4.3. Ainsi, la connaissance de l'énergie cinétique turbulente et d'une échelle de longueur permet d'exprimer la viscosité turbulente (K) et la diffusivité turbulente (K_θ) par :

$$K = C_k l e^{\frac{1}{2}} \text{ et } K_\theta = K_q = \left(1 + \frac{2l}{\Delta_{eq}} \right) K \quad \text{avec} \quad e = \frac{1}{2}(u'^2 + v'^2 + w'^2) \quad (2.15)$$

où l est l'échelle de longueur appelée dans la formulation de Deardorff (1980) longueur de mélange. Cette longueur de mélange caractérise la taille maximale que peuvent avoir

les tourbillons non résolus. Plusieurs propositions pour la détermination de la longueur de mélange l sont possibles et disponibles notamment dans le modèle Méso-NH. Nous les décrirons dans le chapitre 4 suivant.

Moeng (1984) utilise cette paramétrisation pour montrer que les tourbillons résolus contiennent l'essentiel de l'énergie et que les tourbillons sous-maïlles contribuent peu au transfert d'énergie sauf en surface. De nos jours, la plupart des modèles LES ont adopté cette paramétrisation pour la description des processus sous-maïlles.

Malgré ces avancées en matière de paramétrisation, un certain nombre de problèmes restent à résoudre. En effet, les travaux de Moeng (1984) proposent une minimisation des incertitudes liées à la modélisation des termes sous-maïlles par le choix de maille fine (de l'ordre de 50 m ou moins). Par contre, si la taille de la maille est plus grande, alors le choix de la modélisation des termes dits "sous-maïlles" va impacter fortement la simulation en particulier près de la surface où les structures de petites tailles sont plus énergétiques. Ceci impose une limitation des domaines de simulation dans la mesure où même si leur puissance croît, les super-calculateurs restent encore limités à des domaines de quelques km^2 à quelques dizaines de km^2 pour des simulations LES.

Par ailleurs, un grand nombre de constantes de modélisation s'appuie sur la théorie de Kolmogorov applicable à une turbulence homogène et isotrope. Ces deux hypothèses sont rarement vérifiées dans la nature, ce qui apporte quelques éléments d'incertitudes sur les simulations LES que nous proposons.

En dépit de ces limitations, les intérêts pour la simulation LES sont multiples. En effet, les simulations LES permettent l'étude de la turbulence dans la couche limite, de la dispersion des polluants dans l'atmosphère (Gopalakrishnan et Avissar, 2000), ou de la détermination du footprint (sources de flux turbulents) pour les stations d'eddy-corrélations (Leclerc et al., 1997). Cette approche de modélisation permet également l'étude de la physique des nuages (Siebisma et al., 2003).

Les nombreux résultats concernant la description de la hauteur de la CLA, les phénomènes d'entraînement etc., ont été majoritairement obtenus pour des CLA convectives sèches. Dans la CLA stable, les relations flux-gradient de la dynamique de l'atmosphère obtenues à partir des modèles LES sont encore loin de celles observées.

2.5.6 Échelles caractéristiques dans la CLA convective

2.5.6.1 Hauteurs de la couche limite atmosphérique (z_i)

Méthode des flux : Par cette méthode, on définit la hauteur de la couche limite atmosphérique (z_i) comme étant la hauteur à laquelle la moyenne horizontale du flux de flottabilité ($\langle w'\theta'_v \rangle$) est minimale. Cette définition a été introduite par Deardorff(1972) et est la plus utilisée dans les simulations LES.

Méthode du gradient de θ : Dans cette méthode, la hauteur de la couche limite est définie comme étant le lieu où la croissance de la température potentielle, θ , est maximum. Ainsi, pour toute position (x,y), la hauteur de la CLA s'exprime par :

$$z_i(x, y) = z \text{ où } \frac{\partial\theta(x, y, z)}{\partial z} \text{ est maximum} \quad (2.16)$$

Le gradient vertical de θ est calculé en utilisant la méthode des différences centrées à chaque point de grille et la hauteur z_i est cherchée à chaque point du plan (x,y). Cette méthode est proposée par Sullivan et al. (1998). Cette méthode garantit la variabilité spatiale de la hauteur de la couche limite ce qui n'est pas le cas pour la méthode précédente.

2.5.6.2 Échelles caractéristiques de vitesse, temps, température et de vapeur d'eau

En présence de convection libre, l'écoulement se caractérise par des cellules convectives d'une hauteur de l'ordre de grandeur de celle de la CLA (z_i). Elles sont contrôlées par le flux de chaleur sensible en surface. Ainsi l'échelle de longueur caractéristique est prise égale à z_i . L'échelle de vitesse, w_* , est définie en fonction de la flottabilité liée au flux de chaleur sensible, $\overline{w'\theta'_v}$,

$$w_* = \left(\frac{gz_i}{\theta_v} (\overline{w'\theta'_v})_s \right)^{1/3} \quad (2.17)$$

où g est l'accélération de la pesanteur, θ_v la température potentielle virtuelle définie par $\theta_v = \theta(1 + 0.61r)$ où r est le rapport de mélange de vapeur d'eau.

A partir de là, on détermine une échelle caractéristique de temps t_* qui représente le temps

mis par une cellule pour atteindre z_i en partant de la surface :

$$t_* = \frac{z_i}{w_*} \quad (2.18)$$

On définit aussi une échelle caractéristique de température par :

$$\theta_* = \frac{(\overline{w'\theta'_v})_s}{w_*} \quad (2.19)$$

où l'indice s indique le flux à la paroi et une échelle caractéristique q_* d'humidité par :

$$q_* = \frac{(\overline{w'q'})_s}{w_*} \quad (2.20)$$

où le terme s est pris pour la surface.

En présence de convection forcée, l'écoulement est contrôlée par le cisaillement du vent.

On définit une échelle caractéristique de vitesse de cet écoulement par :

$$u_*^2 = \overline{(w'u')_s^2} + \overline{(w'v')_s^2} \quad (2.21)$$

A partir de cette échelle de vitesse, on définit une échelle caractéristique de température par :

$$\theta_{*F} = \frac{\overline{(-w'\theta')_s}}{u_*} \quad (2.22)$$

où l'indice F fait référence à la convection forcée. On définit aussi une échelle d'humidité par :

$$q_{*F} = \frac{\overline{(-w'q')_s}}{u_*} \quad (2.23)$$

Nous utiliserons ces échelles caractéristiques pour normaliser les profils de variables simulées.

Un autre paramètre utilisé pour caractériser la couche limite convective est le rapport entre le flux de chaleur sensible au sommet de la CLA et celui de la surface :

$$R_\theta = \frac{(\overline{w'\theta'})_{z_i}}{(\overline{w'\theta'})_s} \quad (2.24)$$

Selon Deardorff(1972), Tennekes (1973), Schmidt et Schumann (1989) ce rapport vaut -0.28 pour une couche limite convective bien mélangée. Mais des simulations LES ont montré que ce rapport peut varier dans le temps. En effet avec les données issues de la campagne IHOP 2002 du 14 juin, Couvreux (2005) montre une série temporelle de R_θ variant dans le temps à partir d'une simulation LES. Ses résultats montrent que cette variable dépend du gradient de température potentielle au sommet de la couche limite.

Deardorff (1980) montre qu'au-dessus du continent, la flottabilité dans le nuage et le taux d'entraînement sont très sensibles à l'humidité du sol. On sait aussi que sur les sites naturels l'humidité du sol est hétérogène en surface notamment du fait de l'hétérogénéité du sol, de ses propriétés et du couvert végétal (donc de la rugosité en surface). Alors que la plupart des études de couche limite évoquées ci-dessus utilisent des conditions homogènes en surface, on s'intéresse naturellement à l'impact de ces hétérogénéités de surface sur la structure et la turbulence dans la couche limite. Ceci pose donc la question de la prise en compte des hétérogénéités de surface dans les simulations LES. Dans ce qui suit nous faisons un bref aperçu de l'état des connaissances de l'impact des hétérogénéités de surface sur la structure de la couche limite atmosphérique.

2.6 Impact des hétérogénéités de surface sur la couche limite

Les hétérogénéités de surface conduisent à des processus de rétroaction avec l'atmosphère visibles sur des gammes d'échelles spatiales et temporelles importantes. Ces rétroactions ont été dans un premier temps mises en avant par des études des phénomènes de brise de terre et de mer (Biggs et Graves 1962; Lyons, 1972; Pielke, 1974; Physick, 1976).

Durant les années 80, les hétérogénéités naturelles (humidité, végétation, température) du sol ont été introduites dans les schémas de surface couplés aux modèles de méso-échelle pour rendre compte des processus de rétroaction. Ainsi Ookouchi et al (1984) évaluent l'effet de l'humidité de surface sur la circulation atmosphérique. Ils montrent que, sur une surface plane, les gradients d'humidité de surface induisent un mouvement de circulation

dont l'intensité approche celle des phénomènes de brise de mer. De tels mouvements associés à des inhomogénéités de surface auraient un impact considérable sur la météorologie locale, la convection des cumulus et la qualité de l'air.

Mahfouf et al. (1987) ont étendu l'étude de Ookouchi et al. (1984) en y ajoutant la paramétrisation de la végétation. Ils montrent l'existence d'un mouvement de méso échelle significatif dans des zones de sols nus voisines de celles de la végétation. Ces zones seraient alors le lieu privilégié de l'initiation de la convection. Dans la continuité de ces travaux, Pinty et al. (1989) montrent, pour l'expérience HAPEX-MOBILHY (André et al., 1986), l'existence d'un mouvement de méso échelle en réponse à un contraste thermique entre la zone forestière et une zone de culture adjacente sur une échelle horizontale de 100-200 km.

Les travaux de Garrett (1982) démontrent que la couverture végétale, l'humidité du sol et la rugosité de surface favorisent le développement de cellules convectives dans la CLA. Rabin et al. (1990) mettent en lien la hauteur de la base des nuages (Lifting Condensation Level-LCL) avec les hétérogénéités du couvert végétal. Selon Schrieber et al. (1996) le niveau de condensation et la température potentielle virtuelle, deux variables essentielles dans la formation des cumulus de couche limite, dépendent de la nature de la surface. Molders et Raabe (1996) insistent sur la nécessité de prendre en compte la paramétrisation des hétérogénéités sous maille dans les modèles de simulation tout en indiquant que ces hétérogénéités affectent les résultats simulés de l'évapotranspiration, la formation des nuages, les précipitations et l'humidité du sol.

La signature des hétérogénéités de surface sur la structure de la CLA a été étudiée par Shen et Leclerc (1995) en s'appuyant sur une étude de sensibilité où ils font varier l'intensité et la distribution du flux de chaleur sensible forcé en surface. Ils montrent que les hétérogénéités de dimension égale à celle de la hauteur de la couche limite (z_i), produisent plus de transport d'énergie, et de variance de température près du sol que les hétérogénéités de tailles inférieures à z_i . Avissar et Schmidt (1998) montrent que les hétérogénéités de l'ordre de 2 à 40 km intensifient les structures organisées.

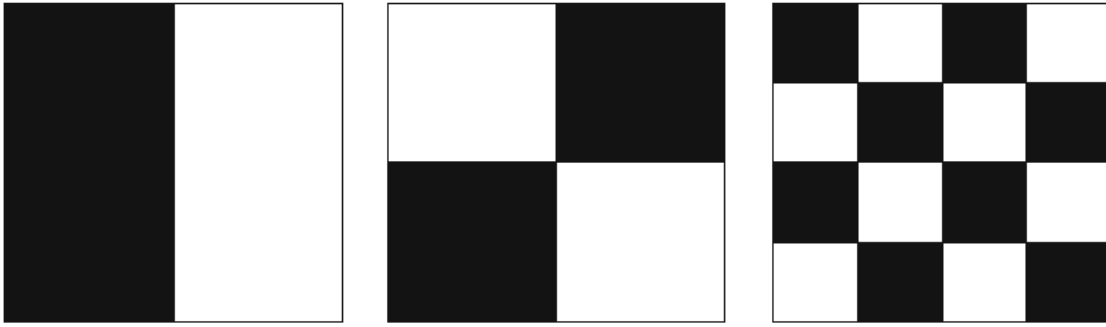


FIGURE 2.8 – Différents patches d’humidité et de longueur de rugosité pour l’étude de l’impact de l’échelle d’hétérogénéité sur la couche limite atmosphérique. En noir les patches humides ou de longueur de rugosité élevée, en blanc patches secs ou longueur de rugosité plus faible. Domaine total de simulation $5 \times 5 \text{ km}^2$ (d’après Courault et al., 2007).

Raasch et Harbusch (2001) montrent que des changements significatifs apparaissent dans la structure dynamique et thermodynamique de la CLA quand l’échelle d’hétérogénéité atteint l’échelle de la hauteur de la CLA, mais que cela n’est pas directement lié à la forme des hétérogénéités mais plutôt à l’amplitude de chaleur sensible imposée en surface.

Patton et al. (2005) indiquent la mise en place d’une circulation secondaire dans le cas où l’échelle d’hétérogénéité vérifie l’inégalité $4 < \lambda/z_i < 9$ (λ est l’échelle caractéristique des hétérogénéités). Cette circulation est directement liée au fort gradient de pression qui s’établit entre les patches humides et secs. L’effet direct associé à ce mouvement est l’augmentation de l’énergie cinétique totale de la couche limite tandis que le taux d’entraînement ($\partial z_i/\partial t$) reste inchangé.

Alors que la majeure partie des expériences de simulation LES évoquées précédemment a été réalisée avec des patches de chaleur sensible idéalisés variant de façon sinusoïdale, Courault et al. (2007) utilisent des simulations LES couplées à un schéma de surface dans lequel a été introduit des patches d’humidité idéalisés en damiers (figure 2.8) pour prendre en compte l’effet de rétroaction entre l’atmosphère et la surface. Ils trouvent que pour des différences en humidité du sol de $0.2 \text{ m}^3/\text{m}^3$ entre patches secs et humides une brise de terre est générée, atteignant une vitesse de 3 - 4 m/s. Par contre lorsque le nombre d’hétérogénéités augmente, l’intensité de la brise de terre diminue.

Les forçages de surface ne sont pas les seuls à modifier la structure de la couche limite. En effet les forçages synoptiques sont aussi à considérer. Sans en faire une liste exhaustive on peut noter :

- l’advection d’air plus humide ou plus sec dans la CLA ;

- la pénétration d’air sec en provenance de l’atmosphère libre (Couvreur et al., 2007 ; Canut et al., 2009).

2.7 Conclusion

En Afrique de l’Ouest, le gradient Sud-Nord des précipitations conduit à un gradient marqué de la couverture végétale. Quelle est la signature de cette répartition inhomogène de la végétation sur la dynamique des basses couches ? De plus, le paysage est profondément modifié par les pratiques agraires. On y trouve des surfaces agraires juxtaposées aux zones de pleine végétation. Au moment de la rédaction de cette thèse, aucune étude publiée n’a mis en évidence l’impact des hétérogénéités de surface sur la structure de la CLA dans cette région. A terme, l’objectif d’une telle étude est de comprendre les instabilités liées au régime de mousson fortement influencé par les différents jets dans la troposphère et d’identifier les processus de rétroaction qui conduisent à de telles instabilités. Cette thèse apporte quelques éléments à travers l’étude de deux cas idéalisés représentatifs de la saison sèche et de la saison humide en Afrique de l’Ouest, plus précisément au Bénin. Le chapitre suivant est dédié à une introduction au contexte climatique Ouest Africain dans lequel nous identifions la dynamique saisonnière et journalière de l’atmosphère dans cette région.

3

Le contexte climatique Ouest-Africain : Le cas d'étude de la haute vallée de l'Ouémé

Depuis des décennies, l'établissement de la mousson d'Afrique de l'Ouest, pourvoyeuse d'eau dans la région, connaît des perturbations. Les économies des pays de cette zone sont fortement dépendantes des ressources agricoles. Les déficits de précipitation liés aux perturbations de la mousson ont déjà provoqué des désastres dans la région du Niger pendant la période 70-80 et plus récemment durant l'été 2005. Inversement ces régions connaissent par moment des inondations provoquées par la dégradation des surfaces dont le coefficient de ruissellement augmente.

La Mousson d'Afrique de l'Ouest (MAO) est composée de deux grands régimes de vent dans la basse troposphère qui se mettent en place à des périodes approximativement identiques chaque année, ce qui lui confère un caractère cyclique saisonnier. Durant l'été boréal, le gradient de température entre le continent (plus chaud) et l'océan (plus froid) conduit à un gradient de pression. Une dépression thermique est alors située au-dessus du Sahara (Janicot, 1992). Ce gradient thermique va ainsi entraîner le mouvement de masses d'air humide provenant de l'océan, vers le continent (Couvreux et al., 2009). La contribution des flux de surface au-dessus des océans et donc de la température de surface (SST) est ici prépondérante.

Ces masses d'air humide et les alizés provenant des régions septentrionales convergent vers la zone de convergence intertropicale (ZCIT) dont la trace au sol est appelée "discontinuité

intertropicale" (Canut et al., 2009). Au cours de la saison, la ZCIT se déplace entre les latitudes 5°N et 15°N et rythme ainsi les grands régimes pluviométriques en Afrique de l'Ouest.

Lothon et al (2008) ont mis en évidence la pénétration d'une grande partie du flux de mousson (vapeur d'eau) par le biais d'un jet de basse couche qui se développe peu après 00h (heure locale). Cette vapeur d'eau et les flux turbulents de chaleur sensible émis dans la couche limite modifient alors ses propriétés thermodynamiques (Taylor et al., 2009) tout en favorisant la convection profonde (Couvreur et al., 2009b). Clark et al. (2003, 2004) montrent le rôle important joué par le gradient horizontal de vapeur d'eau dans la couche limite sur la dynamique propre à chaque cellule convective et concluent que cela pourrait donner lieu à des pluies qui s'autoactiveraient en orage sur une échelle caractéristique de 10 km.

La quasi-totalité des précipitations en Afrique de l'Ouest sont d'origine convective et sont fortement modulées par le flux de mousson. Ces précipitations sont aussi très variables dans le temps et l'espace (Lebel et al., 2000 ; Kohler et al., 2009). Cette variabilité serait en partie liée aux perturbations du Jet d'Est Africain, JEA (situé à environ 700 hPa) qui joue un rôle dominant dans l'organisation des pluies en systèmes convectifs de méso-échelle (Diedhiou et al., 1999). A l'échelle régionale, les précipitations s'organisent selon un gradient Sud-Nord (figure 3.1). Ce gradient de pluie conduit à un gradient d'indice de végétation (figure 3.2). Ces deux grandes tendances combinées vont ainsi modifier à leur tour le cycle hydrologique, notamment par le biais du taux d'évapotranspiration émis dans l'atmosphère entre le Nord et le Sud. Si la variabilité spatiale des précipitations est liée au JEA, leur variabilité temporelle est encore mal connue mais certains auteurs tentent de la lier aux perturbations du Jet d'Est Tropical, vent thermique situé plus au-dessus du JEA dans la haute troposphère. D'autres auteurs attribuent cette perturbation à des conditions de surface (Ramel et al., 2006). De nombreuses questions se posent sur le rôle que pourraient jouer les échanges sol-atmosphère dans cette modification de l'intensité de la mousson.

Cette question est au coeur du projet AMMA (Analyse Multi-échelles de la Mousson Africaine - Redelsperger et al., 2006). Le programme AMMA participe à cette démarche par la mise en oeuvre de réseau de mesure dans le golf de Guinée (PIRATA), sur le continent (station météorologique, station de flux) et dans l'atmosphère (remise en état d'un réseau

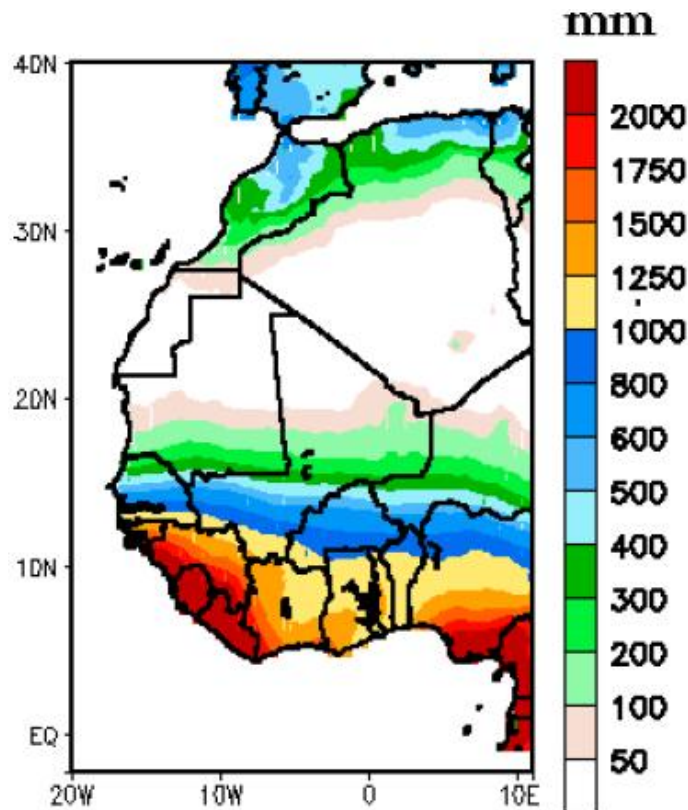


FIGURE 3.1 – Cumul annuel moyen des précipitations entre 1961 et 1990 (Source : U.K Climate Research Unit. University of East Anglia)

de radiosondage). La démarche scientifique s'appuie sur une stratégie multi-échelle afin d'analyser le poids respectif de chaque processus impliqué dans les phénomènes de mousson Africaine. Les données, récemment acquises, en particulier les radiosondages réalisés en zone soudanienne, nous permettent de caractériser l'atmosphère dans la région concernée par cette étude. Dans ce chapitre nous utilisons une partie des données acquises pendant le programme AMMA pour documenter les propriétés thermodynamiques de l'atmosphère



FIGURE 3.2 – NDVI (Normalized Difference Vegetation index - Différence Normalisée d'Index de Végétation) en Afrique de l'Ouest. Source : FEWS NET - Famine Early Warning System Network.

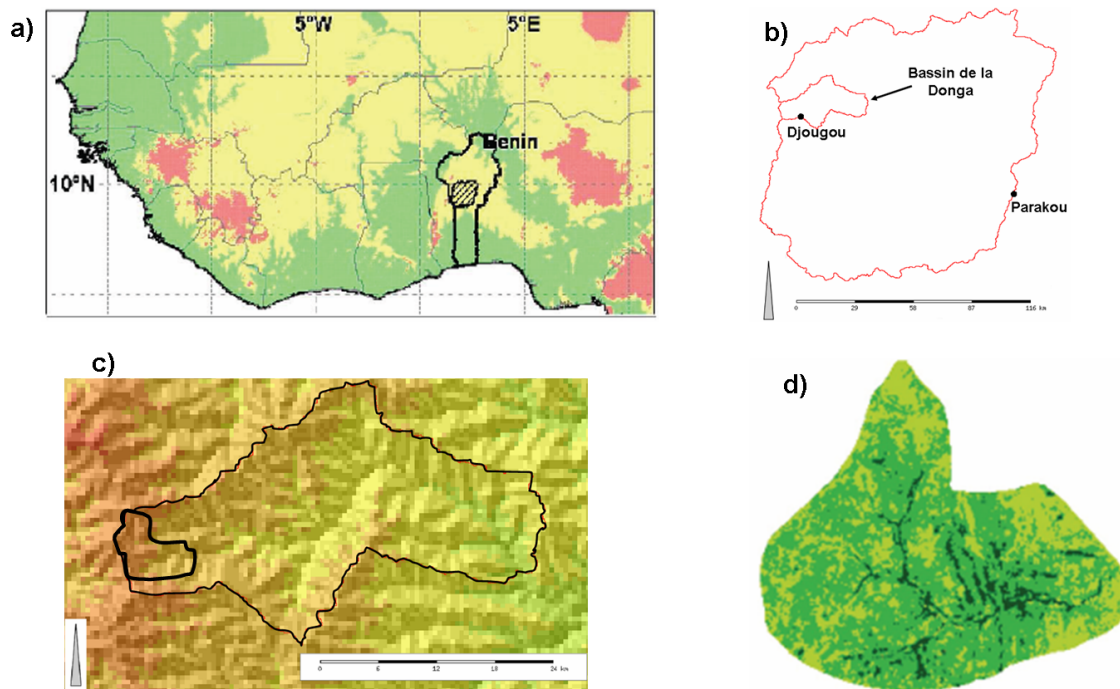


FIGURE 3.3 – Situation géographique du Bénin (a), de la haute vallée de l’Ouémé (b), de la Donga, supersite Soudanien du programme AMMA (c) et du bassin versant d’ARA (d).

autour de Djougou (Bénin) en zone soudanienne. Cela nous permettra d’identifier la variabilité intersaisonnière et d’extraire les conditions de simulation.

Après une présentation géographique de la zone d’étude, ce chapitre présente une analyse des données au sol, puis une analyse des radiosondages de Parakou (figure 3.3).

3.1 La haute vallée de l’Ouémé

Il s’agit ici de présenter la haute vallée de l’Ouémé et de présenter le dispositif expérimental dont a bénéficié cette région dans le cadre du projet AMMA.

3.1.1 Présentation générale

La haute vallée de l’Ouémé (20000 km²) est située au Centre du Bénin et s’étend entre les latitudes 9°N et 10.2°N, et les longitudes 1.5°E et 3°E (figure 3.3). Elle est soumise à un climat de type soudanien caractérisé par une seule saison sèche et une seule saison humide au contraire des zones du sud et du littoral qui connaissent deux saisons sèches et deux saisons humides. Les deux principales villes de cette région sont Parakou au Sud-Est

a)



b)



FIGURE 3.4 – Végétations majoritaires dans la haute vallée de l'Ouémé en saison sèche : Savane arborée (a) et Savane arbustive (b). (Guyot, 2006)

et Djougou située à une centaine de kilomètres au Nord-Ouest de Parakou (figure 3.3b). Au Nord-Ouest de Djougou se trouve la chaîne montagneuse de l'Atacora dont le point le plus élevé dans la zone culmine à une altitude de 658m . En dehors de ce massif, le relief est peu marqué dans la région. En temoignent les altitudes par rapport au niveau de mer de Djougou, 480 m et de Parakou, 393 m.



FIGURE 3.5 – Exemple de surface agricole laissée nue pendant la saison sèche dans le bassin d'ARA à Nalohou, sous-bassin de la Donga (Photo : M. Doukouré).

Selon les études de Faure (1977) et Dubroeuq (1977), les types de sols les plus répandus dans la zone sont les sols ferrallitiques et les sols ferrugineux avec une prédominance de sol à texture légère (sable et argilo-sableux) dans la zone de Parakou. On y distingue trois types de végétations très contrastées : la savane arborée, la savane arbustive (figure 3.4) et la savane herbeuse.

Les activités agraires sont pratiquées sans matériel agricole mécanique et il en résulte de petites parcelles qui participent au morcellement du paysage. La forte saisonnalité des activités agraires associée à l'imbrication des parcelles contribuent à augmenter le contraste au sein des différents types de couvert. En particulier pendant la saison sèche, les surfaces agraires laissent la place à des étendues de surfaces nues qui jouxtent la zone de savane (figure 3.5). A côté de cela, des forêts "galérie" se développent le long des cours d'eau du fait de l'humidité quasi-permanente qu'on y rencontre (figure 3.6).



FIGURE 3.6 – Vue aérienne des végétations de bord de cours d'eau : forêts galeries. (Photo : J-M Bouchez).

Pour la campagne AMMA, la zone de Djougou a fait l'objet d'observations renforcées avec l'instrumentation de plusieurs sites de mesure. Sur le site de la ville de Djougou, un profileur de vent (Radar UHF) et une station météorologique ont été installés. Sur le site de la ville de Parakou, des mesures de radiosondage ont été réalisées depuis 2002 jusqu'à nos jours et des mesures météorologiques spécifiquement en 2006 ont été prises en charge dans le cadre du projet Allemand IMPETUS (Approche Intégrée à la Gestion Efficente du déficit des Ressources en Eau en Afrique de l'Ouest). Les mesures de sondages (profileur et radiosondage) constituent les premières mesures réalisées de manière continue dans

cette région. Nous essayerons donc dans ce qui suit de mettre à profit ces mesures afin d'étudier les cycles saisonnier et diurne de la mousson dans le contexte de la haute vallée de l'Ouémé.

3.1.2 Présentation du dispositif expérimental

Il s'agit ici de décrire plus précisément le dispositif expérimental qui a été mis en place dans la haute vallée de l'Ouémé. Ce dispositif comprend les stations météorologiques de Djougou et Parakou, les radiosondages de Parakou et le Radar UHF de Djougou.

Les stations météorologiques au sol : Les données de la station météorologique au sol à Djougou ont été initiées le 01/03/2002 et se poursuivent de nos jours. Ces mesures concernent la hauteur de pluie (mm), la température de l'air ($^{\circ}\text{C}$), l'humidité relative de l'air (%), le rayonnement solaire incident (W/m^2), la vitesse (m/s) et la direction (degré) du vent, la déviation standard de la direction du vent (degré), le rayonnement net (W/m^2) et la pression atmosphérique (hPa). Ces mesures sont moyennées toutes les 15 minutes et présentent une bonne base pour discuter le cycle diurne en surface. Dans le cadre de cette étude, nous nous sommes intéressés uniquement aux mesures effectuées entre 2004 et 2007 à Djougou. D'autres stations météorologiques ont été installées autour de Djougou. Ces données n'ont pas été utilisées dans le cadre de cette étude.

Les mesures effectuées à Parakou ne sont disponibles que pour l'année 2006, année de mesures intensives dans le cadre du projet AMMA. Il s'agit de la hauteur de pluie (mm), la température de l'air ($^{\circ}\text{C}$), l'humidité relative de l'air (%), le rayonnement net (W/m^2), le vent (m/s) et la direction du vent (degré). Les mesures sont moyennées toutes les 10 minutes. Ces observations présentent d'importantes données manquantes entre février et avril 2006 et entre mi-septembre et début décembre 2006.

Le radiosondage de Parakou : Les mesures du radiosondage de Parakou accessibles dans la base de données AMMA sont disponibles entre 2005 et 2008. La fréquence des sondages varie selon les saisons et les années. En 2006 par exemple, la période de mousson de juin à septembre a été documentée par 2 ou 8 sondages par jour. La température de

l'air ($^{\circ}\text{C}$), la température du point de rosée ($^{\circ}\text{C}$), l'humidité de l'air (%), le rapport de mélange de l'air (g/kg), la vitesse (m/s) et la direction (degré) du vent sont documentés avec une résolution verticale de 10m. L'altitude maximum des mesures varie et peut atteindre moins de 400 hPa.

Le radar UHF (Ultra High Frequency) de Djougou : Les mesures du radar UHF de Djougou ont été réalisées entre le 08/04/2006 et le 14/11/2006 en deux modes :

1. Le **mode bas** caractérisé par une acquisition de données entre 75 et 4000 m avec une résolution verticale de 75 m ;
2. Le **mode haut** caractérisé par une acquisition de données entre 150 et 12000 m avec une résolution verticale de 150 m.

Dans cette étude, nous utilisons le mode haut pour couvrir plus de 4000 m d'altitude. La résolution temporelle est de trois minutes en période de mousson. Les mesures atteignant les 12000 m ont été réalisées exclusivement pendant la période de mousson. Les variables mesurées sont le paramètre de structure C_n^2 ($\text{m}^{-2/3}$) de l'air, la largeur spectrale, les trois composantes u , v , et w du vent (m/s), la déviation standard de la composante W du vent (m/s), la dissymétrie du vent vertical appelée aussi Skewness (-), la dissipation de l'énergie cinétique turbulente (m^2/s^3).

3.2 Cycle saisonnier dans la haute vallée de l'Ouémé

L'étude climatique menée ici se limite aux analyses des mesures effectuées au sol à Djougou. En effet ces données proviennent de mesures effectuées à haute fréquence temporelle (enregistrement réalisé toutes les 15 minutes). Elles sont plus adaptées pour une telle étude que ne le sont les données de radiosondages. Nous considérons ici les variables météorologiques classiques que sont la température, l'humidité relative et ses dérivées mesurées entre 2004 et 2007. Ces données ont été moyennées sur la journée et lissées par la suite sur une période de dix jours.

3.2.1 Évolution de la température au sol

La figure 3.7 présente le cycle saisonnier de la température au sol à Djougou pendant quatre saisons successives. Ce cycle est marqué par deux maximas. L'un a lieu généralement vers la fin avril et le second en novembre. Entre ces deux maximas, on observe un refroidissement marqué entre fin avril et début septembre. Il est engendré par l'installation du flux de mousson qui amène un air plus frais et plus humide. D'autre part, au cours des mois de mai à septembre, le rayonnement incident est fortement atténué par la présence de nuages. Ce manque d'énergie incidente concourt à la baisse de la température. Au cours des mois de septembre et d'octobre, les épisodes pluvieux sont plus épars et les apports en énergie plus importants (moins de nuages). Cela entraîne une légère hausse de

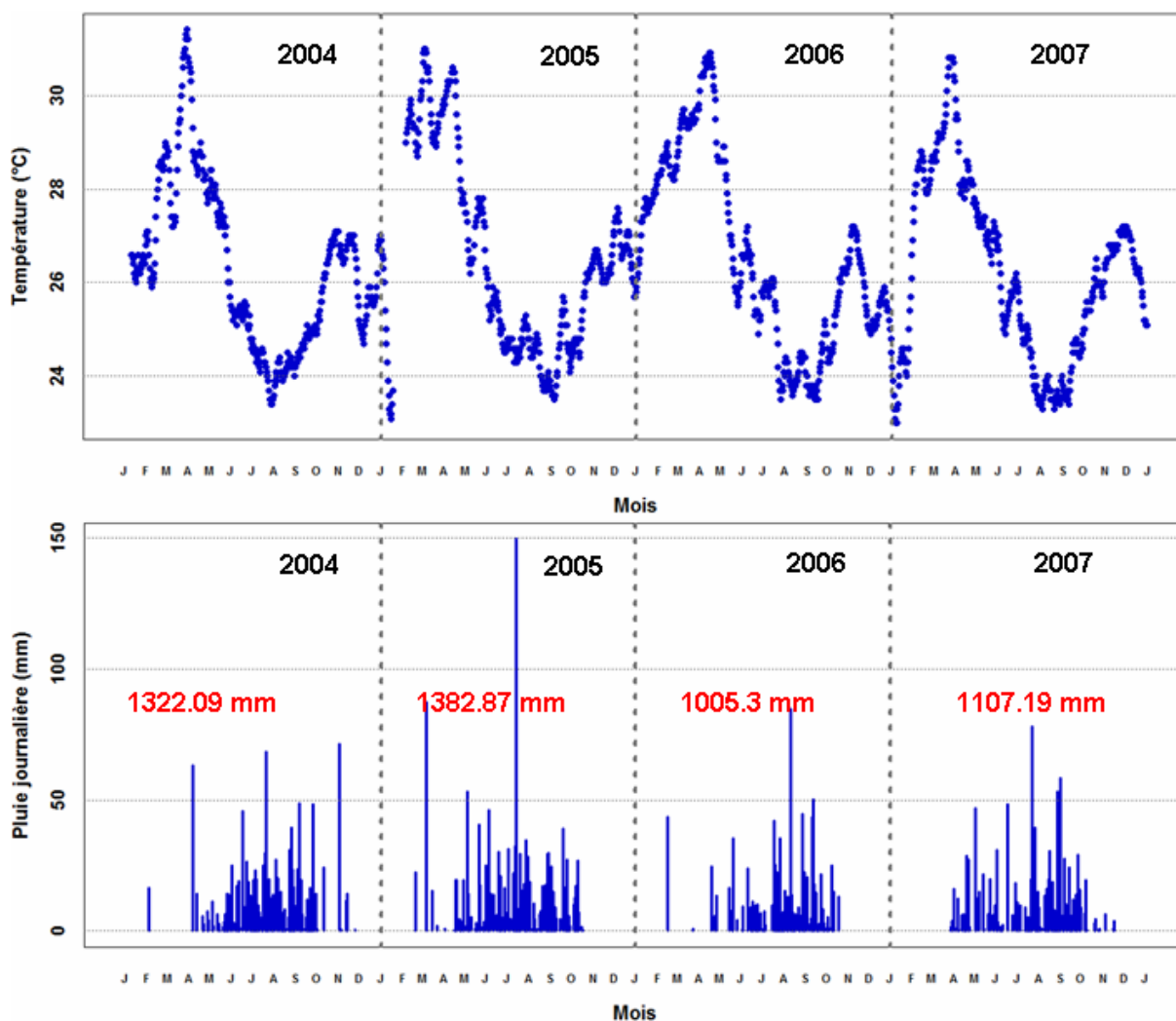


FIGURE 3.7 – Variation saisonnière de la température journalière au sol lissée sur 10 jours (haut), et du cumul journalier de la pluie à Djougou de 2004 à 2007. Le cumul annuel de précipitation est indiqué en rouge.

la température de l'air. Le second maxima (novembre) marque le retrait de la mousson. Cela se traduit par la baisse de l'humidité de l'air et l'installation de l'harmattan, vent de secteur nord-est chargé en poussière. Quatre périodes sont identifiées :

1. Une montée de la température entre janvier et avril
2. Un refroidissement marqué entre début mai et début septembre
3. Une légère remontée des températures jusqu'en début novembre
4. Un palier voire une baisse des températures entre novembre et décembre

Si l'évolution de la température sur ces quatre périodes met en évidence un cycle saisonnier de la température au sol, la variabilité inter-annuelle reste présente. Ce cycle semble identique à celui de Niamey (13°N, Niger) mis en évidence par Guichard et al (2009).

3.2.2 Évolution de l'humidité relative au sol

La variabilité saisonnière de l'humidité relative au sol à Djougou sur la période (2004-2007) est présentée (figure 3.8). Aux mois de janvier à avril, on observe une forte variabilité de l'humidité relative entre 10% et 60%. Cette variabilité est plus marquée en 2004 et en 2006. De façon générale, l'évolution de l'humidité relative adopte une forme de parabole renversée avec une valeur maximale plafonnée à plus de 80 % pendant la période de mousson. Pour des humidités relatives inférieures à 60 %, la distribution des humidités relatives journalières met en évidence l'existence d'une variabilité marquée d'une journée à l'autre. Cela se traduit par une distribution éparse des moyennes journalières dans cette période. Pour des humidités supérieures à 60 % et inférieures à 80%, cette distribution est plus organisée et traduit une variabilité quasi-identique d'un jour à l'autre. Pour des humidités supérieures à 80 %, la distribution des moyennes journalières adopte plus ou moins une forme en palier indiquant une absence de variabilité. La succession des jours pluvieux et le manque de rayonnement solaire incident dû à la nébulosité expliquent ce phénomène. En 2006, ce palier se forme plus tard et disparaît plus tôt (fin octobre) : la saison des pluies a été plus courte. L'humidité relative peut être interprétée comme un écart à la condensation. De ce point de vue, il est donc plus difficile de provoquer une condensation avec un air à 60% d'humidité qu'avec un air à 80% d'humidité. Ainsi, l'année 2006, moins humide en début d'année que les autres années à la même période, a été une année plus sèche (figure 3.7).

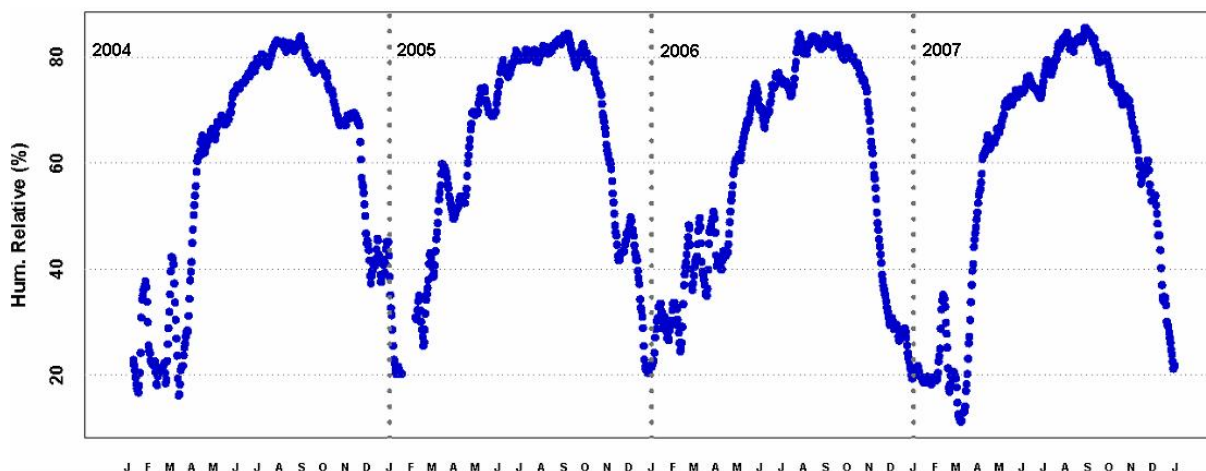


FIGURE 3.8 – Variation saisonnière de l'humidité relative au sol à Djougou de 2004 à 2007.

3.2.3 Évolution du rapport de mélange au sol

La figure 3.9 montre la variabilité saisonnière du rapport de mélange de 2004 à 2007. On remarque que la forte variabilité de l'humidité relative entre janvier et avril s'exprime aussi à travers le rapport de mélange. Les périodes humides apparaissent plus clairement. La forme parabolique laisse la place à une forme en "U" renversé avec un plateau plus large autour de 16 g/kg. A partir de cette figure, il détermine plus précisément la période humide qu'à partir de l'évolution de l'humidité relative. Ainsi on remarque que la période humide commence généralement à la fin du mois d'avril. La comparaison des formes en "U" renversé nous indique que la durée de la saison humide en 2006 est plus courte, confirmant ainsi que l'année 2006 est la plus sèche des quatre. Le rapport de mélange présente aussi un cycle saisonnier assez marqué. Si l'on s'en tient à une définition assez simpliste de la mousson comme étant l'entrée du flux de vapeur d'eau en provenance de l'océan sur le continent, alors on retrouve sur les figures 3.8 et 3.9 les quatre phases associées à l'établissement de la mousson. Sur la base des données de la composante zonale du vent et du rapport de mélange, Lothon et al (2008) définissent ces quatre phases comme étant :

- i) la phase de « **Moistening** » ou d'humidification progressive comprise entre janvier et avril, ii) la période **Wet** » ou phase humide comprise entre avril et octobre, iii) la phase de « **Drying** » ou d'assèchement progressive de l'atmosphère correspondant au retrait progressif du flux de mousson comprise entre octobre et novembre et enfin iv) la phase « **Dry** » ou sèche correspondant au retrait total de la mousson généralement observée entre novembre et décembre. Nous utilisons les critères de Lothon et al. (2008) pour les appliquer à nos données en vue de déterminer de manière objective les périodes de ces

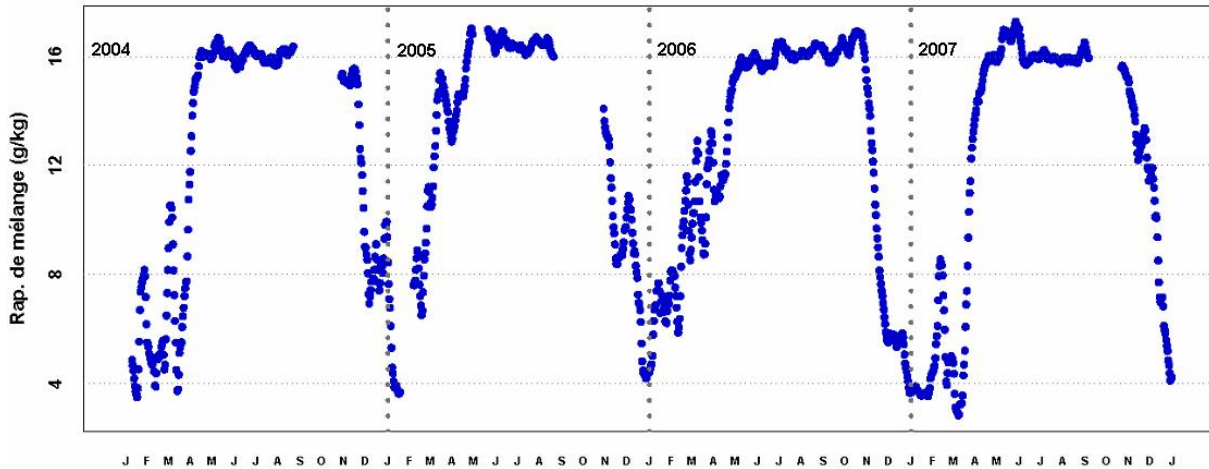


FIGURE 3.9 – Variation saisonnière du rapport de mélange journalier au sol lissé sur 10 jours à Djougou de 2004 à 2007.

différentes phases du cycle saisonnier. Pour gagner en précision, nous réalisons cette étude sur les quatre années de données dont nous disposons. Sultan et Janicot (2007) utilisent le signe du vent zonal pour déterminer la période de déclenchement et de renforcement de la mousson au Sahel. En effet, un vent zonal de signe positif s'identifie à un flux de mousson (vent sud-ouest) et un vent zonal de signe négatif s'identifie à un flux d'harmattan (vent nord-est). Cette méthode a été empruntée par Lothon et al (2008) pour caractériser les différentes phases du cycle saisonnier de la mousson à Djougou (Bénin) et Niamey (Niger). Les signes du vent zonal ont été mis en regard des moyennes journalières du rapport de mélange de vapeur d'eau. Les auteurs trouvent à Djougou un rapport de mélange supérieur à 15 g/kg pour la saison humide et pour la saison sèche, un rapport inférieur à 6 g/kg.

Au vu de ce qui précède, les données de rapport de mélange permettent de mieux identifier les différentes phases de la mousson. La détermination des périodes relatives aux différentes phases de la mousson permettra une meilleure analyse de ces données. En effet si nous déterminons les périodes de ces phases, une répartition des données pour chaque phase et leur analyse permettront une étude pertinente de chaque saison et aideront ainsi à extraire des radiosondages caractéristiques de chaque saison qui serviront de forçages pour les simulations atmosphériques envisagées. Dans ce qui suit, nous déterminons les différentes phases de la mousson.

3.2.3.1 Identification des phases de la mousson

Comme Lothon et al. (2008), nous définissons ici des critères basés sur le cycle annuel du rapport de mélange, pour déterminer les périodes des différentes phases de la mousson et les incertitudes associées. Ainsi i) nous définissons la période humide comme étant la période où les rapports de mélange de vapeur d'eau sont supérieurs ou égaux à 15 g/kg, ii) la période d'assèchement celle où les rapports de mélange sont inférieurs à 15 g/kg et supérieurs ou égaux à 5 g/kg, iii) la période sèche celle où les rapports de mélange sont inférieurs à 5 g/kg mais se situant entre novembre et décembre et enfin iv) la phase d'humidification progressive la période de janvier à avril. Pour cette dernière période, il est difficile d'établir un critère objectif car la variabilité journalière du rapport de mélange est forte. Ainsi la période d'humidification sera la période entre la saison sèche et la saison humide. Ces critères sont appliqués sur les moyennes journalières du rapport de mélange lissées sur dix jours (figure 3.9) pour les quatre années. La phase d'humidification progressive s'étend ainsi du 19 janvier au 26 avril avec une variabilité sur le début de +/- 19 j et sur la fin de +/- 10 j. La période humide commence le 26 avril (+/- 7j) et finit le 29 octobre (+/- 9j). La période d'assèchement progressive débute le 29 octobre (+/- 6j) et finit le 25 novembre (+/- 30 j). Enfin la période sèche est présente entre le 25 novembre (+/- 12j) et le 19 janvier (+/- 10 j). La figure 3.10 présente les différentes phases de

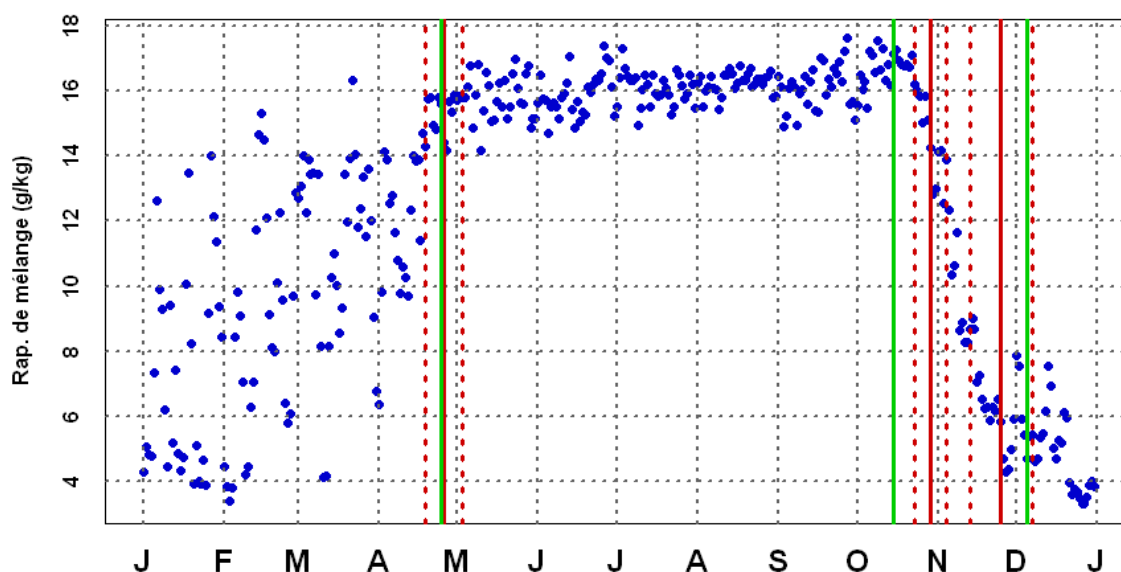


FIGURE 3.10 – Rapport de mélange de vapeur d'eau journalier moyen en 2006 à Djougou. Les lignes verticales rouges indiquent les dates que nous proposons pour identifier les différentes phases de la mousson. En pointillé rouge les incertitudes associées. Les lignes verticales vertes indiquent les dates proposées par Lothon et al. (2008).

la mousson à Djougou avec les incertitudes sur les dates. On y représente également les périodes identifiées par Lothon et al (2008). On observe que ces dernières s'inscrivent bien dans la gamme d'incertitude que nous avons identifiée.

Nous nous intéressons aux différents mécanismes et processus mis en jeu pendant ces périodes. Pour ce faire, nous étudions le cycle diurne des variables météorologiques au sol et dans l'atmosphère pour chacune de ces phases.

3.3 Analyse du cycle diurne mensuel

Notre objectif dans cette partie est de combiner les données au sol des stations météorologiques, les données de radar UHF et les données de radiosondage pour étudier les différentes phases de la mousson.

A partir des données de la station météorologique de Djougou, nous avons réalisé pour chaque quart d'heure une moyenne mensuelle pour obtenir un cycle diurne mensuel pour chaque variable enregistrée au sol pendant chaque saison. Comme les années 2006 et 2007 présentent le jeu de données le plus complet, seules ces années seront examinées pour ce site expérimental. Par ailleurs, comme nous avons observé que les cycles diurnes mensuels pour chaque variable météorologique suivent la même tendance sur la période 2004-2007, nous ciblerons notre étude sur le jeu le plus complet. En raison des nombreuses données manquantes dans les données de la station météorologique de Parakou, seules les données de Djougou sont analysées. Les données de Parakou seront mises en regard de celles de Djougou quand cela sera possible pour établir un lien entre les conditions atmosphériques de Parakou et de Djougou.

Par ailleurs les données de radiosondage ont été filtrées pour ne retenir que les radiosondages atteignant une altitude de 400 hPa au moins. Les radiosondages retenus pour Parakou sont donnés dans le tableau 3.1.

Pour réaliser un cycle diurne à partir des données de radiosondage de Parakou, nous avons adopté la méthode proposée par Lothon et al. (2008) qui classent l'ensemble des sondages en quatre classes : 00h00, 06h00, 12h00, et 18h00. En effet, les conditions météorologiques ne permettant pas de respecter tous les jours les mêmes horaires précis de lancée, certains radiosondages ont été décalés. Ainsi le radiosondage moyen de 00h00 est la moyenne des

Heures (H)	Dry	Wet	Drying	Moistening
01				
02		17		
03		1		
04				
05		75		
06		4		
07				
08		22		
09				
10				
11	6	132	11	25
12		1		22
13				4
14		23		
15		1		
16				
17		89		
18				
19				
20		24		2
21				
22				
23		114		22
24		4		1

TABLEAU 3.1 – Nombre de radiosondages de Parakou atteignant au moins 400hPa durant l’année 2006.

radiosondages effectués entre 23h00 et 03h00, celui de 06h00 est la moyenne des radiosondages effectués entre 05h00 et 08h00, celui de 12h00 est la moyenne des radiosondages effectués entre 11h00 et 13h00 et celui de 18h00 est une moyenne des radiosondages effectués entre 17h00 et 18h00. Un seul radiosondage a été conservé suite au filtrage pour le mois de mai. Il a été regroupé avec ceux du mois de juin. Ces données ont été moyennées sur le mois pour chaque tranche horaire afin de mettre en évidence le cycle diurne.

Seuls les sondages du radar UHF atteignant 5000 m au moins ont été retenus. Les moyennes mensuelles sont organisées comme celles des radiosondages.

3.3.1 Cycle diurne mensuel de la température

La figure 3.11 présente l'évolution du cycle diurne moyen de la température au sol pour les années 2006 et 2007. Pour les quatre phases, chaque journée est caractérisée par un minima et un maxima. Le minima est généralement atteint autour de 06h tandis que le maxima est présent autour de 15h.

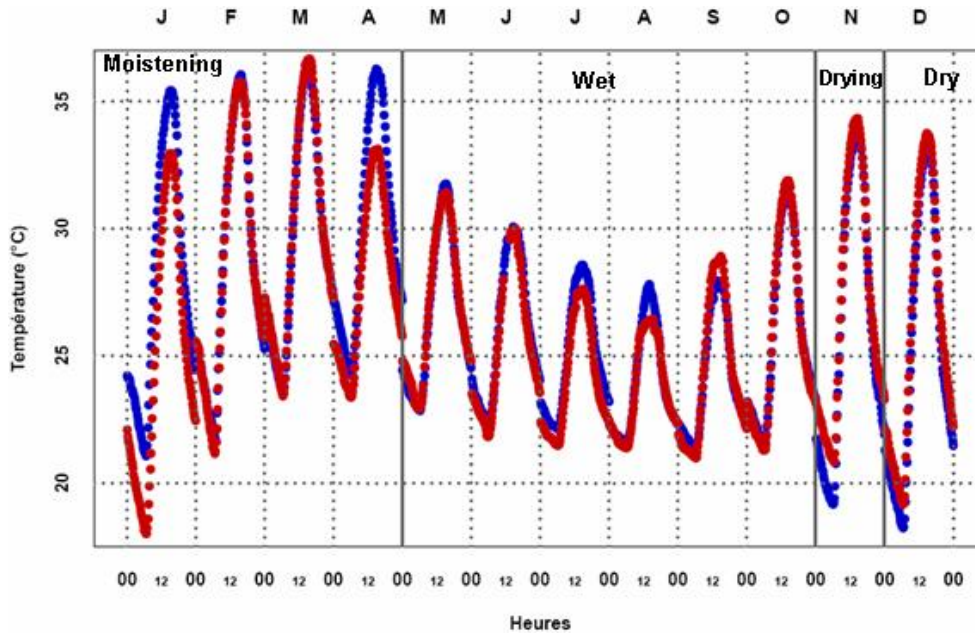


FIGURE 3.11 – Cycle diurne mensuel de la température au sol à Djougou. En bleu celui de 2006 et en rouge celui de 2007.

La phase sèche (Dry) : Cette période s'étend sur un peu plus d'un mois. Elle est caractérisée par une augmentation de l'amplitude du cycle diurne amorcée depuis septembre. La discontinuité intertropicale s'étant retirée plus au Sud, la zone est désormais soumise à un flux d'harmattan (vent de nord-est) caractérisé par des vents secs et une température journalière relativement douce pour la zone, autour de 25°C en moyenne journalière.

La phase humide (Wet) : Pendant la période humide, l'amplitude du cycle diurne de la température au sol est moins forte que précédemment. Cette amplitude diminue régulièrement d'avril à août et réaugmente de septembre à octobre. La baisse des températures est liée aux événements pluvieux qui se succèdent. La remontée du niveau de température en octobre marque un début d'assèchement de l'atmosphère suite à la diminution des événements pluvieux. Les événements moins réguliers laissent de longues périodes de ciel clair permettant le réchauffement de l'atmosphère la journée et la baisse des températures la nuit. Le mois d'octobre se présente donc comme une période de pré-retrait de la mousson

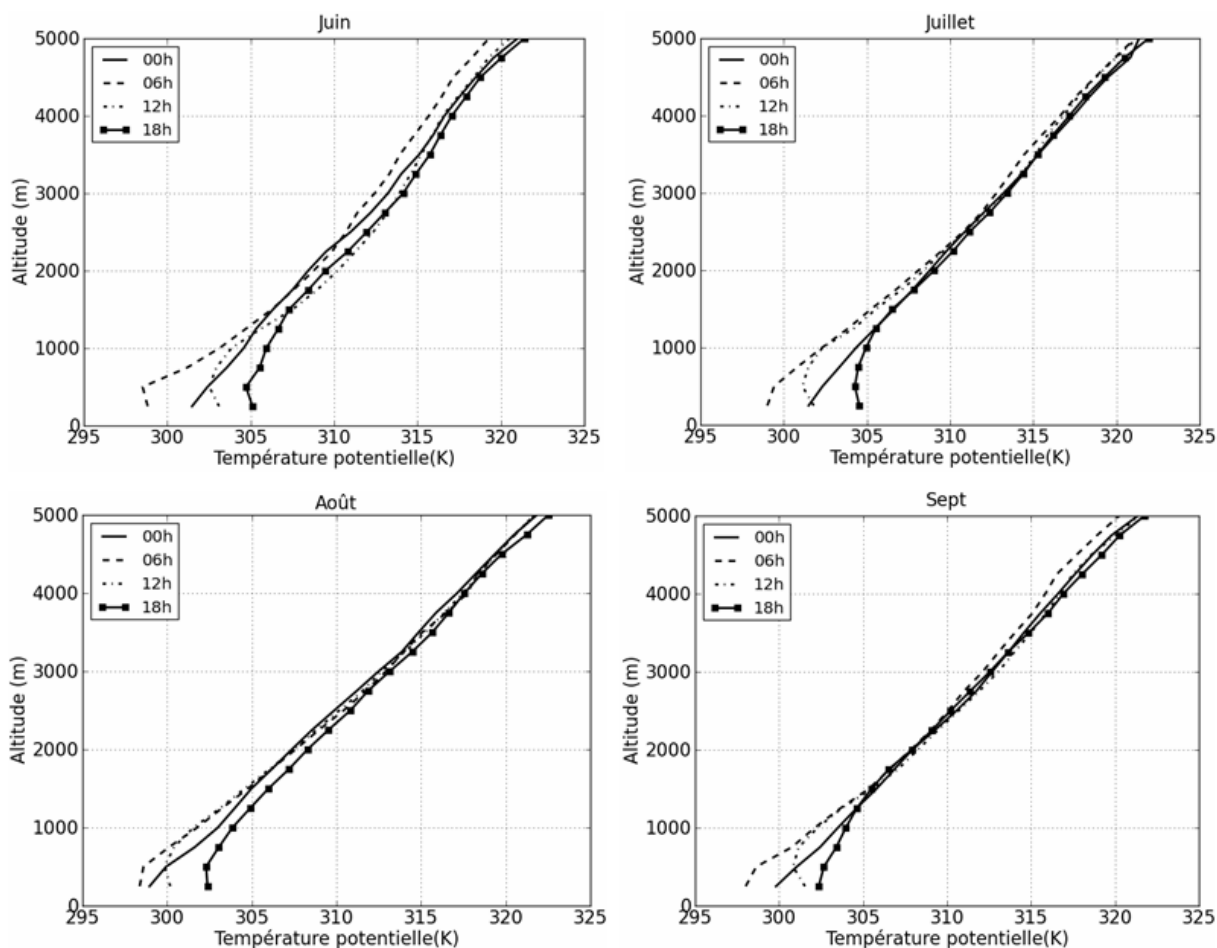


FIGURE 3.12 – Cycle diurne de la température potentielle à Parakou de juin à septembre 2006.

caractérisée par une raréfaction des événements pluvieux. La figure 3.12 présente les évolutions temporelles des profils verticaux de la température potentielle de juin à août 2006. Sur cette figure, on observe à 12h que la couche limite n'atteint pas 1000 m. Entre le sol et 1000 m le profil de température potentielle présente un cycle diurne alors qu'au-dessus de 2000 m les profils ne présentent plus de signature du cycle diurne.

La phase d'humidification (Moistening) : La figure 3.11 montre que c'est pendant cette phase que le cycle diurne mensuel de la température au sol présente les plus grandes amplitudes. L'amplitude du cycle diurne reste importante jusqu'en mars, mois à partir duquel l'amplitude journalière diminue jusqu'en août. Ces fortes amplitudes mettent en évidence une période de forte chaleur avec un cycle diurne très marqué. La faible nébulosité, pendant cette phase, permet un apport d'énergie important la journée et une perte de chaleur par rayonnement la nuit. La fréquence de mesure par radiosondage à Parakou pendant la phase d'humidification est faible en 2006. En effet, pendant cette période, des mesures de 00h00 et 12h00 ont été effectuées, mais seuls les mois de janvier et février

ont enregistré les mesures de 00h00. Il est donc difficile dans ces conditions de mettre en évidence un cycle diurne pendant cette phase de la mousson en 2006.

La phase d'assèchement (Drying) : Cette phase est courte et ne dure qu'un mois. Il est donc délicat de parler ici de tendance. Cette phase suit la période marquée par une augmentation des amplitudes du cycle diurne initiée en fin de période humide. Pendant cette période, l'atmosphère reste claire et peu chargée en aérosols. Comme précédemment, nous ne disposons pas suffisamment de radiosondages à Parakou pour faire une analyse plus détaillée du cycle diurne.

3.3.2 Cycle diurne mensuel de l'humidité relative

La figure 3.13 présente l'évolution du cycle diurne de l'humidité relative mensuelle moyenne pour les années 2006 et 2007. Le cycle diurne de l'humidité relative présente une valeur maximale et une valeur minimale qui se présentent à des heures identiques chaque jour quelle que soit la phase d'établissement de la mousson. Les valeurs maximales sont observées entre 06h et 07h alors que les valeurs minimales sont observées entre 15h et 17h. Les minimas (maximas) de température coïncident dans la matinée (dans l'après midi) avec les maximas (minimas) d'humidité. Ces deux variables sont donc anti-corrélées. L'entrée de mousson se caractérise alors par une hausse du taux d'humidité accompagnée d'une baisse

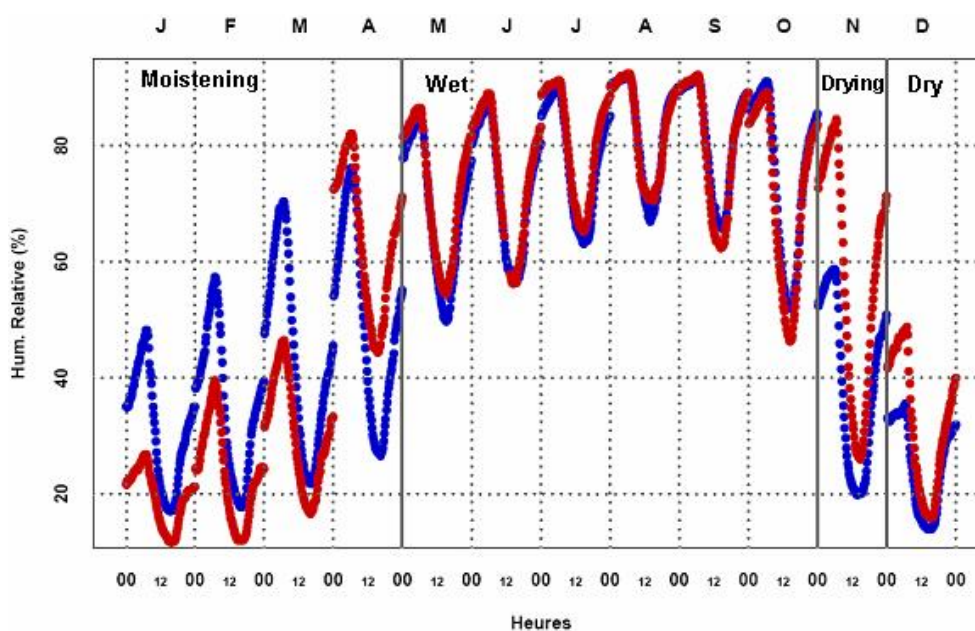


FIGURE 3.13 – Cycle diurne mensuel de l'humidité relative au sol à Djougou. En bleu celui de 2006 et en rouge celui de 2007.

de la température. Pendant le jour, la turbulence se déclenche sous l'effet du rayonnement solaire et contribue à mélanger l'humidité de l'air dans la couche limite atmosphérique dont la hauteur augmente au fur et à mesure que la surface est chauffée.

La phase sèche (Dry) : La période sèche enregistre une diminution de l'humidité relative de l'air dont l'amplitude diurne est moins marquée que celle observée pendant la période d'assèchement. Les valeurs maximale et minimale sont proches de celles rencontrées en période d'humidification. L'absence de mesures intensives de radiosondage pendant cette période ne permet pas d'analyse plus approfondie sur le cycle diurne. Néanmoins les profils moyens de température potentielle et de température potentielle pseudo-adiabatique du thermomètre mouillé, présentés figure 3.14, donnent une idée de l'humidité de l'air pendant cette période. En effet, la différence des deux températures ($Th - Thw$) atteint plus de 14 K ce qui correspond à une atmosphère sèche.

La phase humide : Pendant cette phase, l'humidité relative maximale atteint 80% et les valeurs minimales restent autour de 60% sauf en octobre où la phase d'assèchement commence à s'établir. Cette phase est donc marquée par une atmosphère qui reste humide tout au long de la journée.

La phase d'humidification : On observe pendant la période d'humidification des cycles diurnes dont l'amplitude augmente de janvier à avril. Les valeurs moyennes suivent la même tendance. Il faut noter une forte variabilité inter journalière pendant cette période. L'humidité relative continue d'augmenter jusqu'à environ 80% en moyenne journalière.

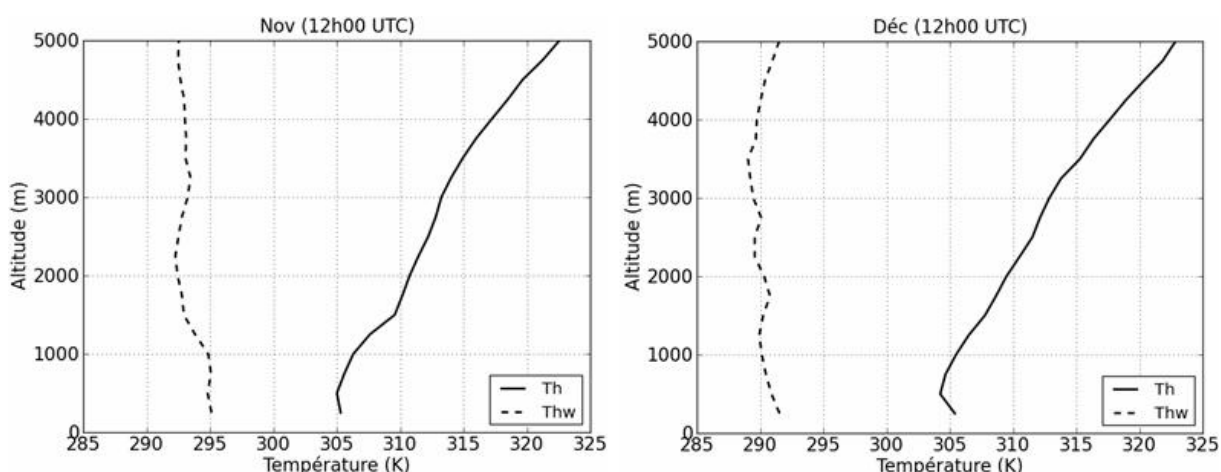


FIGURE 3.14 – Moyennes mensuelles de la température potentielle pseudo-adiabatique et température potentielle pendant la période d'assèchement (Novembre) et la période sèche (Décembre) à Parakou pour l'année 2006.

La phase d'assèchement : La période d'assèchement représente la période du retrait du flux de mousson. Cela se traduit par une baisse très marquée des valeurs de l'humidité relative la nuit comme le jour. Comparativement aux quatre saisons étudiées, l'année 2006 est celle où le cycle diurne connaît la plus forte baisse sur un mois. La discontinuité intertropicale passe progressivement au sud et le flux d'harmattan commence à s'installer avec son apport d'air sec. Le terme $(Th - Thw)$ extrait du radiosondage atteint 10K dans les premiers 1000 m au-dessus du sol. La hauteur de la couche limite dépasse 1000 m en moyenne.

3.3.3 Cycle diurne mensuel de la vitesse du vent

La figure 3.15 présente le cycle diurne du vent en surface. Globalement cette intensité du vent reste faible et oscille entre 0.1 m/s et un peu plus de 2.5 m/s. Le cycle diurne est très marqué toute l'année, signe de phénomènes thermiques associés aux cycles diurnes.

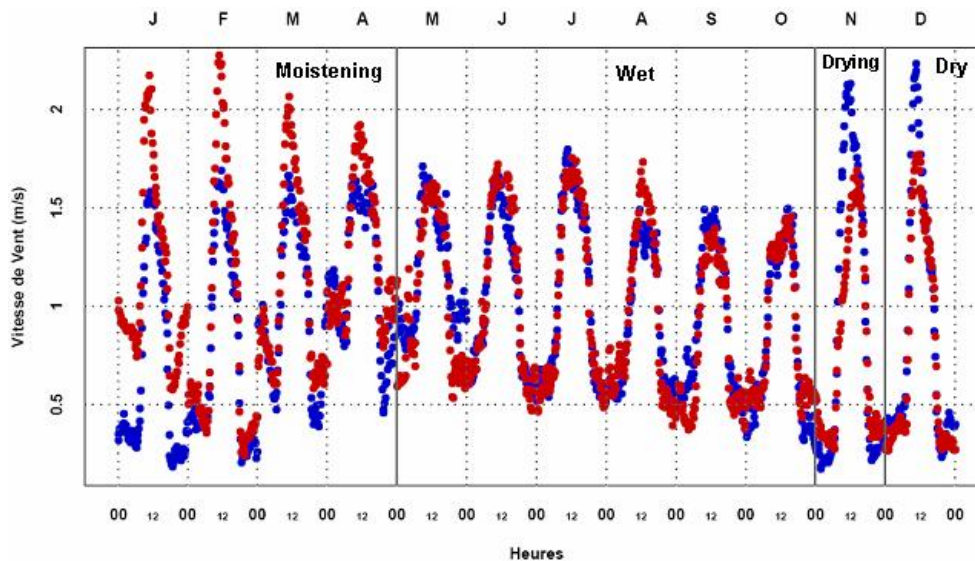


FIGURE 3.15 – Cycle diurne mensuel de la vitesse du vent au sol à Djougou. En bleu celui de 2006 et en rouge celui de 2007.

La phase sèche : Cette phase est caractérisée par des vents en surface plus forts que ceux de la phase humide. Par ailleurs, on note une variabilité inter-annuelle marquée où les vents de 2006 sont nettement plus forts que ceux de 2007. La figure 3.16 montre que pendant cette période un flux d'air essentiellement de secteur Est est présent. La situation est également observée au sol à Parakou (figure 3.17). Un flux d'harmattan souffle donc globalement dans la région, caractérisé par une atmosphère sèche et chargée

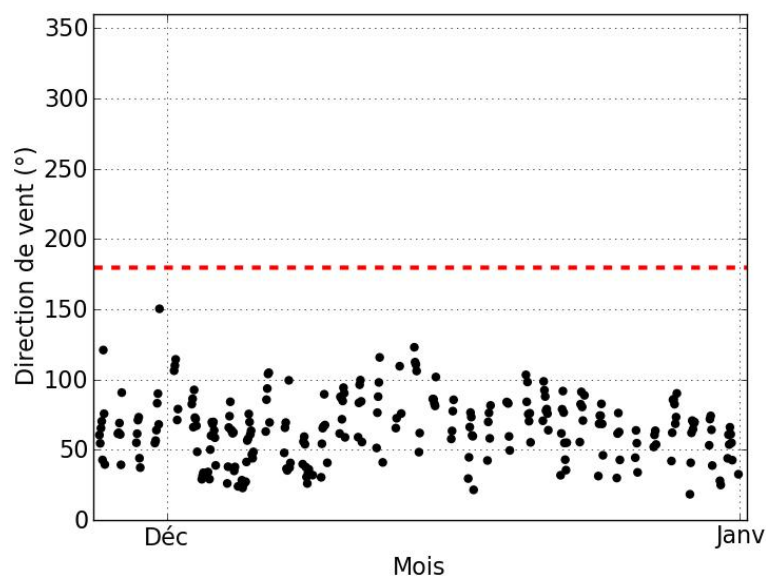


FIGURE 3.16 – Direction instantanée du vent pendant la phase sèche en 2006 à Djougou.

en aérosol poussiéreux en provenance des zones Sahéliennes plus au nord. Les données de radiosondage (figure 3.18) indiquent des vitesses de vent fortes entre 600 et 700 hPa. Ce vent est le Jet d'Est Africain (JEA) caractérisé par Burpee (1972). En surface les données indiquent des vents atteignant 6 m/s avec une grande variabilité de direction selon les jours.

La phase humide : Pendant la période humide (figure 3.15), les valeurs nocturnes restent quasiment identiques et légèrement supérieures aux autres périodes. L'amplitude du cycle journalier est de l'ordre de 1 m /s. Pendant le mois d'octobre, les valeurs nocturnes

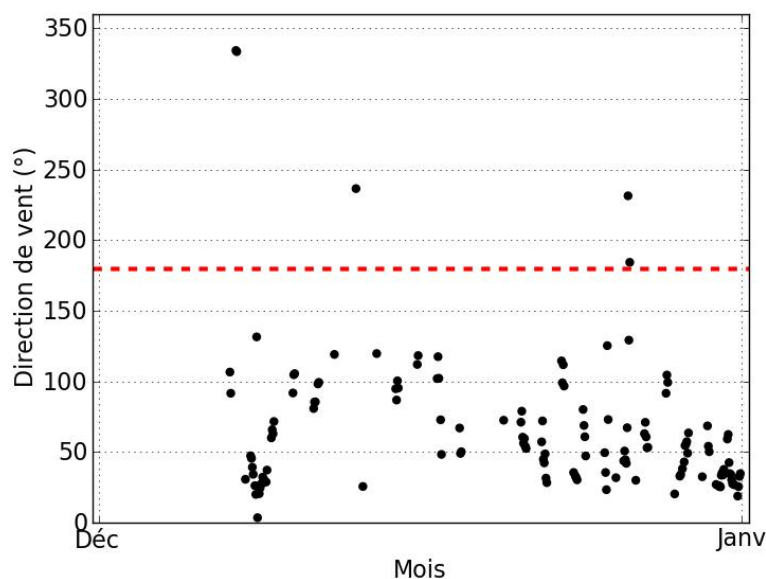


FIGURE 3.17 – Directions instantanées du vent pendant la phase sèche en 2006 à Parakou.

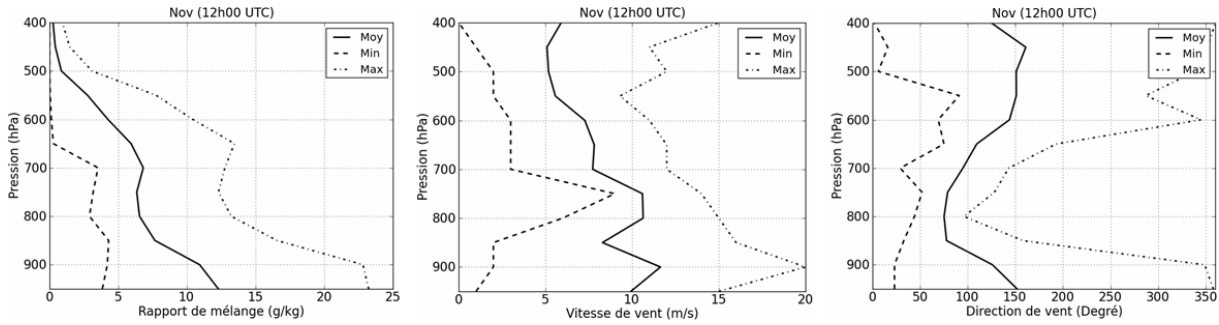


FIGURE 3.18 – Vitesse du vent, direction du vent pendant la phase d’assèchement en novembre 2006 à Parakou..

descendent en dessous de 0.5 m/s et se stabilisent pendant les périodes d’assèchement et sèche. Bien que le mois d’octobre soit pris en compte dans la période humide, il représente la période de pré-retrait de la mousson.

La figure 3.19 présente les directions instantanées du vent au sol pendant la période humide de 2006 à Djougou. De mai à juin, les vents de secteur Nord-Est (Harmattan) sont quasi-inexistants et le sont encore moins entre juillet et mi-septembre. La période de mai à mi-septembre est marquée par un flux de Sud-Ouest (flux de mousson). La variabilité est importante à cette station (160° - 300°).

Après mi-septembre, les vents de secteur Sud-Ouest commencent à laisser la place à ceux de secteur Nord-Est. A partir du mois de septembre l’atmosphère commence à se réchauffer. La température moyenne journalière amorce sa montée vers son deuxième maximum de l’année, vers 28°C . Cela est corrélé avec le changement de direction de vent entamé

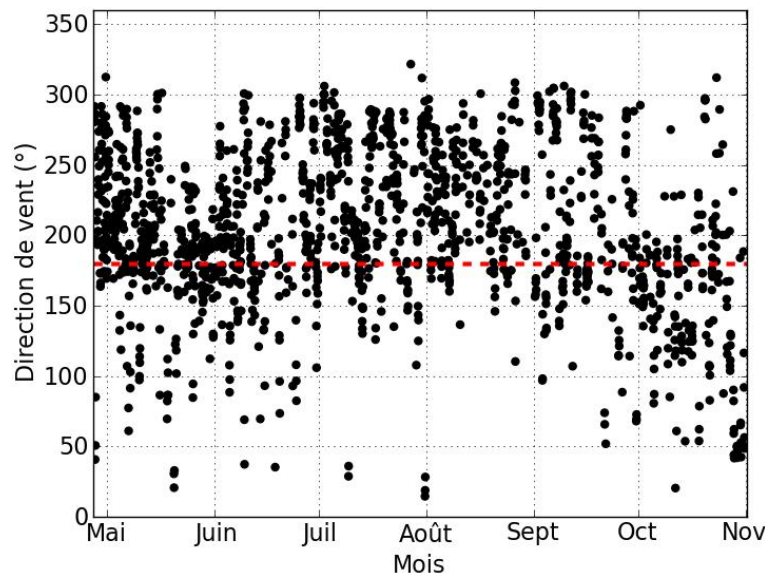


FIGURE 3.19 – Directions instantanées du vent pendant la période humide en 2006 à Djougou.

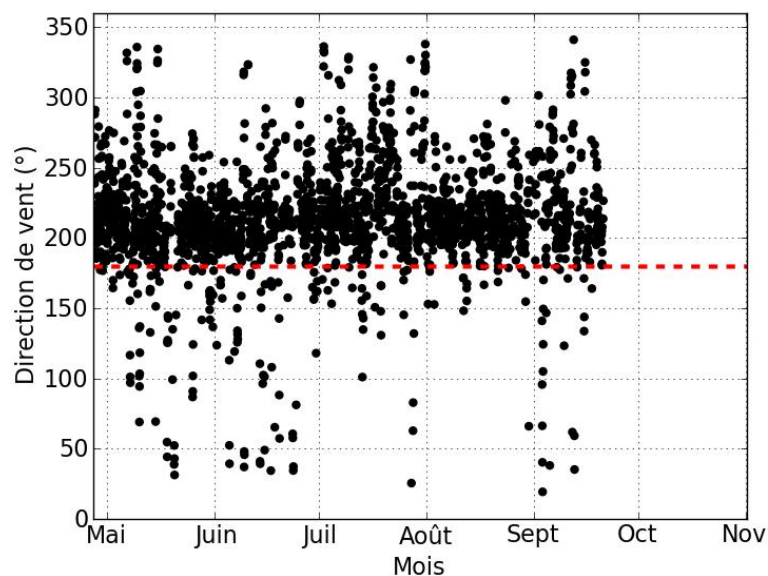


FIGURE 3.20 – Directions instantanées du vent pendant la phase humide en 2006 à Parakou.

depuis la mi-septembre, apportant des vents des zones sahéliennes plus au nord. Au mois d'octobre, la proportion des vents de secteur Sud-Est est forte. A Parakou les directions de vent sont identiques à celles de Djougou (figure 3.20) mais présentent une variabilité moins importante (180° - 250°).

De juin à juillet (figure 3.21) les profils verticaux de la vitesse du vent présentent deux pics : un dans les basses couches et l'autre en altitude entre 700 hPa et 600 hPa. Celui en basse couche, connu sous le nom de Jet de Basse Couche (JBC), a été mis en évidence par Lothon et al. (2008). Ce jet persiste entre 00h et 06h et atteint des valeurs autour de 8 m/s. Son intensité diminue durant le reste de la journée suite à l'activité turbulente qui tend à homogénéiser cette zone de l'atmosphère. Entre 700 hPa et 600 hPa le Jet d'Est Africain (JEA) atteint des valeurs maximum de 14 m/s. Les directions de vent (figure 3.22) indiquent que le JBC (flux de Sud) est une entrée de mousson qui est alors corrélée aux fortes humidités rencontrées dans la nuit. Les vitesses de vent pendant cette période sont plus fortes en surface comparées à celles de Djougou.

Au mois d'août, le profil de vent de 06h se distingue très remarquablement des autres avec des intensités de vent en surface très élevées. Fink et al (2006) indiquaient que les intensités du JEA et du Jet d'Est Tropical (JET) s'effondraient après le passage d'un système convectif de méso-échelle, puis un vent uniforme de faible intensité s'établissait entre 700 hPa et 150 hPa. Les vitesses de vent au sol indiquent l'occurrence d'un tel

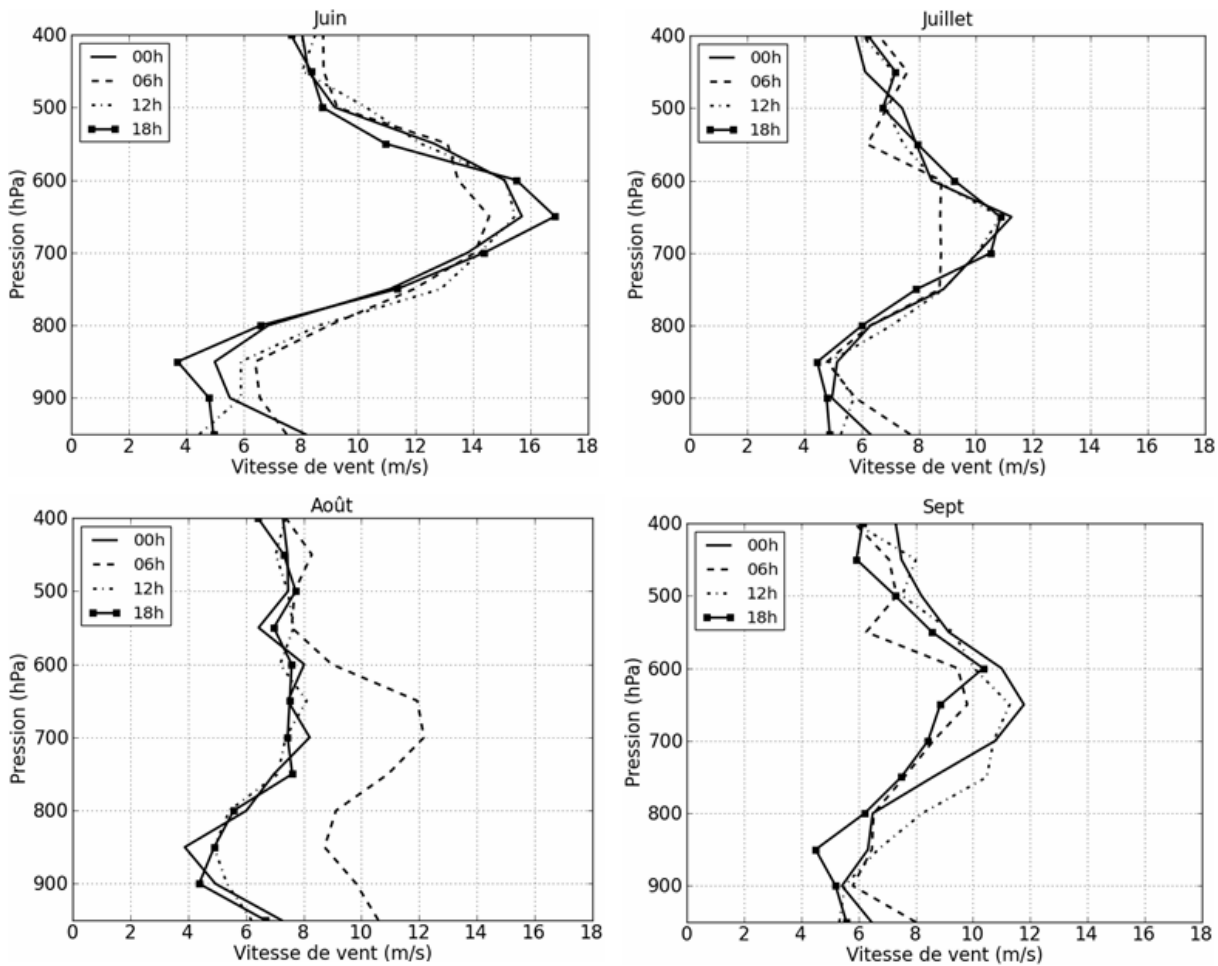


FIGURE 3.21 – Cycle diurne du profil de vent de juin à août à Parakou en 2006.

événement qui caractérise l'activité convective au mois d'août. Cette situation distingue le mois d'août du reste de la période de mousson.

Afin d'étudier le cycle diurne sur toute la colonne de l'atmosphère à Djougou, les données de vent du radar UHF ont été organisées comme celles du radiosondage de Parakou et sont présentées figure 3.23. En août entre 00h et 06h, les observations de la vitesse de vent montrent un jet de basse couche de faible intensité (entre 4 et 5 m/s) de direction sud-ouest toute la journée. Ces intensités sont inférieures à celles extraites du radiosondage de Parakou. Les profils verticaux du vent indiquent une atmosphère perturbée au mois d'août, due à l'activité convective, comparée au reste de la période de mousson. La signature du JEA est faible et son intensité n'atteint pas 8 m/s, comme à Parakou. Le profil de direction du vent montre des entrées de mousson jusqu'à 2000 m et des vents d'Est de faible intensité au-dessus. En septembre on assiste à un renforcement du JEA (figure 3.21) à Parakou comme à Djougou (figure 3.23).

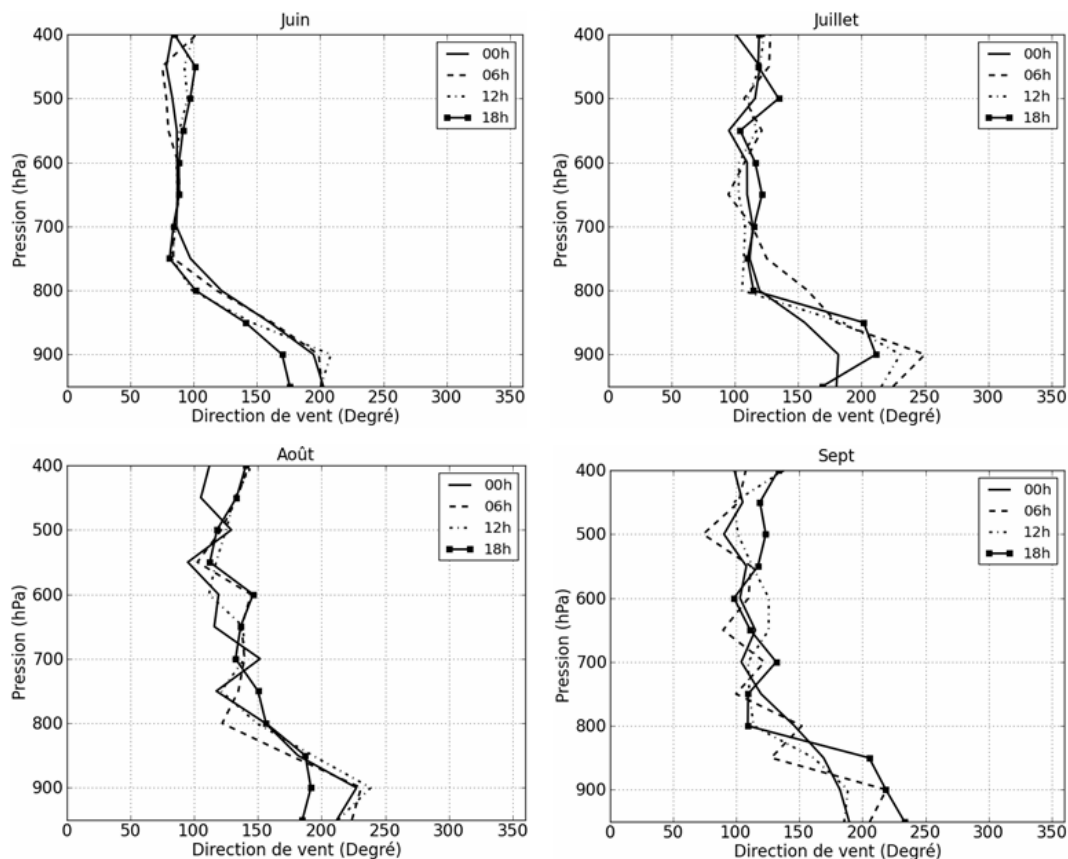


FIGURE 3.22 – Cycle diurne du profil de direction du vent de juin à août à Parakou en 2006.

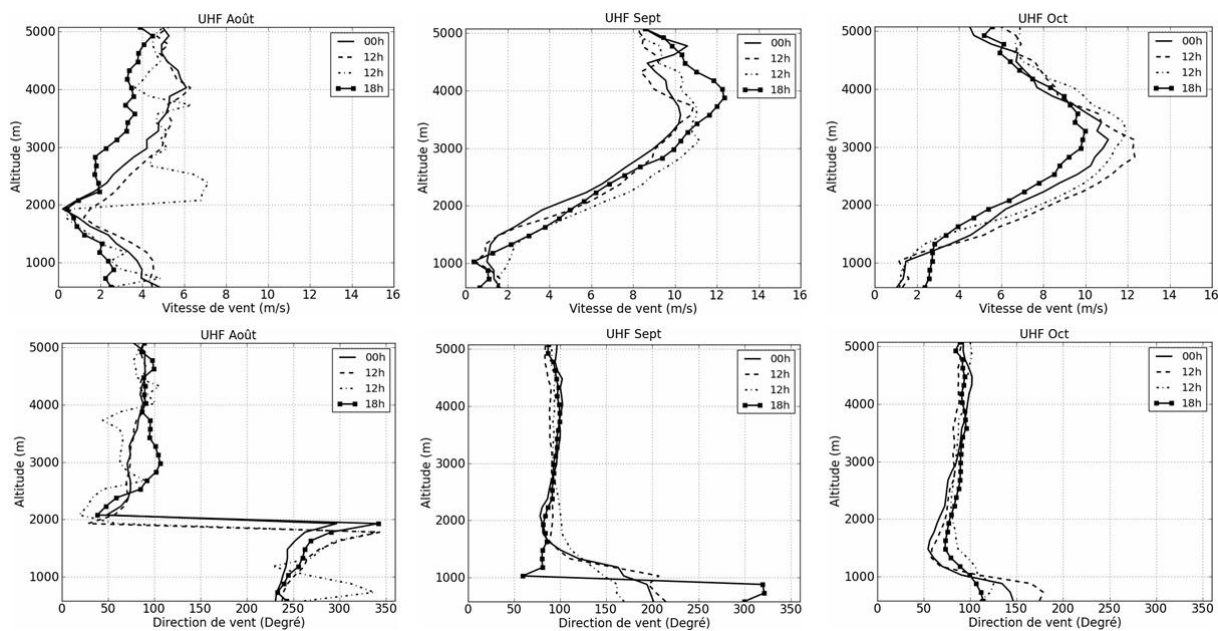


FIGURE 3.23 – Mise en évidence du cycle diurne du vent et de la direction de vent dans la colonne atmosphérique à Djougou pendant la phase humide en 2006.

On note aussi le renforcement du JEA autour de 4000 m. On observe assez peu de variabilité au cours de la journée pour les deux sites. Les intensités du JEA sur les deux sites sont très proches. Les observations du radar UHF montrent que les basses couches à

Djougou sont caractérisées par des vents de faibles intensités (inférieure à 2 m/s jusqu'à 1000 m).

Pendant le mois d'octobre, nous ne disposons pas de mesure intensive de radiosondage à Parakou (tableau 3.1). Nous ne disposons que des mesures effectuées à 00h et 12h UTC. On ne peut donc pas a priori mettre en évidence le cycle diurne pendant cette période. On distingue néanmoins les mêmes caractéristiques observées durant les mois précédents aux mêmes heures. Pendant cette même période à Djougou les vents restent toujours faibles dans les basses couches même s'ils sont en légère augmentation. Le JEA se positionne alors vers 3000 m d'altitude. Les directions de vent en surface changent légèrement pour prendre une orientation Sud-Est et Est. On note une absence de cycle diurne au-delà de 1500 m.

Globalement, la dynamique de l'atmosphère dans les deux régions reste similaire. On note néanmoins des intensités de vent plus fortes en surface corrélées à un flux de mousson plus intense à Parakou. La descente du JEA qui coïncide avec le changement de direction de vent dans les basses couches est accompagnée d'une nette augmentation de la vitesse des vents.

La phase d'humidification : On note pendant la phase d'humidification des vents plus forts en 2007 qu'en 2006. La figure 3.24 présente les directions instantanées de vent. Ces directions correspondent aux vents dont les intensités sont supérieures à 1 m/s. La présence simultanée des deux types de vent met en relief une alternance entre les masses d'air humides (mousson) et les masses d'air sèches (harmattan) pendant cette période. Ce résultat matérialise dans la zone d'étude la présence de la discontinuité intertropicale. Les incursions du flux de mousson (flux de Sud-Ouest) sont de plus en plus fréquentes pendant la période si on se réfère à la densité de points située au-dessus de 180° .

Ainsi ces alternances de flux amènent petit à petit de l'humidité dans la zone. Lothon et al (2008) ont décrit précisément ces mécanismes. Pendant la nuit, l'atmosphère neutre permet au flux de mousson de pénétrer vers le nord dans les basses couches. Pendant la journée, la turbulence se développe et mélange l'air humide et l'air sec dans cette zone. Ce mélange conduit à une humidification régulière. La faible densité des points dans le secteur sud-est ($90^\circ - 180^\circ$) montre que pendant la journée la transition d'un régime de vent à l'autre est très rapide. Cela indique que la baisse des variables d'humidité identifiée précédemment est aussi due au retrait de la discontinuité intertropicale. On

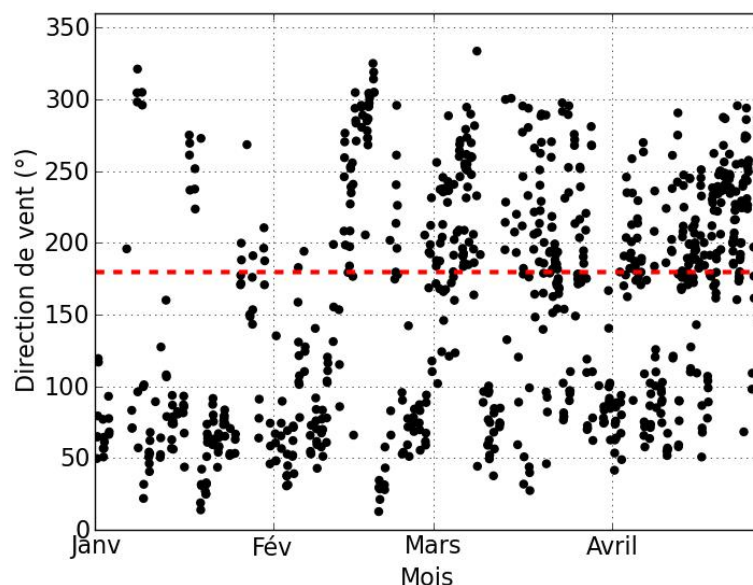


FIGURE 3.24 – Direction instantanée du vent pendant la période d’humidification en 2006 à Djougou.

note qu’à Parakou, durant le mois de janvier, les vents de secteur Sud-Ouest sont plus fréquents que ceux de secteur Nord-Est (figure 3.25) alors que pendant la même période à Djougou, les vents sont majoritairement de secteur Nord-Est. Cela montre que la période d’humidification est en avance à Parakou. En avril les vents de secteur Nord-Est ont quasiment disparu au profit de ceux de secteur Sud-Ouest. La figure 3.26 montre le cycle diurne du vent et de sa direction pendant la période d’humidification à Djougou. Elle montre l’existence d’un jet de basse couche entre 00h et 06h dont l’intensité va croissant.

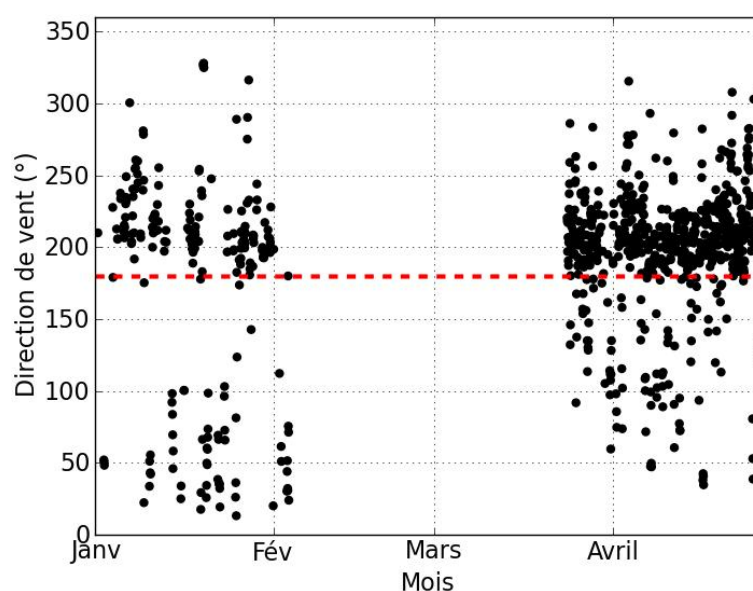


FIGURE 3.25 – Directions instantanées de vent pendant la phase d’humidification en 2006 à Parakou.

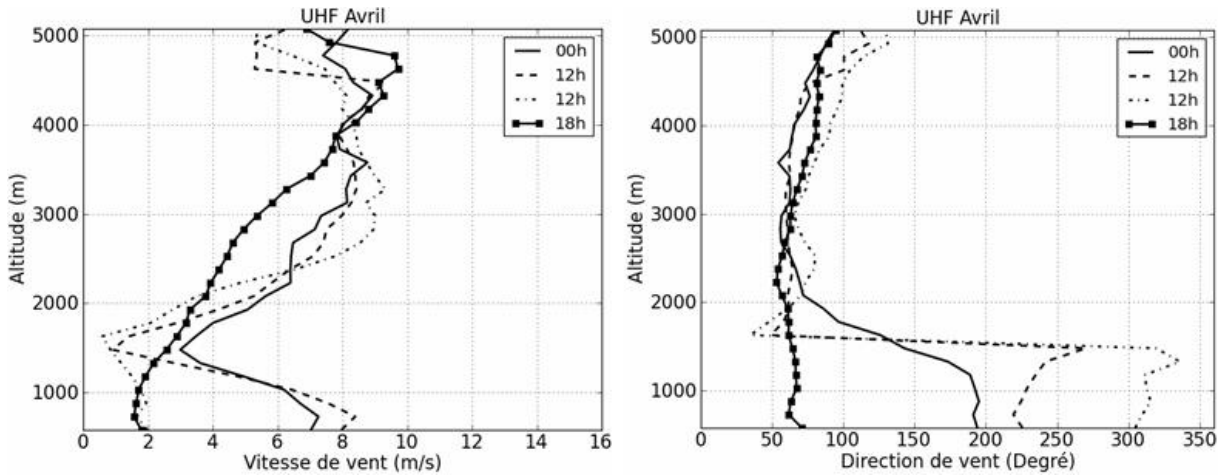


FIGURE 3.26 – Mise en évidence du cycle diurne du vent et de la direction de vent dans la colonne atmosphérique à Djougou pendant la phase d’humidification en 2006.

Les directions de vent dans les basses couches indiquent des vents de secteur Sud-Ouest qui durent au moins entre 00h et 12h. Ces vents sont associés à des entrées de mousson chargées en humidité. Au delà de 1500 m les directions de vent sont de secteur Nord-Est ce qui indique la présence d’air sec. Ainsi au moins entre 00h et 12h nous avons simultanément de l’air humide dans les basses couches (< 1500 m) et de l’air sec au-delà (> 1500 m). Entre 12h et 18h les vitesses du vent chutent dans les basses couches (< 2 m/s entre 0 et 1000 m) et les directions de vent indiquent des vents de secteur Nord-Est. Pour mieux comprendre ces alternances de direction des masses d’air provoquées par les incursions répétées de la discontinuité intertropicale, nous avons réalisé trois séries temporelles de la direction du vent à trois altitudes différentes (500 m, 1000 m et 2500 m). La figure 3.27 montre l’exemple du 11/04/2006. Entre 00h et 13h, les vents sont essentiellement de secteur Sud Sud-Ouest entre la surface et 1000 m au moins. A 2500 m, les vents sont de secteur Est. A partir de 13h, les vents, précédemment de direction Sud Sud-Ouest, changent rapidement de direction pour devenir des vents de secteur Est essentiellement jusqu’à 23h. En dépit de l’impossibilité de réaliser des comparaisons quantitatives des états thermodynamiques entre Parakou et Djougou pendant cette période, les mouvements des deux masses d’air indiquent que la variation de l’humidité de l’air dans les basses couches à Djougou et à Parakou semblent s’opérer à des moments identiques. En effet, les figures 3.28 et 3.29 montrent qu’à Parakou pendant la période d’humidification l’atmosphère est sèche ($Th - Thw > 10K$) à 00h au moins et plus humide ($Th - Thw < 10K$) à 12h au moins. Pendant la période d’humidification les données du radar UHF présentent des dynamiques de

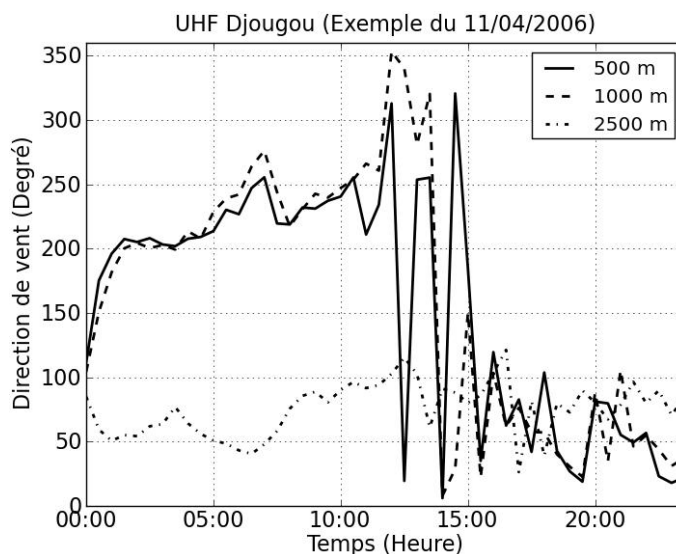


FIGURE 3.27 – Direction de vent à différentes altitudes pendant la phase d’humidification : Exemple du 11/04/2006.

l’atmosphère similaires entre Parakou et Djougou. On fait l’hypothèse qu’il en est de même pour l’état thermodynamique de l’atmosphère.

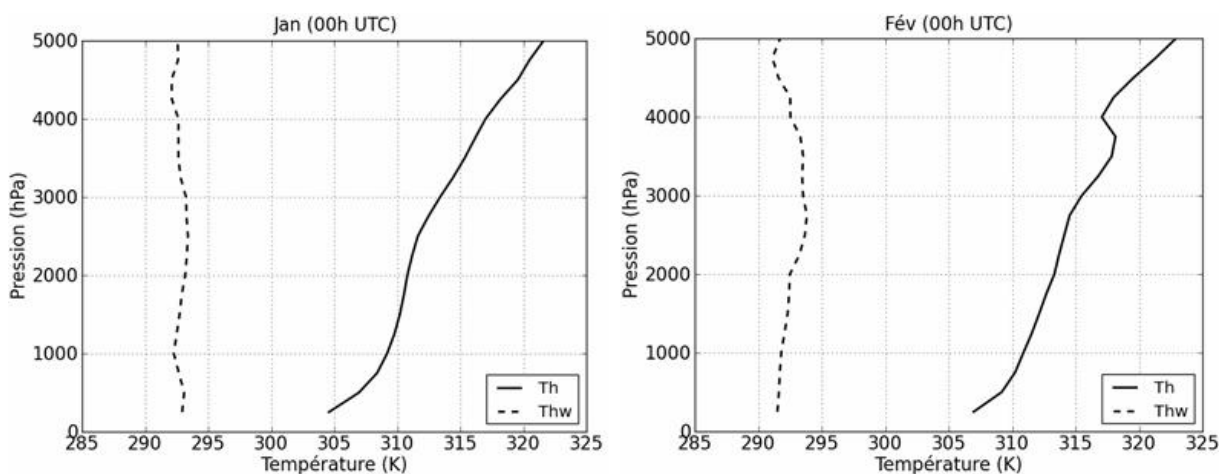


FIGURE 3.28 – Température potentielle pseudo-adiabatique du thermomètre mouillé (Thw) et température potentielle de l’air ambiant (Th) à 00h UTC pendant la période d’humidification à Parakou en 2006.

La phase d’assèchement : Cette période est caractérisée par le retrait de la mousson en moins d’un mois. Elle est marquée par des vents plus forts comparés à ceux enregistrés pendant la phase humide (figure 3.15). A Djougou les vents sont essentiellement des vents de secteur Nord-Est (flux d’harmattan) : la discontinuité intertropicale est désormais localisée plus au sud. Les mois de novembre et décembre n’ont bénéficié que d’une seule mesure journalière : des mesures effectuées à 12 UTC. On ne peut donc pas réaliser un raisonnement basé sur un cycle diurne comme nous l’avons fait pour la période humide.

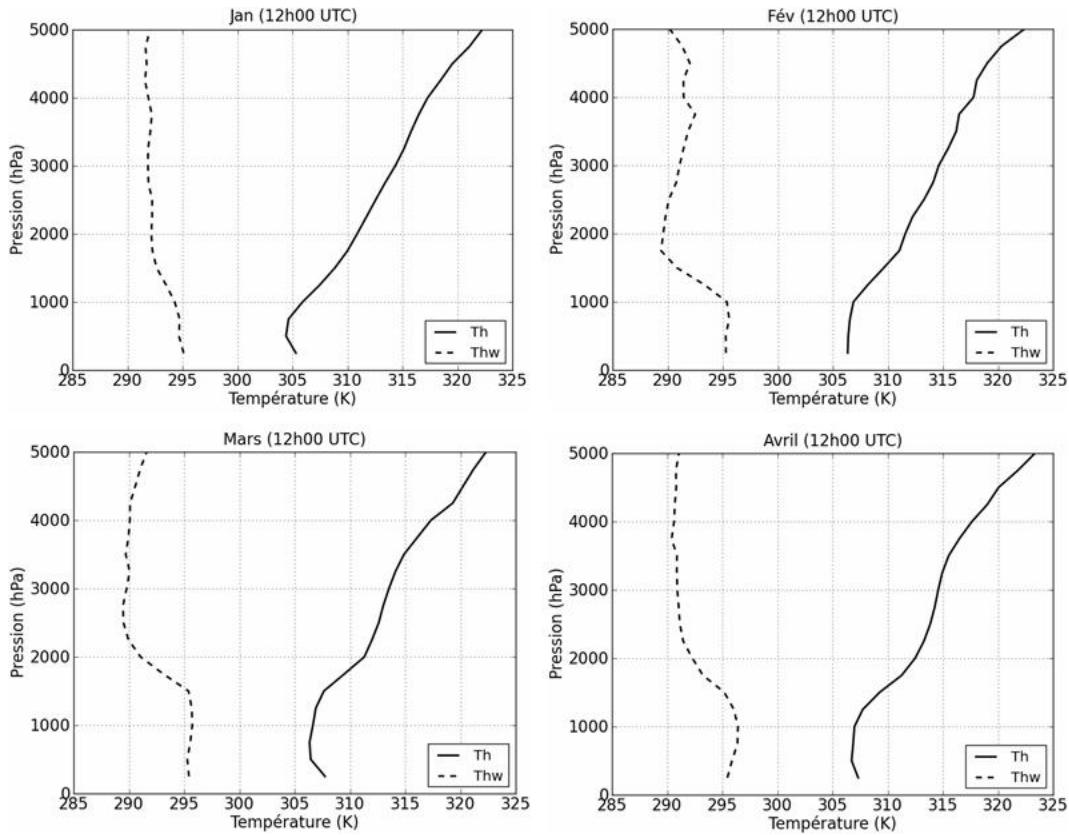


FIGURE 3.29 – Température potentielle pseudo-adiabatique du thermomètre mouillé (Thw) et température potentielle de l'air ambiant (Th) à 12h UTC pendant la période d'humidification à Parakou en 2006.

Nous présentons sur la figure 3.30 les valeurs minimale et maximale du vent, et de sa direction autour des valeurs moyennes respectives à 12h UTC pour les mois de novembre (période d'assèchement) et décembre (période sèche). Les écarts des valeurs extrêmes à la moyenne de la vitesse et de la direction du vent, indiquent que cette période est fortement perturbée à Parakou.

A Djougou, on note au cours de la journée une augmentation de vent en surface qui atteint son maximum entre 06h et 12h (figure 3.31). Les directions de vent montrent qu'il s'agit

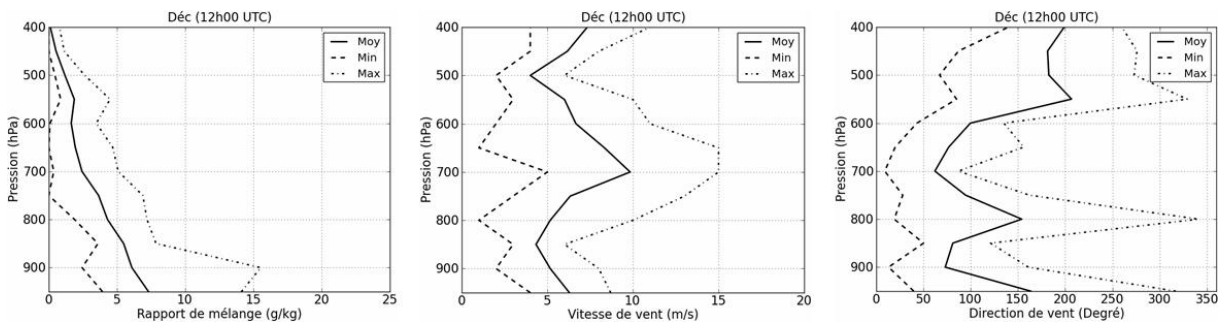


FIGURE 3.30 – Vitesse du vent, direction du vent pendant la phase sèche en Décembre à Parakou.

du vent d'harmattan accompagné de vents forts (Kalapureddy et al, 2009). Les directions de vent ne présentent pas de cycle diurne sur toute la colonne de l'atmosphère. Le JEA se positionne autour de 2000 m. L'établissement du jet à cette altitude coïncide avec l'augmentation de la vitesse du vent en surface et la variation de la direction du vent.

Au sol, les minimas et maximas du vent en surface sont observés à des moments particuliers de la journée. Ainsi on enregistre les valeurs les plus faibles autour de 12h tandis que les plus fortes valeurs sont enregistrées autour de 06h. Si nous mettons cela en regard avec les variables étudiées précédemment, on constate que le vent est corrélé avec la température tandis qu'il est anti-corrélé avec les variables d'humidité. Les profils verticaux des variables liées au vent montrent que les périodes humide et sèche sont plus stables en terme de dynamique atmosphérique.

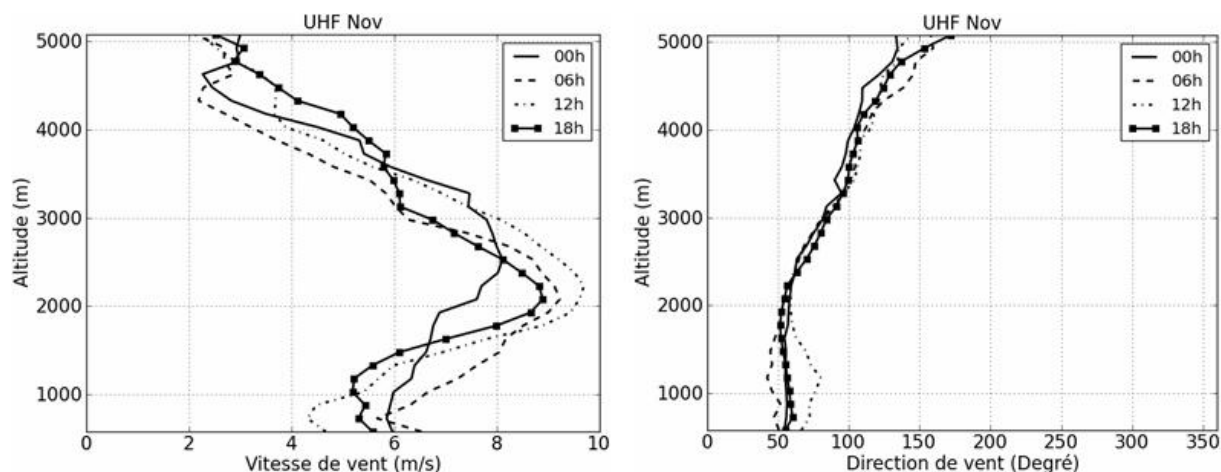


FIGURE 3.31 – Mise en évidence du cycle diurne du vent et de la direction de vent dans la colonne atmosphérique à Djougou pendant la phase d'assèchement.

3.3.4 Cycle diurne mensuel du rapport de mélange

La phase sèche : La figure 3.32 présente le cycle diurne mensuel du rapport de mélange de vapeur d'eau durant les années 2006 et 2007. Avec l'établissement de l'harmattan, le rapport de mélange diminue fortement et atteint des valeurs inférieures à 5g/kg en particulier en fin d'année 2006. Les données issues du radiosondage (figure 3.30) indiquent une variabilité plus réduite (4-14 g/kg) entre la surface et 900hPa pendant cette période. Le rapport de mélange varie peu entre 6 g/kg et 7 g/kg jusqu'à 900 hPa.

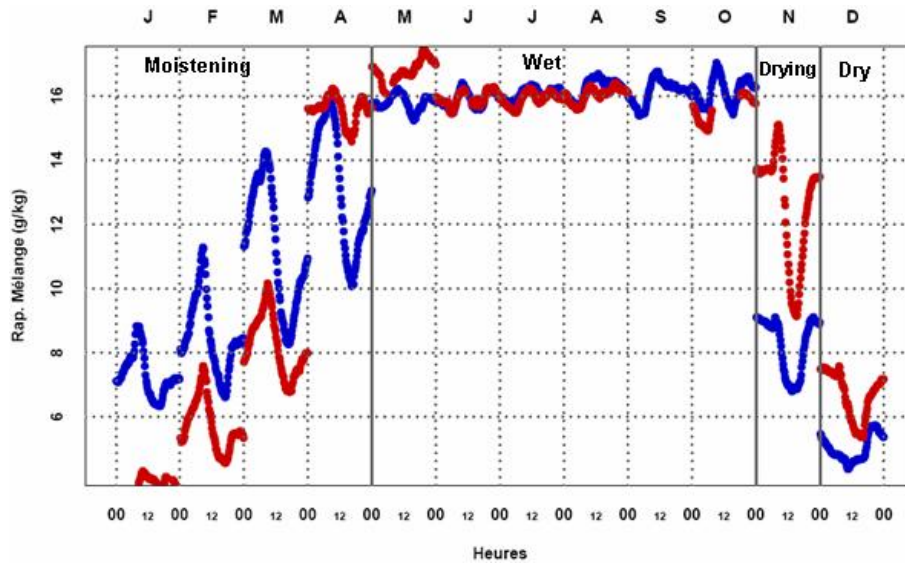


FIGURE 3.32 – Cycle diurne mensuel du rapport de mélange au sol à Djougou. En bleu celui de 2006 et en rouge celui de 2007.

La phase humide : La période humide sur l'ensemble des quatre années se distingue très nettement des autres phases de la mousson. Le cycle diurne est moins marqué sur toute la période et le rapport de mélange se stabilise approximativement autour de 16 g/kg pour les deux années. Pendant cette période la discontinuité intertropicale est localisée au Nord, laissant toute la zone derrière elle dans un flux de mousson (Lothon et al., 2008). La figure 3.33 montre les cycles diurnes du profil vertical de rapport de mélange issus du radiosondage de Parakou.

En juin le rapport de mélange varie entre 14 g/kg et 16 g/kg ; le maximum est atteint à 00h dans les basses couches. A partir de cette heure, le rapport de mélange diminue jusqu'à 18h, heure à partir de laquelle il y a un retour vers les valeurs maximales.

En juillet, le cycle diurne du rapport de mélange de vapeur d'eau est quasiment inexistant. Les valeurs sont de l'ordre de 16 g/kg et ne varient que très peu.

Au mois d'août, le rapport de mélange ne présente pas de cycle diurne tout comme en juillet, mais on note des valeurs plus élevées. Cette absence de cycle diurne peut être expliquée par la fréquence élevée des précipitations.

En septembre, le cycle diurne est à nouveau visible sur les profils du rapport de mélange de vapeur d'eau avec une variabilité en surface entre 16 g/kg et 18 g/kg. Comme pour les autres mois, le maximum est atteint à 00h.

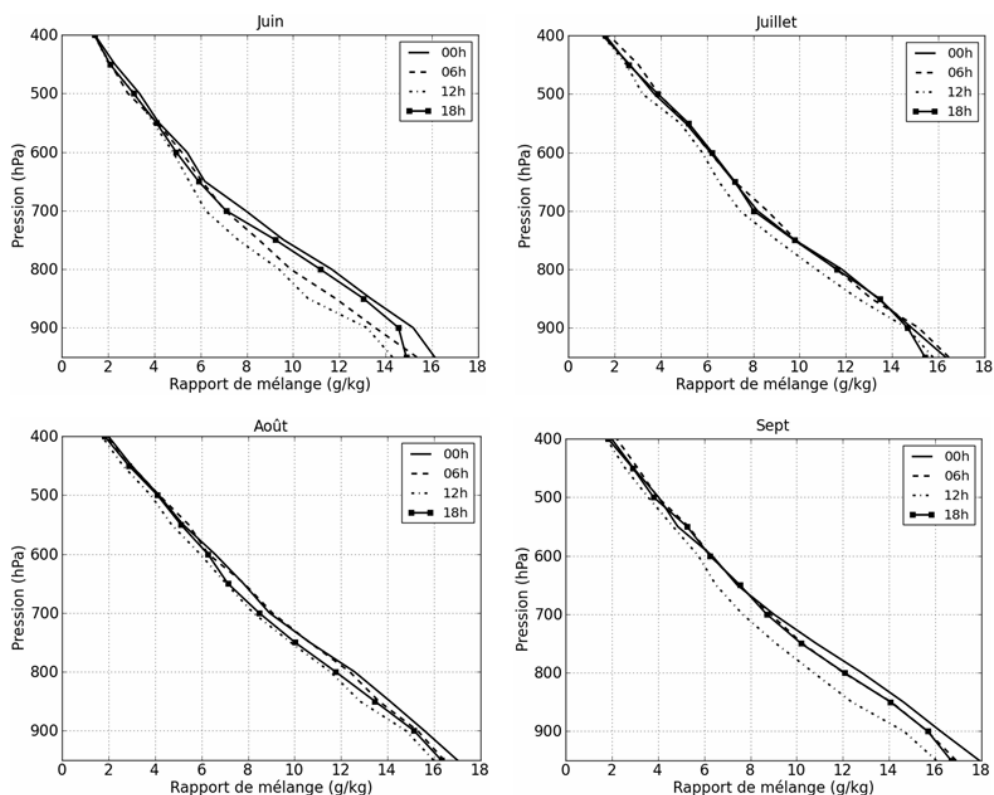


FIGURE 3.33 – Cycle diurne mensuel du profil vertical de rapport de mélange de juin à août à Parakou en 2006.

Pendant le mois d'octobre, nous ne disposons pas de mesure intensive de radiosondage. Nous ne disposons que de mesures effectuées à 00h et 12h UTC. On ne peut donc pas a priori mettre en évidence le cycle diurne pendant cette période. On distingue les mêmes caractéristiques observées durant les mois précédents : une basse couche humide où le rapport de mélange varie entre 16 g/kg et 18 g/kg, deux jets à des altitudes différentes. Les entrées de vent de secteur Sud-Ouest (mousson) dans les basses couches sont associées aux taux d'humidité importants des basses couches (figure 3.34).

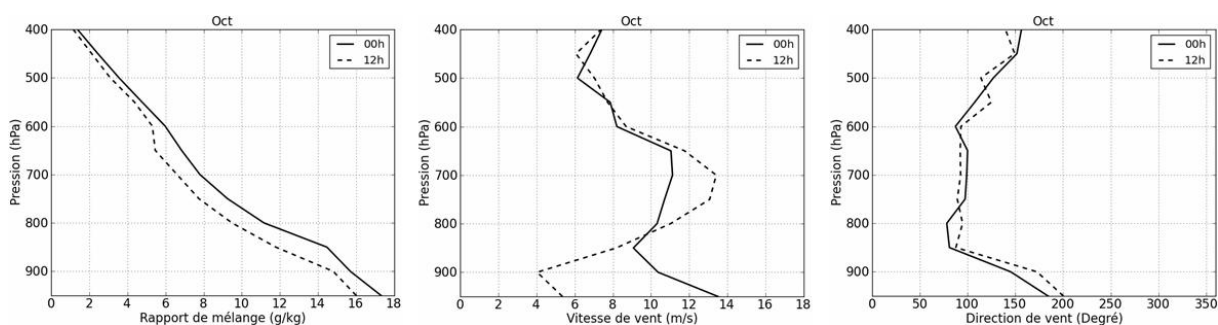


FIGURE 3.34 – Profils verticaux moyens du rapport de mélange, de la vitesse du vent et de la direction du vent pour le mois d'octobre 2006 à Parakou.

La phase d'humidification : Cette période est marquée par une forte évolution du cycle diurne du rapport de mélange qui ne cesse de croître jusqu'à l'établissement de la mousson (figure 3.32). Pendant cette période, la valeur moyenne et l'amplitude du cycle diurne présentent une forte variabilité interannuelle. En 2006, les valeurs du rapport de mélange sont plus élevées qu'en 2007. De même, les amplitudes journalières en 2006, de l'ordre de 6g/kg, sont plus importantes qu'en 2007 où elles sont de l'ordre de 3g/kg. Cette période est caractérisée par un cycle diurne marqué en comparaison de la période humide.

Les données du radiosondage (figure 3.35) indiquent qu'en janvier et février on est en présence d'une atmosphère sèche à 00h UTC (entre 6 et 9 g/kg) tandis qu'à 12h UTC, l'atmosphère est plus humide (entre 12 et 14 g/kg) dans les basses couches. Ces mécanismes ont été déjà analysés au regard de la direction du vent qui indique un conflit entre la mousson et l'harmattan. On note aussi une atmosphère plus humide en altitude qu'en surface. Selon Couvreur et al. (2007), l'inversion thermique présente à la limite supérieure de la couche limite atmosphérique limite les échanges avec l'atmosphère libre et rend plus humide l'atmosphère à ce niveau-là qu'à la surface.

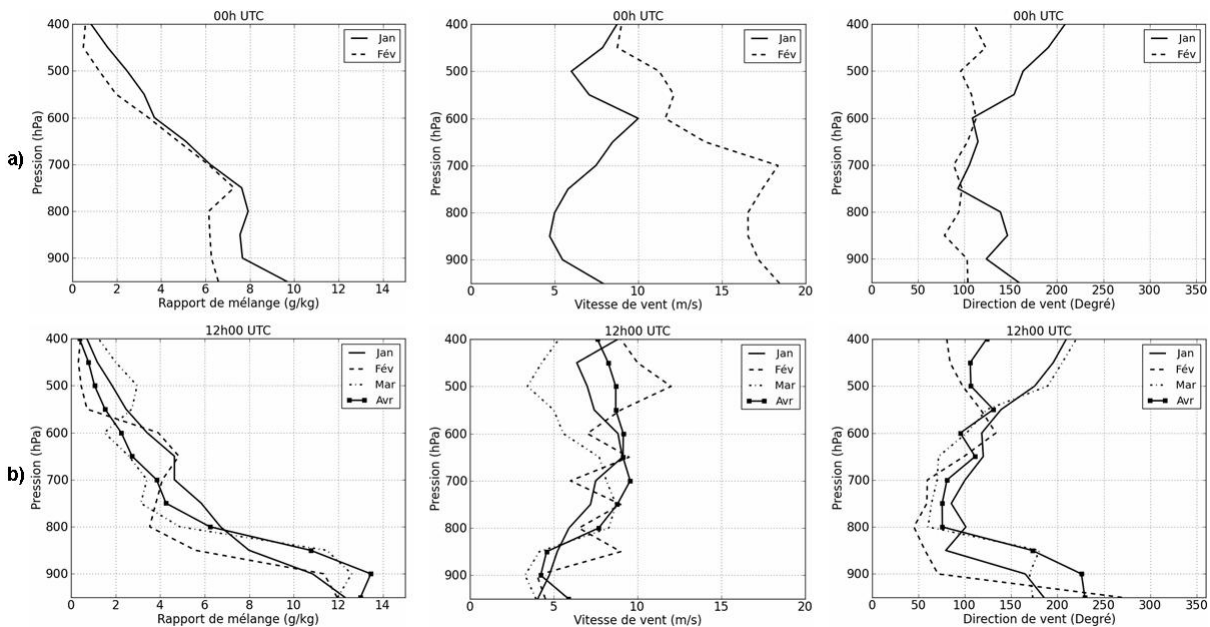


FIGURE 3.35 – Profils mensuels moyens du rapport de mélange, du vent et de la direction du vent à Parakou pendant la phase d'humidification en 2006. (a) Profils à 00h UTC. (b) Profils à 12h UTC.

La phase d'assèchement : La période d'assèchement présente un cycle diurne très marqué, où les entrées d'air sec en milieu de journée assèchent rapidement l'atmosphère (figure 3.32). Pendant cette période, le retrait de la mousson se fait plus rapidement en

2006 suivant une décroissance quasi-linéaire avec un rapport de mélange mensuel moyen d'environ 8g/kg tandis qu'en 2007 la moyenne mensuelle est d'environ 12 à 13g/kg.

Selon le radiosondage de Parakou, pour les altitudes inférieures à 850hPa (figure 3.30), cette phase est marquée par une grande variabilité du rapport de mélange. La moyenne du rapport de mélange en surface à 12h est d'environ 12 g/kg alors qu'en juillet et octobre elle atteint 16 g/kg.

3.4 Comparaison des observations météorologiques entre Parakou et Djougou

Il s'agit ici de comparer les données sol de Djougou et Parakou afin d'estimer si ces deux sites présentent des états thermodynamiques similaires. Notre objectif est d'évaluer la possibilité d'utiliser les radiosondages de Parakou pour rendre compte du forçage atmosphérique dans la région de Djougou. Cette analyse est uniquement portée sur l'année 2006. Compte tenu de la disponibilité des mesures, nous analyserons l'humidité relative et la température. Les mesures de pression sont inexistantes dans les données de Parakou, nous n'avons donc pas été en mesure d'analyser le rapport de mélange dans cette analyse.

3.4.1 Comparaison des humidités relatives

La figure 3.36 présente la distribution des humidités relatives pour l'année 2006 mesurées à Djougou et à Parakou. Pour cette année, le site de Parakou semble plus humide que le site de Djougou pendant la phase d'humidification. Cette différence s'atténue à partir du mois d'avril pour disparaître complètement pendant la phase humide.

La figure 3.37 présente la corrélation entre les deux séries. Chaque période est identifiée par un symbole différent. Pendant la période humide, les humidités relatives sont parfaitement corrélées. Au cours de la période d'humidification, l'humidité relative à Parakou est supérieure à celle de Djougou, de même qu'en période sèche. Toutefois les humidités relatives sont mieux corrélées en fin de saison sèche comme le montre la figure 3.36. Ces différences peuvent signaler que la période d'humidification est légèrement en avance à Parakou par rapport à Djougou. Le coefficient de détermination affiche une valeur d'en-

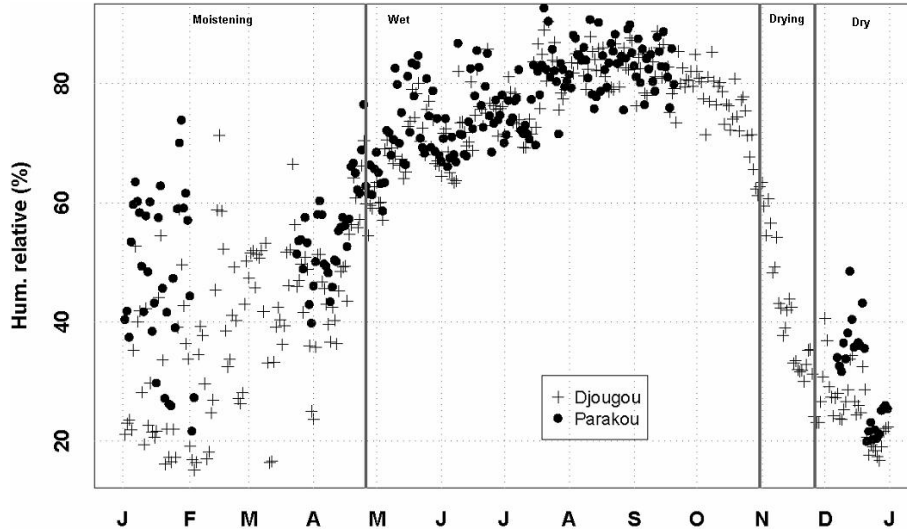


FIGURE 3.36 – Distribution des humidités relatives observées à Parakou et à Djougou en 2006

viron 0.91 due en partie à la période humide. Ainsi l'humidité relative à Djougou permet d'expliquer à plus de 91% celle de Parakou pendant la période humide.

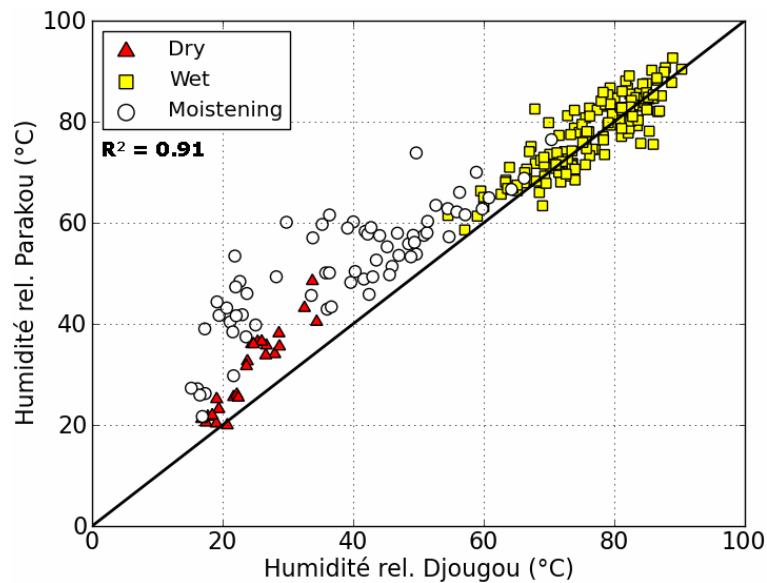


FIGURE 3.37 – Analyse bivariée des humidités relatives entre Parakou et Djougou en 2006. La droite en noir représente la première bissectrice.

3.4.2 Comparaison des températures

La figure 3.38 présente les distributions des températures observées à Parakou et à Djougou. Les deux séries sont en phase et la variabilité saisonnière est similaire. La courbe bivariée des températures (figure 3.39) confirme la forte similarité entre ces distributions.

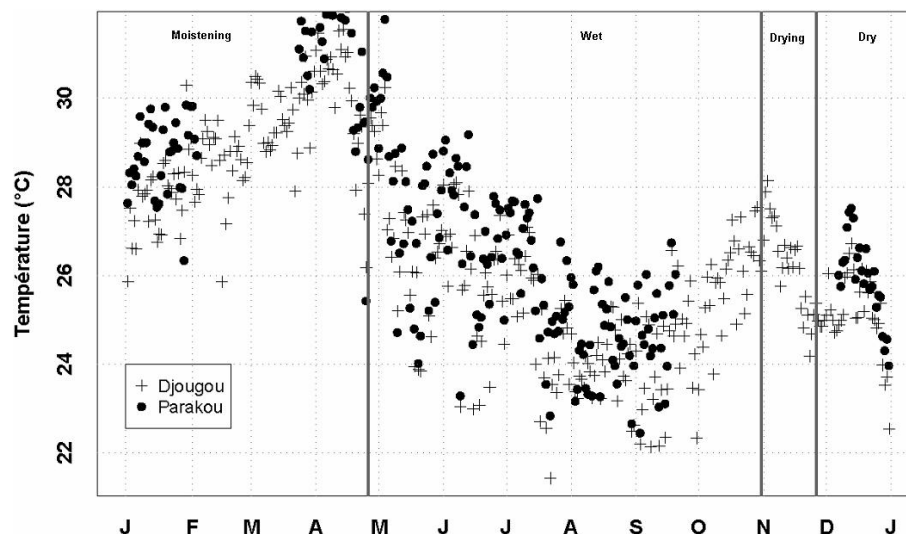


FIGURE 3.38 – Distribution des températures observées à Parakou et à Djougou en 2006

Les températures mesurées à Parakou sont systématiquement supérieure à celle de Djougou de l'ordre de 1°C. Les capteurs n'ayant pas été comparés, ce décalage peut tout aussi bien provenir d'un effet de site que d'une erreur systématique de mesure.

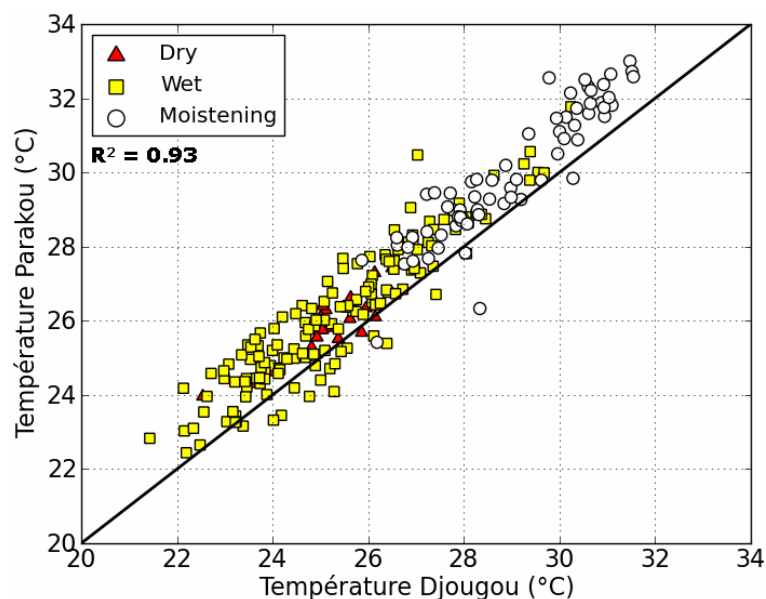


FIGURE 3.39 – Analyse bivariée des températures entre Parakou et Djougou en 2006. La droite en noir représente la première bissectrice ou droite identité.

3.5 Conclusion

Notre zone d'étude comprend deux sites majeurs de mesures : 1) le super-site de Djougou dédié aux mesures au sol et 2) le site de Parakou dédié uniquement aux mesures par

radiosondage. Nous avons essayé de faire ressortir des similitudes entre les caractéristiques atmosphériques à Djougou et à Parakou. Pour ce faire dans un premier temps, nous avons analysé les cycles saisonniers et diurnes en surface avec les données de la station météorologique sol de Djougou. Ces études ont révélé quelques similarités inter-annuelles mais avec des amplitudes variables d'une année à l'autre.

Ainsi, à partir de la nomenclature de Lothon et al. (2008), nous avons établi un critère objectif sur le rapport de mélange nous permettant d'identifier chaque phase d'établissement de la mousson. Nos études montrent que les phases de transitions que sont l'humidification (incursion répétée de la mousson sur le continent entre janvier et avril) et l'assèchement (retrait de la mousson du continent en novembre) présentent de fortes variabilités inter-annuelles. Nos résultats montrent que l'année 2006 fut une année déficitaire en humidité. Nous nous sommes focalisés ensuite spécifiquement sur cette année car elle a bénéficié des mesures intensives lors de la campagne AMMA. Les comparaisons effectuées entre les stations météorologiques de Djougou et de Parakou montrent que les tendances sur la température et l'humidité relative sont quasiment identiques.

En ce qui concerne la dynamique de l'atmosphère, les radiosondages de Parakou mettent en évidence deux jets :

1. Le jet de basse couche (JBC) ;
2. Le jet d'est Africain (JEA) entre 3000 m et 5000 m (Burpee, 1972 ; Diedhiou, 1998) ;

Pendant la phase d'humidification et la phase humide, le JBC est orienté de secteur Sud-Ouest. En phase d'assèchement et en période sèche, le JBC est orienté de secteur Est et est communément appelé harmattan.

Ce chapitre nous a permis de mieux caractériser la dynamique saisonnière et le cycle diurne autour de notre zone d'étude. Ces analyses nous permettent d'identifier les périodes du cycle saisonnier que nous allons analyser plus précisément par modélisation afin d'identifier les processus de surface mis en jeu dans le développement de la couche limite. Les périodes sèche et humide étant identifiées comme les plus stables, nous nous focaliserons donc sur ces périodes de l'année 2006. La figure 3.40 présente les profils dynamiques et thermodynamiques de ces deux périodes obtenus en moyennant tous les profils de 12h00 UTC sur la phase sèche et d'assèchement pour représenter la saison sèche, et sur la phase humide pour représenter la saison humide. Les profils de température potentielle

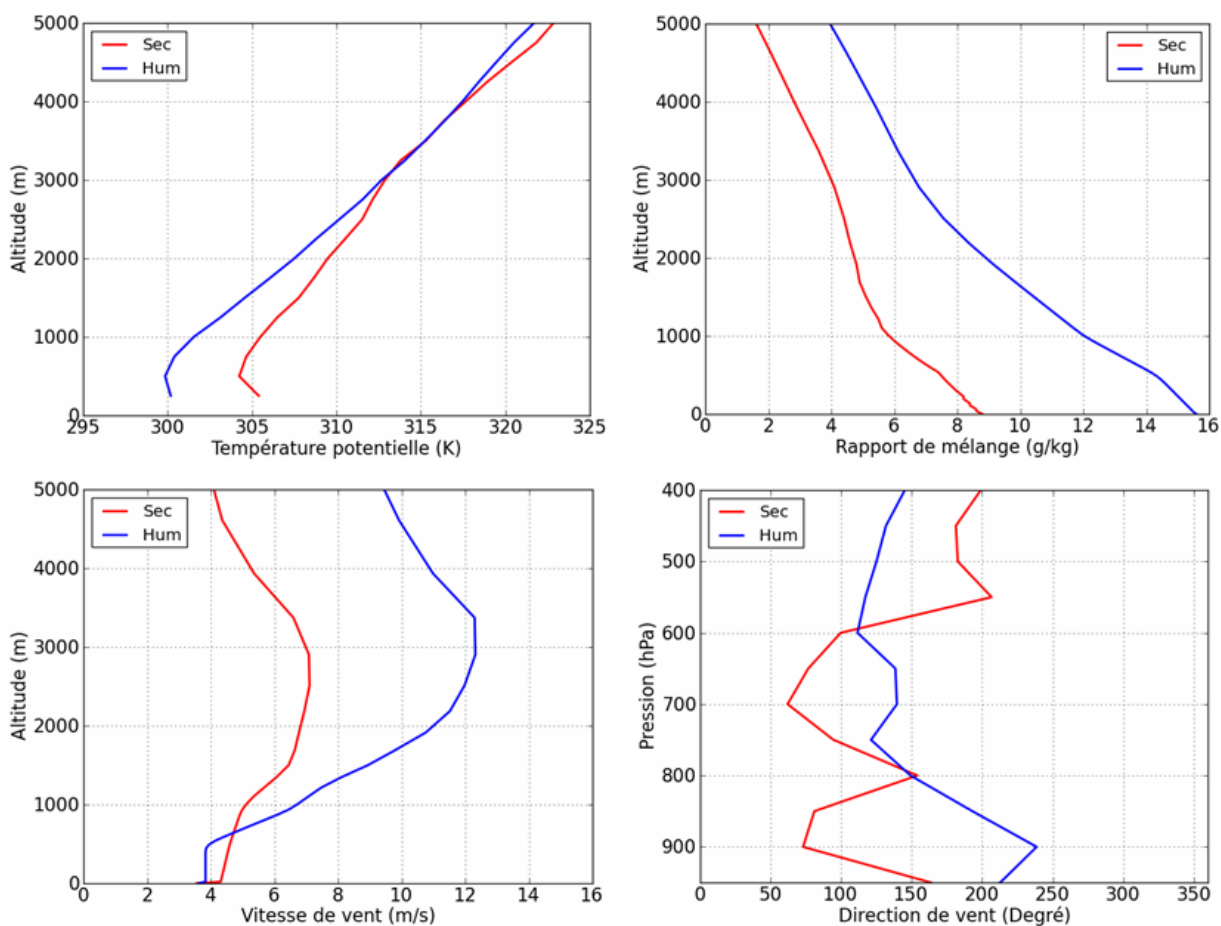


FIGURE 3.40 – Profils composites de température potentielle, de rapport de mélange, d’intensité et de direction de vent, obtenus en moyennant tous les profils de 12h00 UTC du radiosondage de Parakou pour la saison sèche et la saison humide.

et de direction de vent seront modifiés pour reproduire un profil type de couche limite convective bien mélangée avec une direction de vent caractéristique de saison sèche et humide. En effet i) le profil de température potentielle ne présente pas la structure d’une couche limite bien mélangée, ii) la direction du vent en saison sèche n’est pas Nord-Est et les profils tels que présentés, représentent une atmosphère cisailée. Ces caractéristiques devraient conduire à une couche limite convective forcée. Nous modifierons ces profils afin de pouvoir réaliser des simulations pour une couche limite convective libre. Ces profils modifiés sont présentés au chapitre 5.

4

Simulations des grands tourbillons. Le modèle Méso-NH

4.1 Introduction

Le modèle Méso-NH (Lafore et al., 1998) est un modèle non-hydrostatique pouvant simuler des phénomènes allant de la micro-échelle à la méso-échelle. Il peut être utilisé en mode LES. Le modèle sous maille (Cuxart et al., 2000) est basé sur une équation pronostique complète de l'énergie cinétique turbulente proposée par Redelsperger et Sommeria (1981) qui représente la partie isotrope du tenseur de Reynolds . A titre d'exemple, il a été utilisé dans plusieurs projets pour l'étude i) des flux turbulents dans la couche limite atmosphérique (Couvreur et al., 2005, 2007 ; Lothon et al., 2007 ; Foster et al., 2006 ; Redelsperger et al., 2001) ii) de l'impact des hétérogénéités de surface associées aux pratiques agraires sur la structure de la couche limite atmosphérique (Courault et al., 2007) et iii) des propriétés optiques de la couche limite (Mahé, 2000). Dans la suite de ce chapitre, nous présentons l'équation pronostique de l'énergie cinétique turbulente utilisée pour la paramétrisation des coefficients d'échange turbulent et des longueurs de mélange, et nous terminons par une présentation synthétique de la prise en compte des interactions sol-atmosphère telles qu'elles sont introduites dans Méso-NH.

4.2 Le modèle 1.5 TKE de Méso-NH

4.2.1 Équation de l'énergie cinétique turbulente

L'énergie cinétique turbulente (TKE) est un bon indicateur de l'intensité de la turbulence. Elle est directement liée au transport de la quantité de mouvement, de la chaleur et de l'humidité à travers la couche limite atmosphérique. L'équation de bilan de l'énergie cinétique turbulente résolue dans Méso-NH s'appuie sur les travaux de Redelsperger et Sommeria (1981) adaptés par Cuxart (2000). Cette équation s'établit comme :

$$\begin{aligned} \frac{\partial e}{\partial t} = & -\frac{1}{\rho_{ref}} \frac{\partial}{\partial x_j} (\rho_{ref} \langle U_j \rangle e) - \langle u'_i u'_j \rangle \frac{\partial \langle U_i \rangle}{\partial x_j} + \frac{g}{\theta_{vref}} \delta_{i3} \langle u'_i \theta'_v \rangle \\ & - \frac{1}{\rho_{ref}} \frac{\partial}{\partial x_j} \left(-C_e \rho_{ref} l_k e^{1/2} \frac{\partial e}{\partial x_j} \right) - C_\varepsilon \frac{e^{3/2}}{l_\varepsilon} \quad (4.1) \end{aligned}$$

C_e et C_ε sont des constantes de paramétrisation, respectivement égales à 0.4 et 0.7 (Cuxart et al, 2000), l_ε l'échelle de longueur dissipative de la TKE, θ_v est la température potentielle virtuelle. Dans cette formulation, on ne distingue pas les échelles de mélange des échelles dissipatives d'où, $l_k = l_\varepsilon$. Leurs expressions diffèrent selon le schéma de turbulence qu'on choisit pour les simulations. Dans la suite, nous présentons les différentes formulations pour les longueurs de mélange dans le modèle Méso-NH.

4.3 Équation pour la longueur de mélange

Dans le modèle Méso-NH il y a trois formulations pour la longueur de mélange : i) la taille de la maille $\Delta_{eq} = (\Delta x \Delta y \Delta z)^{\frac{1}{3}}$, ii) Bougeault et Lacarrère (1989) dont le schéma de turbulence se fonde sur une viscosité turbulente de sous-maille exprimée par l'équation 2.15 et iii) la formulation proposée par Deardorff (1980).

4.3.1 La formulation de Bougeault et Lacarrère

La longueur de mélange telle que formulée par Bougeault et Lacarrère (1989) est définie comme étant la distance sur laquelle une parcelle d'air d'énergie cinétique moyenne (e) se déplace verticalement vers le haut avant d'être stoppée par les effets de flottabilité. Cette

définition permet le calcul des déplacements verticaux suivant le système d'équation 4.2 :

$$\begin{aligned} \int_z^{z+l_{up}} \frac{g}{\theta_{vref}} (\theta_v(z') - \theta_v(z)) dz' &= e(z) \\ \int_{z-l_{down}}^z \frac{g}{\theta_{vref}} (\theta_v(z) - \theta_v(z')) dz' &= e(z) \end{aligned} \quad (4.2)$$

La première équation (respectivement la seconde équation) est l'expression de l'énergie nécessaire pour vaincre les forces de flottabilité entre le niveau z et le niveau $z + l_{up}$ (respectivement depuis le niveau $(z - l_{down})$ jusqu'au niveau z). Ainsi l_{up} est la taille maximum des structures issues du niveau z et l_{down} est la taille maximum des structures qui arrivent au niveau z . θ_{vref} représente la température potentielle virtuelle de référence moyennée sur le plan horizontal.

La longueur de mélange est calculée comme la moyenne logarithmique de l_{up} et l_{down} :

$$l = (l_{up} l_{down})^{1/2}.$$

Ainsi on obtient :

$$l = \left(\frac{2e}{(g/\theta_{vref}) (\partial\theta_v/\partial z)} \right)^{1/2} \quad (4.3)$$

Ce schéma est utilisé pour des mailles de l'ordre de 500 m et plus car pour ces résolutions il faut paramétrer entièrement la turbulence. Il est également utilisé pour des simulations en mode 1D.

4.3.2 La formulation de Deardorff

Dans le schéma de Deardorff (1980), la longueur de mélange vaut $l = \Delta_{eq}$ quand la stratification est négative (instabilité) et :

$$l = 0.76 \left(\frac{e}{(g/\theta_{vref}) (\partial\theta_v/\partial z)} \right)^{1/2} \quad (4.4)$$

quand la stratification est positive (stable). Cette expression permet sous cette forme de prendre en compte les petites échelles de mélange présentes lorsque la stratification est stable (Moeng, 1984). Ce schéma est idéal pour les simulations LES où la résolution est de l'ordre de 50 m, voire même inférieure.

4.4 Expression des flux turbulents du second ordre

Les équations complètes d'évolution des corrélations doubles sont, par exemple, présentés par Findikakis et Street (1979). Dans ce manuscrit, nous ne présenterons que les paramétrisations de ces corrélations qui reposent sur les hypothèses de Sommeria (1976) reprises par Redelsperger et Sommeria (1981). Ces hypothèses sont les suivantes :

1. La turbulence à l'échelle sous maille est en équilibre stationnaire avec les conditions aux limites de la maille. Les termes d'advection et de dérivée par rapport au temps sont alors négligés ;
2. Les sources externes (échanges radiatifs et effets de grandes échelles) sont négligées, ce qui est équivalent à assumer une distribution spatiale homogène de ces sources à l'intérieur de chaque maille ;
3. La dissipation par viscosité moléculaire est négligée pour les flux et les contraintes mais pas pour les variances et les corrélations entre scalaires ;
4. Les termes de Coriolis sont négligés à l'échelle sous maille ;
5. Les moments d'ordre trois sont négligés ;
6. Aucun terme anisotrope n'est négligé au regard de son homologue isotrope si ce dernier est présent dans l'équation ;
7. Les dérivées spatiales des termes de fluctuation de pression sont négligés ;
8. Les termes de flottabilité sont négligés dans les équations des composantes anisotropiques des tenseurs de Reynolds, mais sont conservés dans les équations pour les flux de quantité mouvement isotrope, et pour les flux de chaleur, d'humidité, ou pour tout autre scalaire.

Selon Cuxart et al. (2000), les paramétrisations des corrélations doubles s'expriment en fonction des gradients des champs résolus, soit :

pour le flux de quantité de mouvement :

$$\langle u'_i u'_j \rangle = \frac{2}{3} \delta_{ij} e - \frac{4}{15 C_m} l_k e^{1/2} \left(\frac{\partial \langle u_i \rangle}{\partial x_j} + \frac{\partial \langle u_j \rangle}{\partial x_i} - \frac{2}{3} \delta_{ij} \frac{\partial \langle u_n \rangle}{\partial x_n} \right) \quad (4.5)$$

pour le flux de chaleur sensible

$$\langle u'_i \theta' \rangle = -\frac{2}{3} \frac{l_k}{C_s} e^{1/2} \frac{\partial \langle \theta \rangle}{\partial x_j} \phi_i \quad (4.6)$$

pour le flux d'humidité

$$\langle u'_i q' \rangle = -\frac{2}{3} \frac{l_k}{C_h} e^{1/2} \frac{\partial \langle q \rangle}{\partial x_j} \Psi_i \quad (4.7)$$

pour la covariance température potentielle-humidité

$$\langle \theta' q' \rangle = C_2 l_k l_\varepsilon \left(\frac{\partial \langle \theta \rangle}{\partial x_n} \right) \left(\frac{\partial \langle q \rangle}{\partial x_n} \right) (\Psi_n + \phi_n) \quad (4.8)$$

pour la variance de la température potentielle

$$\langle \theta'^2 \rangle = C_1 l_k l_\varepsilon \left(\frac{\partial \langle \theta \rangle}{\partial x_n} \right)^2 \phi_n \quad (4.9)$$

pour la variance d'humidité

$$\langle q'^2 \rangle = C_1 l_k l_\varepsilon \left(\frac{\partial \langle q \rangle}{\partial x_n} \right)^2 \Psi_n \quad (4.10)$$

$C_h = C_m = C_s = 4$, $C_1 = 2/3(1/C_s C_\theta)$ et $C_2 = 2/3(1/C_s C_{q\theta})$ sont des constantes de paramétrisation. Ψ_n et ϕ_n sont des fonctions sans dimension de la stabilité (Cuxart et al., 2000). Dans Méso-NH, les longueurs de dissipation ne sont pas distinguées de celles de mélange d'où $l_k = l_\varepsilon = l$. Par ailleurs $C_{q\theta}/2 = C_\theta = C_q = 1.2$.

4.5 Interaction sol-atmosphère

4.5.1 Interaction Sol Biosphère Atmosphère (ISBA)

La prise en compte des interactions sol-atmosphère s'appuie sur le couplage du modèle Méso-NH avec le modèle ISBA développé par Noilhan et Planton (1989). Dans la version que nous utilisons, le modèle ISBA décrit la surface en trois couches : une couche de végétation et deux couches de sol dont une couche mince de quelques centimètres d'épaisseur et une autre plus profonde, la zone racinaire (figure 4.1). Ce modèle est un compromis entre un nombre réduit de paramètres décrivant les processus et la description fine des processus physiques complexes qui contrôlent les bilans d'énergie et d'eau à la surface. Il est contrôlé par deux groupes de paramètres : les paramètres primaires et les paramètres secondaires.

Les **paramètres primaires** décrivent la nature de la surface et sa couverture végétale par le biais de deux indices numériques : il s'agit du type de végétation et de sol dominant. Ainsi dans le modèle ISBA, à l'intérieur d'une maille, seuls la couverture végétale et le type de sol dominant sont retenus pour décrire l'hétérogénéité de la maille.

Les **paramètres secondaires** concernent l'ensemble des paramètres physiques qui décrivent ces deux indices.

4.5.2 Traitement des flux de surface

Le rayonnement net à la surface (R_n) est décrit par l'équation 4.11 :

$$R_n = R_G (1 - \alpha) + \beta (R_A - \sigma T_s^4) \quad (4.11)$$

où R_G est le rayonnement solaire incident, R_A le rayonnement infra-rouge atmosphérique et α , β , σ et T_s respectivement l'albedo, l'émissivité de la surface, la constante de Stefan-

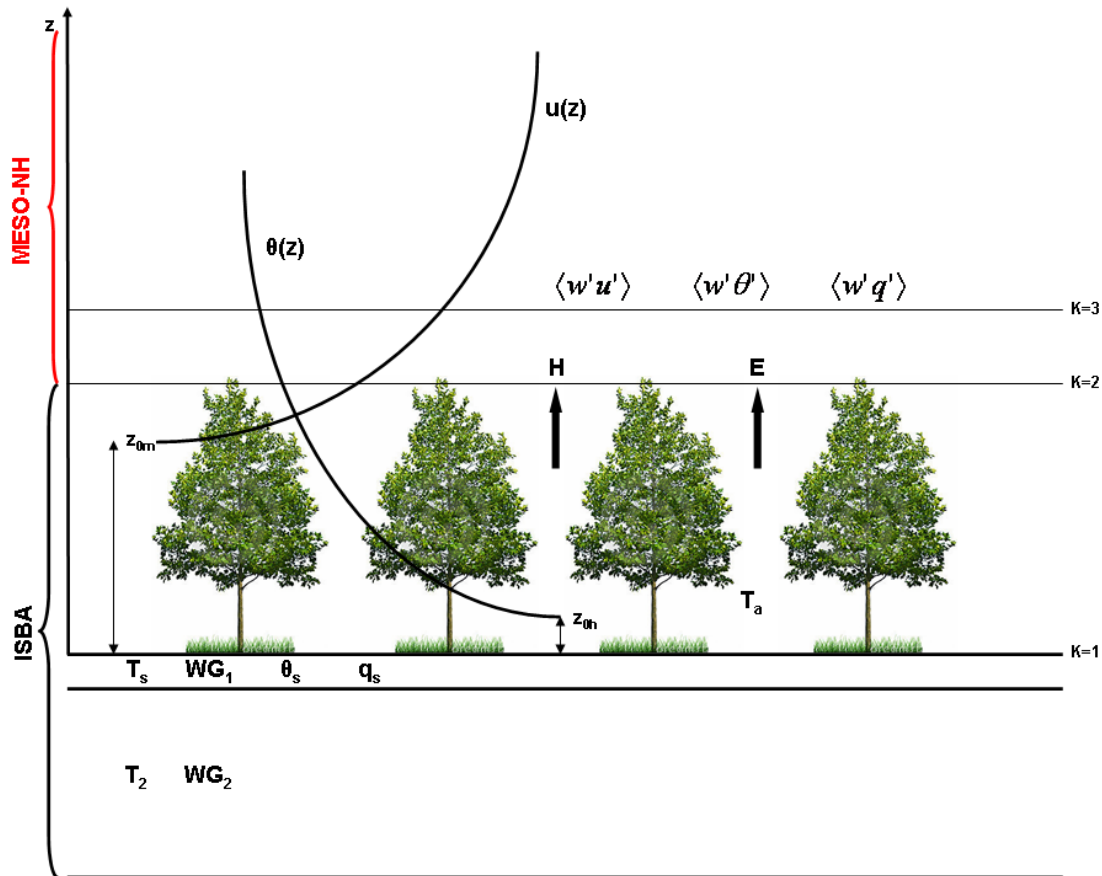


FIGURE 4.1 – Schéma descriptif du couplage du modèle de surface ISBA avec le modèle atmosphérique MésO-NH.

Boltzmann et la température de surface. L'évolution de la température de surface est décrite dans le modèle par les équations suivantes :

$$\begin{aligned}\frac{\partial T_s}{\partial t} &= C_T G - \frac{2\pi}{\tau} (T_s - T_2) \\ \frac{\partial T_2}{\partial t} &= \frac{1}{\tau} (T_s - T_2)\end{aligned}\quad (4.12)$$

T_2 est la moyenne de la température T_s , température de surface, durant le temps $\tau = 24h$, C_T est un paramètre dépendant de la couverture végétale "*veg*", G représente le flux de chaleur dans le sol et son expression est donnée par l'équation du bilan d'énergie :

$$G = R_n - H - LE \quad (4.13)$$

H et LE sont respectivement le flux de chaleur sensible et de chaleur latente. La chaleur sensible s'exprime comme suit :

$$H = \rho_a c_p C_H V_a (T_s - T_a) \quad (4.14)$$

ρ_a , c_p , C_H , V_a et T_a représentent respectivement la densité de l'air, la chaleur spécifique, le coefficient de frottement qui dépend de la stratification de l'atmosphère, la vitesse du vent et la température de l'air. La chaleur latente est exprimée par :

$$LE = E_g + E_v \quad (4.15)$$

où E_g représente l'évaporation du sol nu et E_v caractérise l'évapotranspiration de la végétation. Ces deux termes sont exprimés par :

$$\begin{aligned}E_g &= (1 - veg) \rho_a C_H V_a [h_u q_{sat}(T_s) - q_a] \\ E_v &= veg \rho_a C_H V_a h_v [q_{sat} - q_a]\end{aligned}\quad (4.16)$$

où veg , h_u , $q_{sat}(T_s)$, q_a et h_v représentent respectivement la couverture végétale, l'humidité relative, l'humidité spécifique à saturation à la température T_s , l'humidité spécifique de l'air et le coefficient de Halstead qui caractérise la résistance à l'évapotranspiration du couvert végétal.

4.5.3 Couplage ISBA-Méso-NH

Le couplage entre ISBA et Méso-NH se fait par l'intermédiaire i) du coefficient de traînée (C_D) pour le flux de quantité de mouvement et ii) du coefficient de transfert (C_H) pour les scalaires T et q . En effet, selon Stull (1988), le flux vertical d'une variable C (F_C) entre la surface (s) et un niveau proche de la surface (z) pris aussi souvent comme premier niveau du modèle, s'exprime par :

$$F_C = -U_T(\overline{C_z} - \overline{C_s}) \quad (4.17)$$

où F_C représente le flux vertical du scalaire C au niveau (z), U_T est la vitesse de transport de C , $\overline{C_z}$ et $\overline{C_s}$ la moyenne spatiale de C au niveau z et en surface.

La vitesse de transport U_T est paramétrée en fonction des propriétés de la turbulence relative à l'interface entre les niveaux z et s . Ainsi U_T s'exprime par :

$$U_T = C_c V_a \quad (4.18)$$

où C_c et V_a représentent respectivement le coefficient de transfert pour la variable C et la vitesse moyenne du vent entre la surface et le niveau z .

Le flux de quantité de mouvement s'exprime :

sur la direction x par :

$$\overline{u'w'} = -C_D V_a \overline{U} \quad (4.19)$$

sur la direction y par :

$$\overline{v'w'} = -C_D V_a \overline{V} \quad (4.20)$$

où C_D représente le coefficient de traînée, \overline{U} et \overline{V} représentent respectivement la moyenne spatiale du vent dans les directions x et y au niveau z . De même pour les flux verticaux de chaleur sensible et de chaleur latente, on écrit pour :

le flux de chaleur sensible

$$\overline{w'\theta'} = -C_H V_a (\overline{\theta_z} - \theta_s) \quad (4.21)$$

le flux de chaleur latente

$$\overline{w'q'} = -C_E V_a (\overline{q_z} - q_s) \quad (4.22)$$

où C_H et C_E représentent respectivement le coefficient de transfert turbulent de la chaleur sensible et de la chaleur latente entre la surface et le niveau z , θ_s et q_s représentent respectivement la température et l'humidité à la surface.

La densité des éléments de rugosité en surface peut augmenter ou diminuer l'intensité de la traînée de l'air et du transport turbulent des quantités de chaleur. Ainsi ces coefficients sont paramétrés en fonction de la rugosité de surface définie par une rugosité pour la quantité de mouvement (z_{om}) et une rugosité pour la chaleur (z_{oh}). Dans Méso-NH, la paramétrisation de ces coefficients est celle issue des travaux de Mascart et al. (1995) basés sur ceux de Louis (1979).

4.5.3.1 La paramétrisation de Louis

La paramétrisation de Louis(1979) est issue de l'expression du vent à un niveau z :

$$u(z) = \frac{u_*}{k} (\ln(z/z_{om}) - \psi_m(z/L) + \psi_m(z_{om}/L)) \quad (4.23)$$

et de la différence de la température entre un niveau z et un niveau $z_{om}(z_{oh})$

$$\Delta\theta = \theta(z) - \theta_s = R \frac{\theta_*}{k} (\ln(z/z_{oh}) - \psi_h(z/L) + \psi_h(z_{oh}/L)) \quad (4.24)$$

où u_* représente la vitesse de friction, k la constante de Von Kármán, R une constante de paramétrisation, u et θ le vent et la température potentielle, ψ_m et ψ_h les paramètres de stabilité de l'air, θ_s la température potentielle au niveau z_{oh} et $L = \frac{\bar{\theta} u_*^2}{kg\theta_*}$ la longueur de Monin-Obukhov où g la constante de la pesanteur.

Il exprime par la suite les flux de quantité de mouvement et chaleur sensible par :

$$u_*^2 = a^2 u^2 F_m\left(\frac{z}{z_{om}}, R_{iB}\right) \quad (4.25)$$

et

$$u_* \theta_* = \frac{a^2}{R} u \Delta\theta F_h\left(\frac{z}{z_{oh}}, R_{iB}\right) \quad (4.26)$$

où F_m et F_h des fonctions de stabilité, $R_{iB} = \frac{gz\Delta\theta}{\theta u_*^2}$ représente le nombre de Richardson volumique et $a^2 = \frac{k^2}{(\ln(z/z_o))^2}$ représente le coefficient de traînée en condition d'atmosphère

neutre. Avec l'hypothèse que $z_{om} = z_{oh}$, il établit que :

$$F_m = F_h = F = \begin{cases} 1 - \frac{bR_{iB}}{1 + c|R_{iB}|^2} & \text{si } R_{iB} \leq 0 \\ \frac{1}{(1 + b'R_{iB})^2} & \text{si } R_{iB} > 0 \end{cases} \quad (4.27)$$

b' et c représentent des constantes de paramétrisation.

4.5.3.2 La paramétrisation de Mascart

Mascart et al. (1995) adoptent la même démarche que Louis (1979) sauf qu'ils retiennent l'hypothèse selon laquelle $z_{om} \neq z_{oh}$. A partir de l'hypothèse de neutralité atmosphérique ils obtiennent :

$$\begin{cases} F_m = 1 \\ \text{et} \\ F_h = \frac{\ln(z/z_{om})}{\ln(z/z_{oh})} \end{cases} \quad (4.28)$$

Pour des cas non neutres ils obtiennent F_m par :

$$F_m = \begin{cases} 1 - \frac{bR_{iB}}{1 + c_m|R_{iB}|^2} & \text{si } R_{iB} \leq 0 \\ \frac{1}{(1 + b'R_{iB})^2} & \text{si } R_{iB} > 0 \end{cases} \quad (4.29)$$

où c_m représente une constante de paramétrisation.

En admettant dans la suite que le coefficient de transfert de chaleur est proportionnel au coefficient de traînée ils montrent que F_h peut s'écrire comme :

$$F_h = \begin{cases} \frac{\ln(z/z_{om})}{\ln(z/z_{oh})} F_m & \text{pour } R_{iB} \leq 0 \\ \frac{\ln(z/z_{om})}{\ln(z/z_{oh})} F_m & \text{pour } R_{iB} > 0 \end{cases} \quad (4.30)$$

En pratique, il est montré que $z_{om}/z_{oh} = 10$ donne de bons résultats (Mascart et al, 1995). Dans le couplage de Meso-NH avec ISBA, c'est cette valeur qui est retenue. Les flux de surface ainsi déterminés à partir de ces paramétrisations sont ceux généralement obtenus au niveau du premier niveau des modèles atmosphériques. A partir de ce niveau le reste

de la transmission des flux de quantité de mouvement et de chaleur se fait par les relations de corrélations doubles évoquées par les équations 4.5 à 4.7.

Le plus souvent les modèles de surface et les modèles atmosphériques auxquels ils sont couplés présentent des résolutions spatiales différentes. Cela pose la question de la prise en compte efficace des flux de surface dans les modèles atmosphériques. On essaie de résoudre le problème en discrétisant au mieux les mailles des modèles de surface par différentes méthodes que nous évoquons dans la section suivante.

4.6 Variabilité sous-maille

Le modèle ISBA a été validé (Noilhan et Planton, 1989) par les données provenant de l'expérience de terrain HAPEX-MOBILHY (André et al., 1986) qui s'est tenue entre 1985 et 1986 dans le Sud-Ouest de la France dont le but était d'étudier le bilan d'eau et le flux d'évaporation. Dans l'ensemble, le modèle présente des résultats en accord avec les observations collectées sur le terrain. Les tests montrent sa forte sensibilité à l'humidité du sol. Pour rendre compte de la variabilité sous maille des propriétés de la surface, plusieurs méthodes de calculs de flux à l'échelle sous-maille ont été étudiées (Mengelkamp et al., 2006 ; Mahrt, 1987 ; Heinemann and Kerschgens, 2005). On distingue schématiquement trois méthodes avec des variantes :

- L'approche "tile" (Fig. 4.2.b) discrétise l'hétérogénéité de la surface à l'échelle de la maille en un nombre fini de patches homogènes représentant les types de sol et de végétation dominants. Le flux à l'échelle de la maille est la somme des flux des patches pondérés par leur surface.
- L'approche "mosaïque" (Fig. 4.2.a) qui consiste à subdiviser la maille en plusieurs sous mailles régulières soumises aux mêmes conditions météorologiques mais avec des paramètres de surface différents. Le flux résultant est la moyenne des flux sous mailles.

La figure 4.2 présente le principe des méthodes mosaïque et "tile" ou "patch". La méthode tile est la méthode la plus utilisée dans la plupart des modèles globaux et régionaux. C'est une version simplifiée de la méthode mosaïque. Elle offre des résultats

comparables à celle de la méthode mosaïque si tous les types de couvert sont considérés (Heinemann et al, 2005).

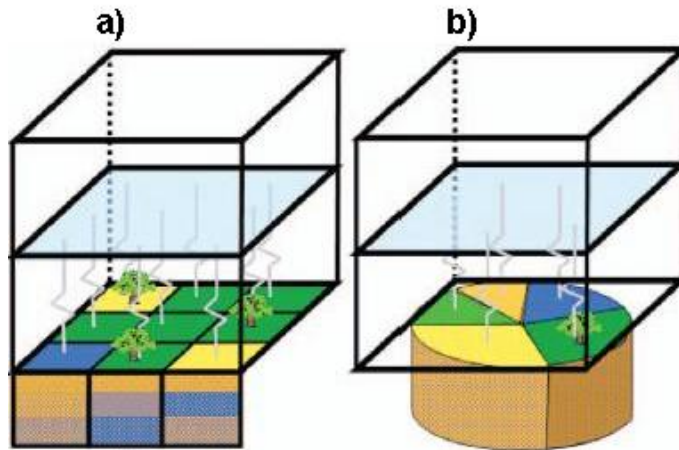


FIGURE 4.2 – Prise en compte des hétérogénéités de surface a) approche mosaïque et b) approche tile (Extrait de Mengelkamp (2006)).

4.7 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons décrit l'énergie cinétique turbulente et les longueurs de mélange dans le modèle Méso-NH. En particulier nous avons présenté comment les équations de flux turbulents sont paramétrées dans ce modèle en mode LES. D'autre part, nous avons présenté le schéma de surface utilisé en mode couplé avec Méso-NH. Dans le modèle Méso-NH, les hétérogénéités de surface sont décrites en suivant l'approche tile. Ce principe de discrétisation peut être défaillant si les propriétés de surface sont très variables. Cette représentation des propriétés de surface offre cependant des résultats comparables à la méthode mosaïque si tous les éléments de surface sont considérés. Cela n'est possible que s'il s'appuie sur une haute résolution de la surface. Il pourrait donc bien convenir à nos simulations dans la mesure où nous envisageons de mettre en place des simulations à 250 m de résolution.

Mise en place des simulations LES

Notre objectif est de décrire la variabilité des flux turbulents de chaleur latente et de chaleur sensible au-dessus des surfaces hétérogènes du bassin versant d'ARA. Pour ce faire, le modèle Méso-NH en mode LES est mis en oeuvre, en particulier pour des analyses de sensibilité autour de deux situations météorologiques correspondant à deux saisons très distinctes du climat soudano-sahélien : i) la saison sèche et ii) la saison humide. Ces études de sensibilité permettront d'évaluer pour ces saisons la signature du relief, de la végétation et de leur résolution spatiale sur les flux de surfaces. Le forçage du modèle est réalisé avec les radiosondages composites caractéristiques de ces deux saisons et identifiés au chapitre 3 (figure 3.40). Les simulations sont réalisées dans un premier temps en introduisant les paramètres de surface issus de la base de données ECOCLIMAP à 1 km de résolution (Masson et al., 2003). Nous évaluons ensuite l'apport de données hautes résolutions en introduisant un relief à 90 m de résolution (SRTM à 90 m, Shuttle Radar Topography Mission, NASA) et les données de végétation issues des observations SPOT/HRV à 20 m de résolution re-échantillonnées à 90 m de résolution.

5.1 Mise en place des simulations LES

Dans cette partie, nous décrivons notre stratégie de simulation qui sera déployée pour comprendre la sensibilité des forçages de surface sur la variabilité des flux turbulents de surface. Cette description porte sur le choix des différents domaines, des paramétrisations, des conditions initiales et des conditions de forçages imposées aux limites.

5.1.1 Domaines de simulations

Le domaine de simulation est centré sur le bassin versant d'ARA au nord du Bénin. Il est situé à une dizaine de kilomètres au nord-est de Djougou. La surface de ce bassin est composée de différents types de végétation, de zones cultivables et un relief bordé à l'est par une topographie marquée dont une ramification se présente au sein du bassin sous forme d'un éperon rocheux de direction nord-sud (figure 5.1 c). Pour rendre compte de ces hétérogénéités de surface, nous utilisons le modèle numérique de terrain SRTM à 90 m pour construire notre maillage. Cette topographie est présentée figure 5.1.

Nos simulations s'appuient sur trois domaines imbriqués en interaction descendante ("one-way"). Les caractéristiques de ces domaines sont décrites dans le tableau 5.1. Pour décrire

	Domaine 1	Domaine 2	Domaine 3
Nombre de points de grille	27×27	32×32	32×32
Résolution horizontale (<i>km</i>)	4	1	0.25
Résolution temporelle (s)	4	1	0.25
Résolution verticale	43 points premier niveau à $z = 20 \text{ m}$ de 0 à 15 km, stretching logarithmique		

TABLEAU 5.1 – Configurations numériques des trois domaines de simulation

le couvert végétal dans le domaine 3, nous utilisons deux bases de données :

1. La base ECOCLIMAP (Masson et al., 2003) où les données sont décrites à 1km de résolution. Cette base est couplée par défaut avec le modèle ISBA ;
2. Les données issues des observations SPOT/HRV (Zin et al., 2010). La résolution est de 20 m. Le jeu de données a été re-échantillonné à 90 m pour réduire le volume de données à introduire dans le modèle.

Comme proposé par Guyot (2010), les classes de la savane arborée et arbustive de la base de donnée SPOT/HRV ont été conservées alors que les quatre autres types (sol nu, culture, jachère, villes et villages) ont été regroupés dans une seule classe, la classe sol nu. Ces trois classes ont été ensuite associées à leur code de correspondance dans la liste des 255 types d'écosystèmes selon la classification ECOCLIMAP (tableau 5.2). Pour chacune de ces trois classes, on conserve les paramètres tels qu'ils sont décrits dans la base ECOCLIMAP (tableau 5.2). Notre action s'apparente donc à l'importation d'un fichier ECOCLIMAP à fine résolution (90 m) (figure 5.2 et 5.3). Selon la classification ECOCLIMAP, les couverts

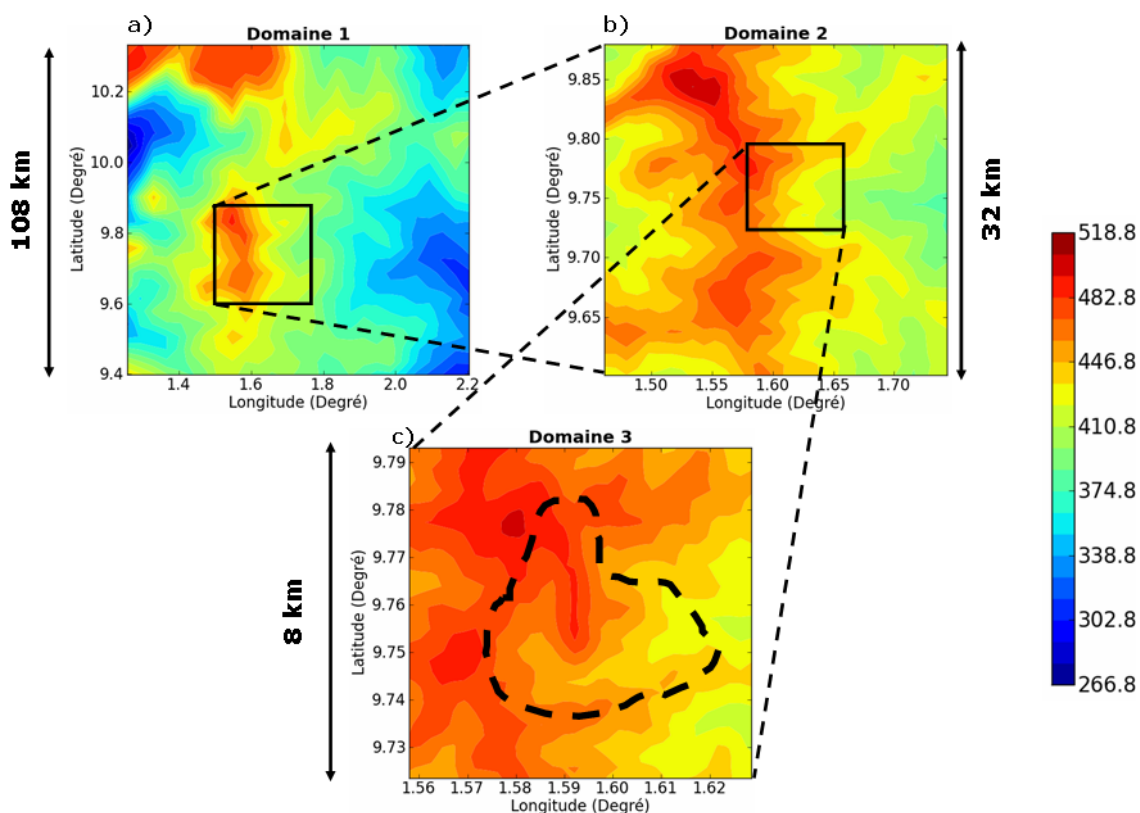


FIGURE 5.1 – Topographie des domaines de simulation à partir des données de SRTM 90 m de la NASA à a) 4 km, b) 1 km et c) 250 m de résolution. Le domaine 3 est celui qui est centré sur le bassin d'ARA (contour noir).

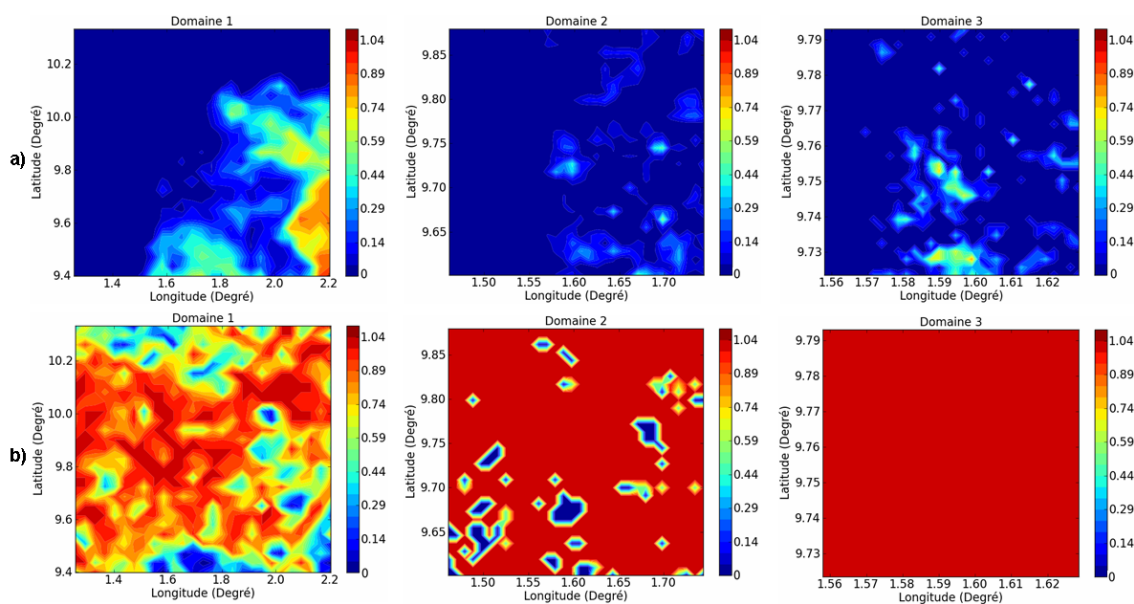


FIGURE 5.2 – Pourcentage de la savane arborée au sein des domaines de simulations : a) à partir des données SPOT/HRV b) à partir des données ECOCLIMAP. Remarquons que la végétation est homogène dans le domaine 3 avec les données ECOCLIMAP.

comme la savane arborée et la savane arbustive sont décrits par un pourcentage d'arbre, d'herbe et de sol nu. Ainsi la savane arborée comprend 20% d'arbres, 50% d'herbes et

Classification SPOT/HRV	Type ECOCLIMAP	Indice foliaire Sèche/Humide	Fraction de végétation (%)
Savane arborée	48	2.2/2.3	20
Savane arbustive	68	1.8/2	20
Sol nu	4	0	

TABLEAU 5.2 – Classification ECOCLIMAP et SPOT/HRV.

30% de sols nus tandis que la savane arbustive comprend 20% d'arbres, 60% d'herbres et 20% de sols nus. Cette répartition montre que ces deux types de couvert sont peu différents.

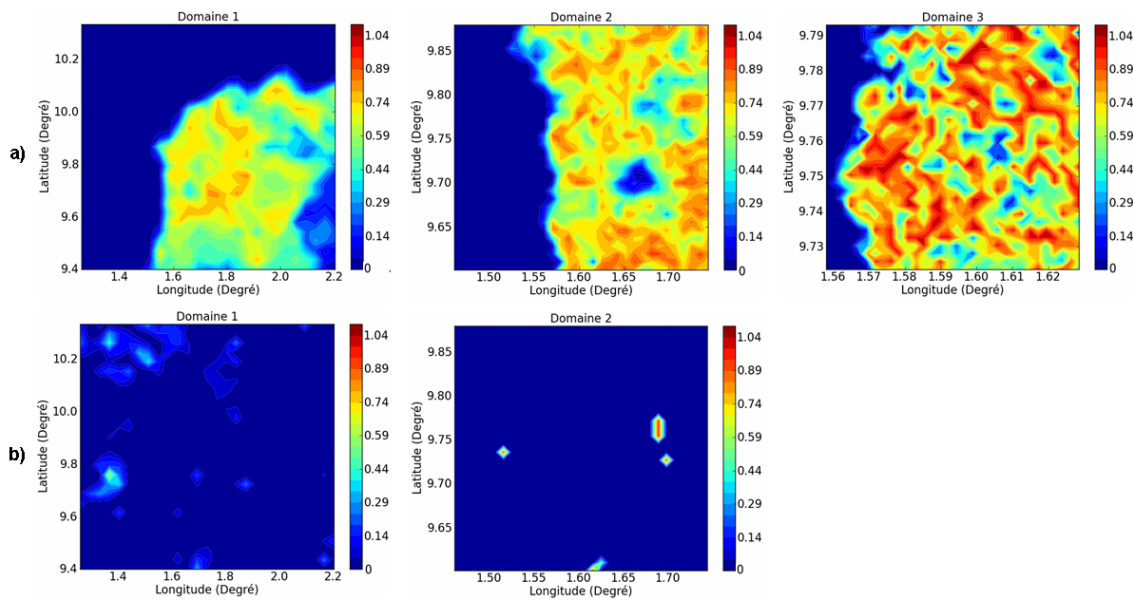


FIGURE 5.3 – Pourcentage de la savane arbustive au sein des domaines de simulation : a) à partir des données SPOT/HRV b) à partir des données ECOCLIMAP. Remarquons que la savane arbustive est inexistante dans le domaine 3 avec les données ECOCLIMAP.

5.1.2 Choix des paramétrisations et initialisations du modèle

Les paramétrisations physiques utilisées dans le modèle Mésos-NH sont résumées dans le tableau 5.3. Le schéma de rayonnement est celui de l'ECMWF (European Center for

	Domaine 1	Domaine 2	Domaine 3
Schéma de turbulence sous-maille	Bougeault et Lacarrère (1989) modèle 1D		Deardorff (1980)
Schéma de rayonnement	ECMWF		
Schéma de microphysique	sans		

TABLEAU 5.3 – Paramétrisations physiques utilisées dans les simulations

Medium range Weather Forecasts) dans lequel le calcul des flux radiatifs prend en compte l'absorption et l'émission du rayonnement de grande longueur d'onde, la réflexion, la dispersion et l'absorption du rayonnement solaire par les surfaces (Courault et al., 2007). Le schéma de microphysique des nuages a été désactivé et les simulations sont réalisées en conditions de ciel clair. L'humidité est donc considérée comme un scalaire pour lequel on néglige les changements de phase.

Le schéma à trois couches du modèle ISBA est choisi pour les simulations. La profondeur racinaire relative à chaque niveau dépend du type de couvert dont les valeurs sont issues de la base de données ECOCLIMAP (tableau 5.4).

	d1 (m)	d2 (m)	Hauteur (m)
Savane arborée	0.01	0.01	5
Savane arbustive	4	4	2

TABLEAU 5.4 – Profondeur des couches de surface (d1) et racinaire (d2) et hauteur des arbres relatives pour les deux types de couverts (base ECOCLIMAP).

Le modèle est initialisé à partir des profils issus des radiosondages de Parakou. La figure 5.4 présente les profils verticaux des variables de forçage du modèle pour les deux saisons étudiées (période humide et période sèche). La saison humide est marquée par des vents de sud-ouest alors qu'en période sèche, on impose des vents de nord-est. Les conditions aux limites des trois domaines sont les conditions aux limites ouvertes (flux nul) qui permettent d'assurer le maintien de la direction du vent initial.

L'initialisation du modèle ISBA est réalisée de la manière suivante : pour la saison sèche, les trois couches de sol sont initialisées à 5% d'humidité tandis que pour la saison humide, nous imposons un gradient où la première couche est initialisée à 15% et les deux couches plus profondes sont initialisées à 25% d'humidité.

La stratégie de simulation est la suivante et sera adoptée pour l'ensemble de nos études de sensibilité. La simulation démarre à $t_0 = 12\text{h}00$ UTC, heure correspondant au radiosondage. Le domaine 1 est initialisé avec les champs présentés figure 5.4. Sur les bords est maintenu le forçage dynamique pendant quasiment un cycle journalier complet (22h). Pendant ces 22h de temps simulé, les profils de température et d'humidité dans le sol se mettent en équilibre avec les conditions atmosphériques. A t_0+22 h, les domaines 2 et 3 sont introduits pour 2h de temps simulé afin de mettre en équilibre l'atmosphère et le

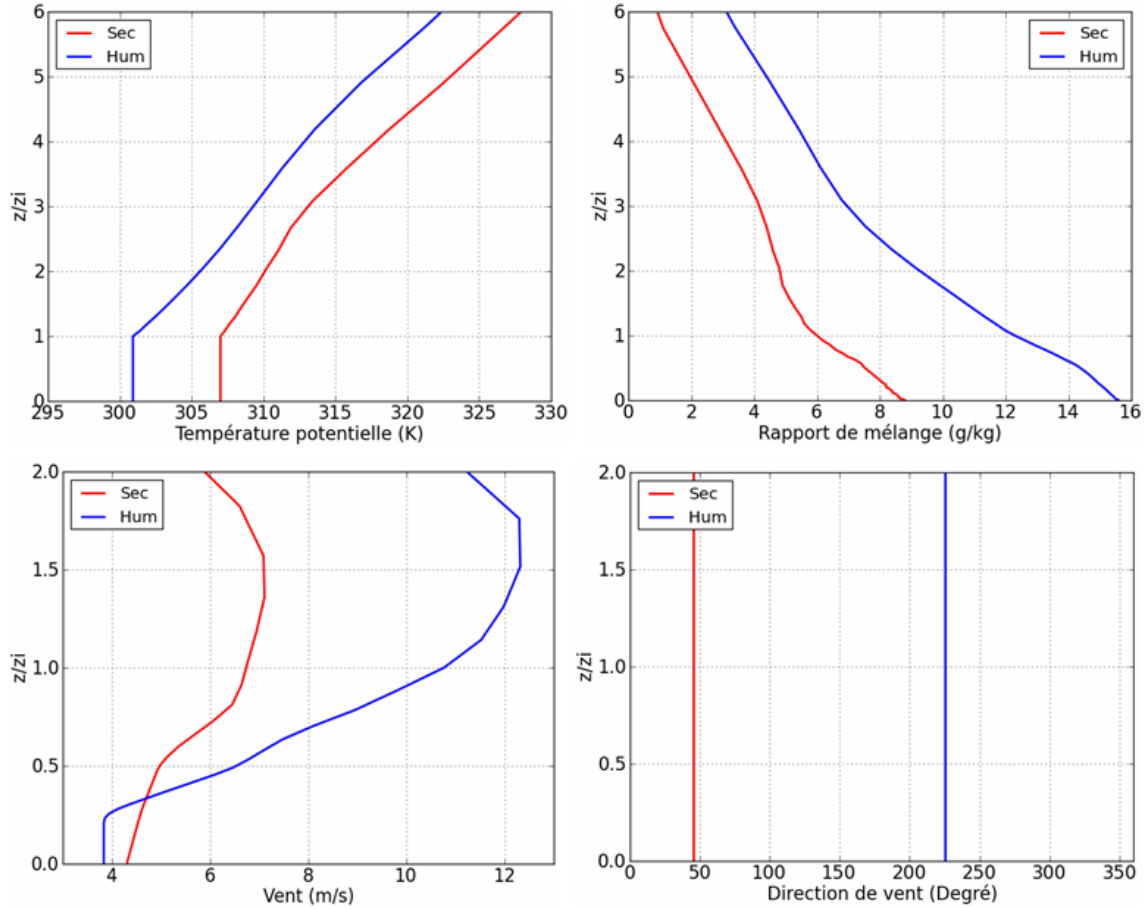


FIGURE 5.4 – Profils initiaux de température potentielle, du rapport de mélange, de vitesse et direction du vent pour la saison sèche (rouge) et la saison humide (bleu).

sol dans ces deux domaines imbriqués. Enfin, en maintenant le rayonnement constant à $t = t_0 + 24$ h, 20 minutes supplémentaires sont simulées où nous enregistrons à chaque pas de temps les champs simulés dans le domaine 3. Nous considérons ainsi disposer d'un état de l'atmosphère caractéristique d'une saison donnée à $t = 12$ h UTC. Les champs seront moyennés temporellement sur 20 minutes. Ces diagnostics permettront de faire ressortir les structures stationnaires produites par les hétérogénéités des conditions de surface. Pour étudier la variabilité des flux de surface à l'échelle du bassin, quatre simulations (tableau 5.5) sont réalisées afin d'étudier i) la signature du forçage atmosphérique (saison sèche versus saison humide), et ii) la signature du forçage de surface (ECOCLIMAP versus SPOT/HRV).

Les propriétés de la couche limite simulée dans le domaine 3 pour les quatre expériences numériques sont résumées dans le tableau 5.6. Le rapport des flux de chaleur sensible à z_i et de surface (Q_0) représenté par le paramètre R_θ est indiqué dans le tableau 5.6. La

	ECOCLIMAP	SPOT/HRV
Saison sèche	SSE	SSS
Savane humide	SHE	SHS

TABLEAU 5.5 – Désignation des simulations

Expérience	w_* (m/s)	t_* (s)	Q_0 (m.K/s)	$\Delta\theta$ (K)	z_i (m)	R_θ (-)
SSE	2.75	725	0.33	2	1993	-0.16
SSS	2.48	735.5	0.27	2	1824	-0.27
SHE	2.7	674.4	0.34	4.1	1821	-0.24
SHS	2.62	721.4	0.3	4.1	1890	-0.29

TABLEAU 5.6 – Résultats des simulations en saison sèche et humide. w_* et t_* représentent respectivement la vitesse et le temps caractéristique de la couche limite convective ; Q_0 représente le flux de chaleur sensible de surface ; $\Delta\theta$ représente le saut de température potentielle dans la couche d'inversion ; z_i représente la hauteur de la couche limite convective et R_θ représente le rapport entre le flux minimal de chaleur sensible z_i et la surface.

valeur trouvée par Deardorff (1979) est de -0.2 pour un cas convectif. Nos valeurs varient entre -0.16 et -0.29 et sont donc assez proches de la valeur proposée par Deardorff et qui confirme l'obtention d'une situation stationnaire. Il est à noter qu'une valeur de -1.2 a été trouvée par Patton et al. (2005) sur surface hétérogène en condition convective. Dans la suite de ce chapitre nous analyserons d'une part, l'influence du forçage atmosphérique (saison sèche versus saison humide) et d'autre part, la signature du forçage de surface ECOCLIMAP versus SPOT/HRV sur les profils verticaux des champs simulés. Il s'agit i) de valider notre démarche de modélisation en comparant nos profils à ceux obtenus dans la littérature et ii) de comprendre la signature de ces forçages sur la structure verticale de l'atmosphère.

5.2 Structure verticale de la couche limite simulée

5.2.1 Température potentielle et rapport de mélange

Les profils verticaux moyens de température potentielle et de rapport de mélange de vapeur d'eau pour les saisons sèche et humide sont présentés figure 5.5 pour les deux conditions de forçage par la végétation. Ces profils présentent des allures caractéristiques des conditions convectives telles que présentées au chapitre 2. Le profil vertical de tem-

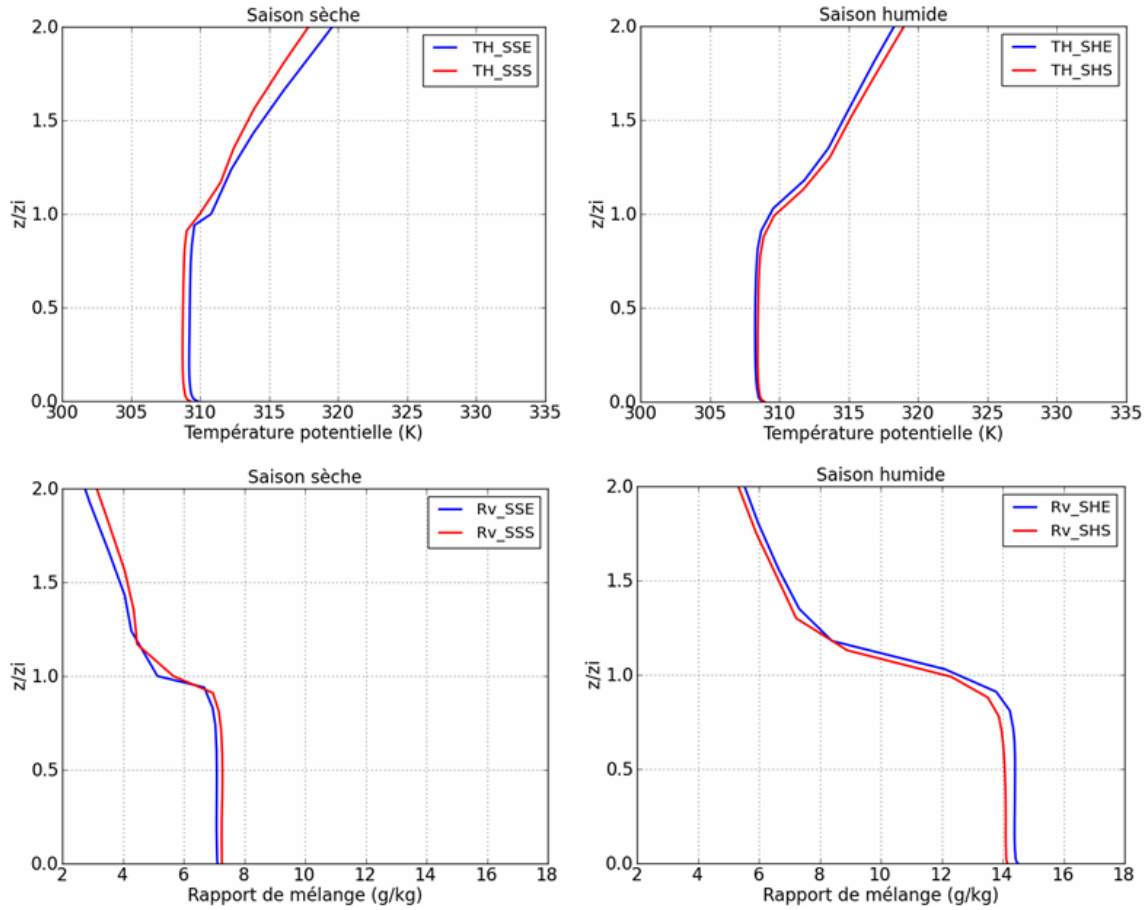


FIGURE 5.5 – Moyenne spatiale et temporelle (20 min) de la température potentielle et du rapport de mélange après 24h de simulation

température potentielle est constituée de trois couches : i) une couche superadiabatique, ii) une couche mélangée jusqu'à la base de la zone d'entraînement et iii) l'atmosphère libre stablement stratifiée.

Un gradient de température potentielle dans la zone d'entraînement ($\Delta\theta$) est présent et varie selon les conditions de forçage (voir tableau 5.6). Il est plus élevé en saison humide qu'en saison sèche. En saison sèche, les thermiques qui se développent depuis la surface sont confrontés à un blocage moins important qu'en saison humide.

Les profils verticaux moyens du rapport de mélange font ressortir la hauteur de la couche de mélange. Nous discuterons dans la section 5.3 la signature des forçages du couvert végétal sur ces profils.

5.2.2 Profils verticaux moyens des variances

Sur la figure 5.6 les profils moyens verticaux des variances des composantes de la vitesse U (vers l'Est) et V (vers le Nord) sont présentés pour les deux saisons et pour les deux conditions de forçage de la végétation. L'allure générale de ces profils est identique à celle présentée dans les études de simulations de couches limites convectives au-dessus de surfaces hétérogènes (Kim et al. (2004), Patton et al. (2005), Courault et al. (2007) et Avissar et al. (1998)). Ces profils présentent deux pics : un premier dans la couche limite de surface et un autre au niveau de la zone d'entraînement. Le pic dans la couche limite de surface est dû aux hétérogénéités de surface (longueur de rugosité, température et humidité variables spatialement), alors que le second pic est lié aux pénétrations répétées des thermiques humides dans la zone d'entraînement. En effet, dans cette zone l'air est plus sec que les thermiques humides en provenance de la surface.

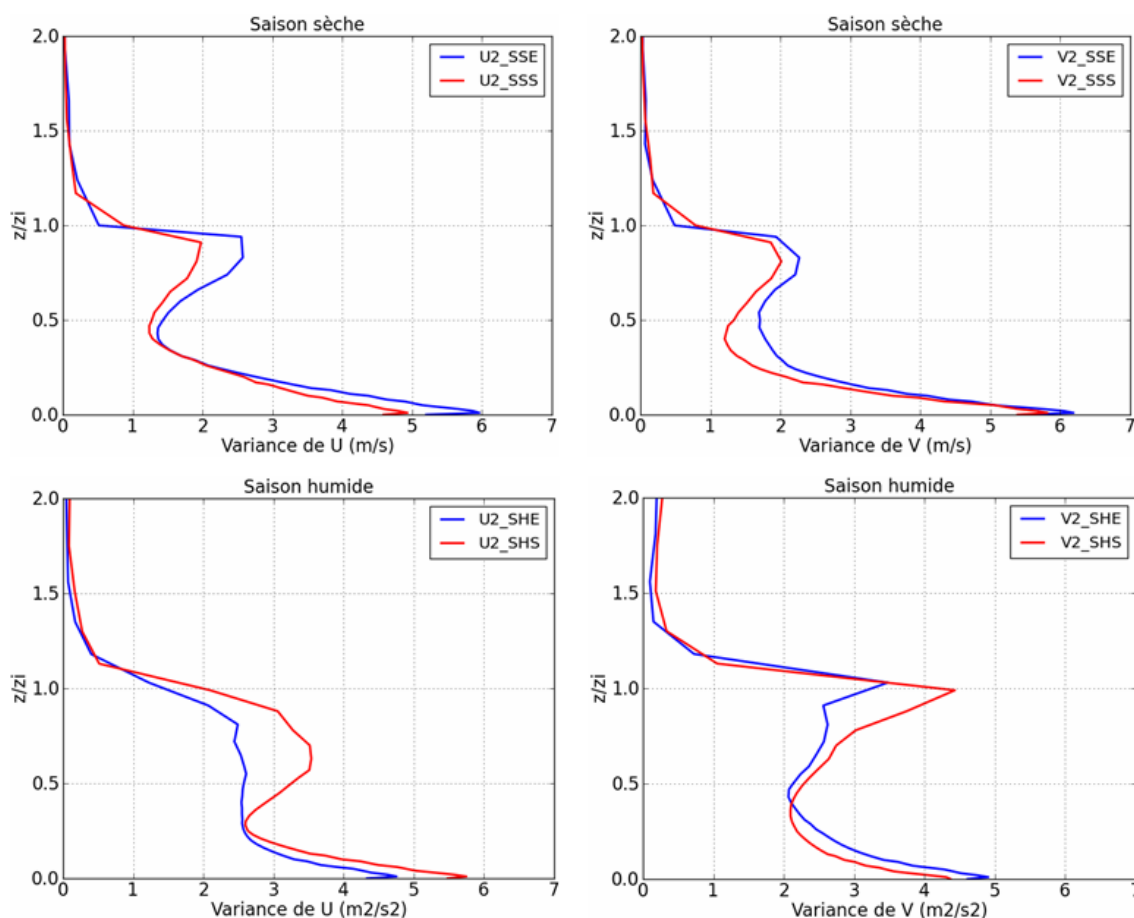


FIGURE 5.6 – Moyenne spatiale et temporelle (20 min) de la variance totale (résolue + sous-maille) des composantes U et V du vent après 24h de simulation.

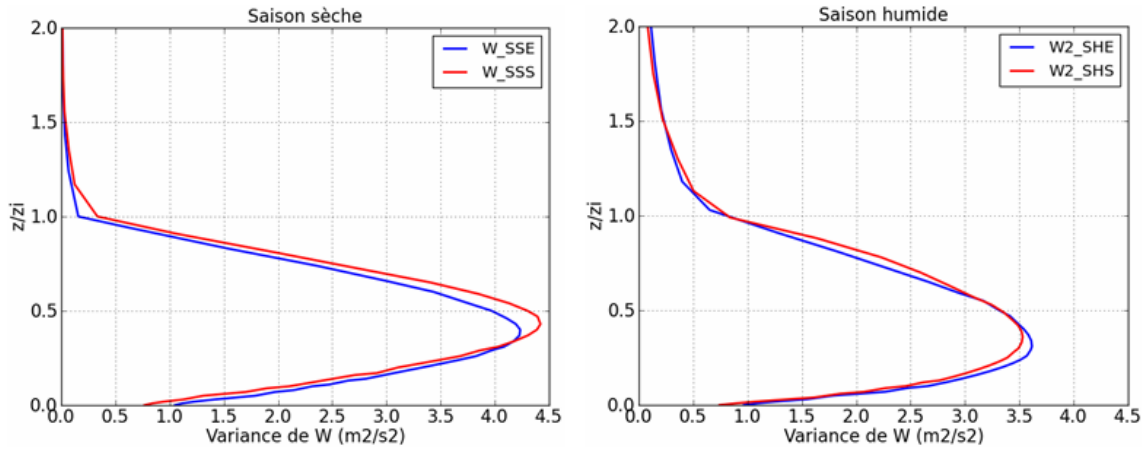


FIGURE 5.7 – Moyenne spatiale et temporelle (20 min) des variances totales (résolues + sous-maillages) de la vitesse verticale.

Les pénétrations de ces thermiques dans la zone d'entraînement s'accompagnent d'une pénétration d'air sec dans la couche de mélange ce qui provoque une variabilité de rapport de mélange qui induit une forte turbulence dans cette zone.

Le profil moyen de la variance de la vitesse verticale (figure 5.7) est caractéristique d'une couche limite convective. Le maximum de cette variance est rencontré selon Young (1988) et Sullivan et al (1998) à $z = 0.4z_i$. Dans nos simulations, les maximums de variance sont présents en moyenne $0.43z_i$ en saison sèche et $0.34z_i$ en moyenne en saison humide. Ces résultats sont donc en accord avec les travaux antérieurs.

Les profils de variance de la température potentielle et du rapport de mélange, présentent deux pics : un premier pic en surface et un second au niveau de la limite supérieure de la couche limite convective (figure 5.8). Le pic en surface du rapport de mélange est faible comparé au deuxième pic en altitude. La diffusion turbulente en surface homogénéise la vapeur d'eau dans la couche limite de surface tandis qu'en altitude les pénétrations de thermiques dans la zone d'entraînement favorisent les intrusions d'air sec et augmentent la variance du rapport de mélange. Les allures de nos profils sont similaires à ceux de Avissar et al. (1998) sur surface hétérogène.

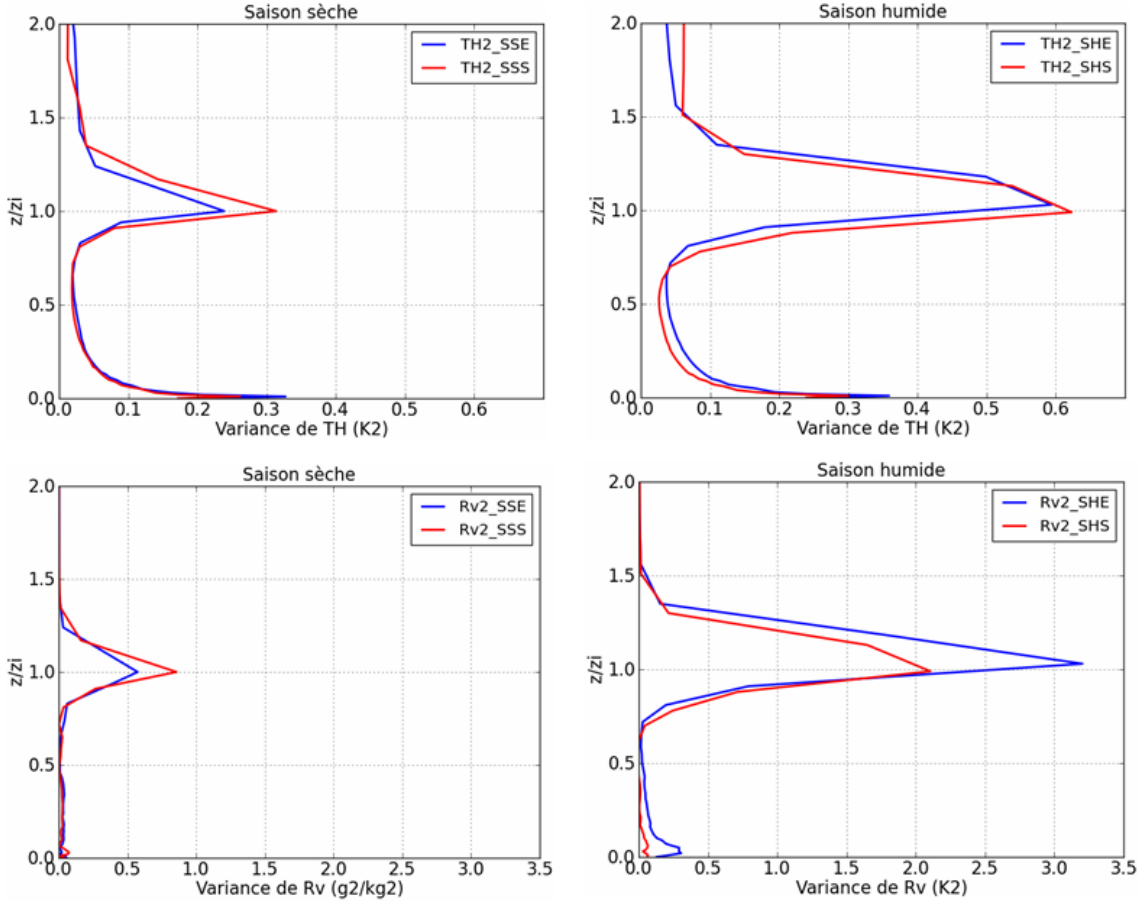


FIGURE 5.8 – Moyenne spatiale et temporelle (20 min) des variances totales (résolues + sous-maillages) de la température potentielle (haut) et du rapport de mélange (bas).

5.2.3 La dissymétrie de W

La dissymétrie (ou skewness en anglais) d'une variable turbulente X est définie par :

$$S_x = \frac{\overline{x'^3}}{\left(\overline{x'^2}\right)^{\frac{3}{2}}} \quad (5.1)$$

où x' exprime la fluctuation de x autour de sa moyenne spatiale. Dans notre cas S_W représente donc le moment d'ordre 3 des fluctuations de $\langle W \rangle$ normalisé par sa variance totale. Les profils de S_W simulés pour les deux saisons avec les deux conditions de forçage sont présentés figure 5.9. Ces profils sont très similaires à ceux obtenus par Moeng et Wyngaard (1988) et Schmidt et Shumann (1989). Cependant, proche de la surface, vers $z/z_i = 0.1$, le profil de skewness de W est incorrect. En effet, les valeurs négatives de S_W dans la couche limite de surface sont jugées irréalistes par Schmidt et Schumann (1989) qui associent ce résultat à une défaillance du modèle sous-maille de Deardorff (1980). En

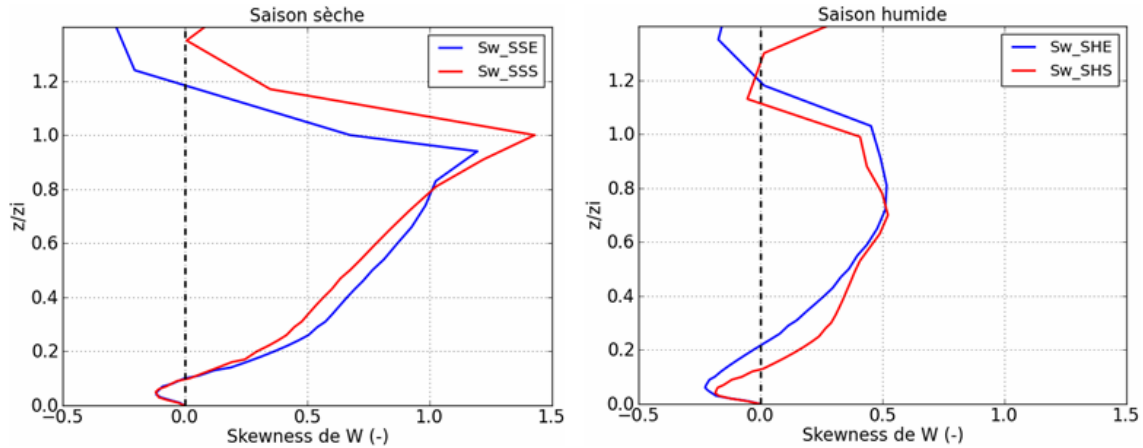


FIGURE 5.9 – Dissymétrie de W

augmentant la résolution, Schmidt et Schumann (1989) obtiennent toujours des valeurs négatives dans la couche limite de surface, alors qu'a priori les contributions sous mailles sont plus faibles. Moeng et Rotunno (1990), pour mieux comprendre la mauvaise estimation de S_W par simulations LES dans la couche limite de surface, utilisent la simulation numérique directe (DNS-Direct Numerical Simulation en anglais). Ces simulations ne leur ont pas permis d'identifier précisément l'origine de cette erreur, mais sur la base des résultats de leurs simulations, les auteurs proposent une interprétation de cette variable. Une dyssymétrie positive de W aux abords de la zone d'entraînement serait associée aux pénétrations répétées des thermiques dans la zone d'entraînement tandis que les valeurs négatives dans la couche de surface sont probablement dues aux courants descendants. Mais, selon Lemone (1990), les mesures de la dissymétrie de W seraient perturbées par les variations de grande échelle dans la structure de la couche limite et par les contributions des ondes en provenance de la zone d'entraînement.

5.2.4 Les profils verticaux des flux turbulents

Les profils verticaux de chaleur sensible (figure 5.10 a) sont identiques à ceux simulés par Prabha et al. (2007), Moeng et al. (2007), Huang H. et al. (2008) avec des simulations LES. Ces profils indiquent un état quasi-stationnaire de l'atmosphère (Moeng et Rotunno, 1990, Patton et al., 2005). Les flux de chaleur latente simulés par LES pour la saison sèche et la saison humide (figure 5.10 b) sont similaires à ceux de Lothon et al. (2007) en conditions sahéniennes lors de la campagne HAPEX-SAHÉL. Selon Couvreur et al. (2007), les flux turbulents de chaleur latente en saison sèche présentent un profil qui croît avec l'altitude et

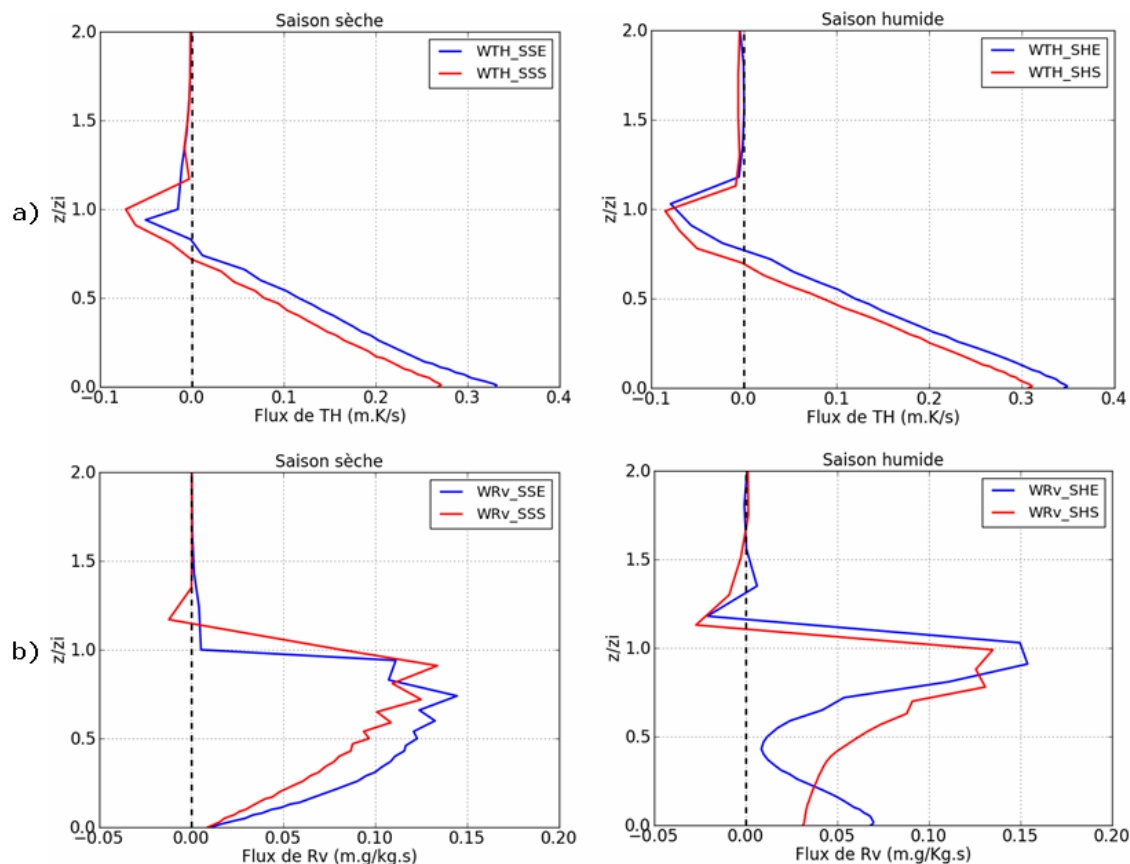


FIGURE 5.10 – Profils verticaux des flux totaux (résolus + sous-maillages) de chaleur sensible (a) et de chaleur latente (b)

dont les valeurs maximales sont rencontrées vers la zone d'entraînement. L'accumulation de l'humidité vers cette zone est associée aux thermiques humides qui n'arrivent pas à franchir l'inversion en haut de la couche limite. Les oscillations en altitude (figure 5.10) sont probablement dues à l'intensité de la turbulence générée par cette stratification. Le profil simulé pour la saison humide ne correspond à aucun des cas rencontrés dans la bibliographie. Il est à noter cependant que la définition des couches limites humides diffère dans la littérature. En effet, Patton et al. (2005) ont caractérisé leur couche limite humide par un rapport de mélange idéalisé constant entre la surface et z_i avec une intensité de 8 g/kg quand Couvreur et al. (2007) simulent une couche limite humide avec un rapport de mélange de 10 g/kg avec un profil différent de celui de Patton et al. (2005). Pour rappel, notre couche limite humide est caractérisée par un rapport de mélange de 14 g/kg avec des simulations réalisées en conditions de ciel clair.

5.3 Réponse du modèle ISBA aux données de forçage

Il s'agit ici essentiellement de comprendre la signature des forçages distincts à la surface à travers l'utilisation des deux bases de données du couvert végétal ECOCLIMAP et SPOT/HRV, sur les profils verticaux des champs analysés précédemment. Il est à noter que le couvert végétal ECOCLIMAP est essentiellement une savane arborée homogène alors que le couvert SPOT est un mélange de surface nue et de savane (arborée ou arbustive).

5.3.1 Signature de la représentation du couvert végétal sur la structure de la couche limite

Les profils verticaux des figures 5.6 à 5.10 présentent tous une signature liée aux conditions de forçage à la surface. Par exemple, pour les simulations de la saison sèche à partir des profils de température potentielle (figure 5.4), on note une différence de 169 m sur la hauteur de la couche limite atmosphérique (tableau 5.6) due aux conditions de forçage surfaciques. La couche limite simulée au-dessus du couvert végétal décrit par les observations SPOT/HRV (SSS) est donc moins épaisse de 169 m par rapport à celle simulée au-dessus du couvert décrit par ECOCLIMAP (SSE). De même, les variances de toutes les variables sont plus importantes lorsque la végétation est décrite avec SPOT. Ainsi, les valeurs du rapport de mélange de l'expérience SSS sont légèrement plus importantes que celle de l'expérience SSE. En saison humide, le résultat s'inverse. L'épaisseur de la couche limite simulée pour les données SPOT/HRV (SHS) est légèrement plus importante que celle simulée pour les données d'ECOCLIMAP. Les simulations en saison humide sont certainement affectées par du transport horizontal important. En effet, lorsque le vent vient d'Ouest, le flux passe d'abord sur les surfaces nues (figure 5.3) non documentées par les données SPOT/HRV.

La figure 5.10 (a) montre les profils de flux turbulent de chaleur sensible plus mélangés dans le cas des simulations effectuées avec SPOT/HRV qu'avec ECOCLIMAP. Le profil SPOT est systématiquement inférieur à celui obtenu dans le cas des simulations avec ECOCLIMAP en accord avec les valeurs de Q_0 (tableau 5.6). Ce résultat s'explique par les contributions du bilan d'énergie qui sont différentes dans la mesure où la distribution du couvert végétal est décrite différemment.

5.3.2 Signature de la représentation du couvert végétal sur la variabilité des flux turbulents de surface

La figure 5.11 présente la coupe horizontale au premier niveau du modèle ($z=20$ m) des flux turbulents de chaleur latente E et sensible H simulés pour la saison sèche dans le domaine 3. La signature de la représentation du couvert végétal ECOCLIMAP (SSE) versus SPOT/HRV(SSS) est bien visible. Les flux de chaleur sensible H sont prépondérants devant les flux de chaleur latente en saison sèche du fait que le sol est sec et les valeurs de LAI (Leaf Area Index - indice foliaire) minimales. Les flux de chaleur sensible sont plus faibles avec SPOT car la partition de sol nu est plus importante dans la classification, ce qui induit des températures de surfaces légèrement supérieures. Les données ECOCLIMAP, globalement homogènes sur le domaine 3 conduisent à des structures orientées dans le sens du vent dominant (i.e. en saison sèche, vent de Nord-Est). Lorsque les données SPOT/HRV(SSS) sont utilisées, cette organisation est moins marquée pour H et disparaît

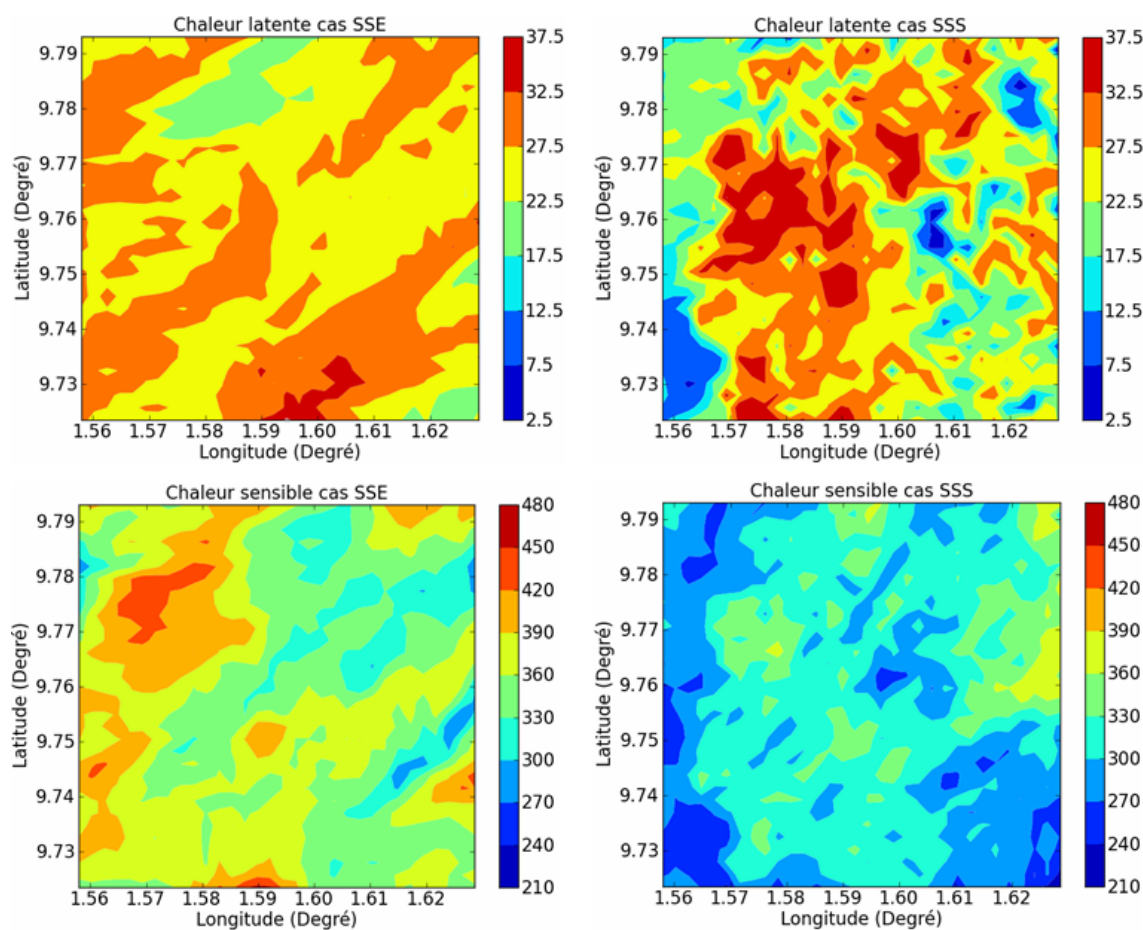


FIGURE 5.11 – Chaleur latente E ($W.m^{-2}$) et sensible H ($W.m^{-2}$) en saison sèche.

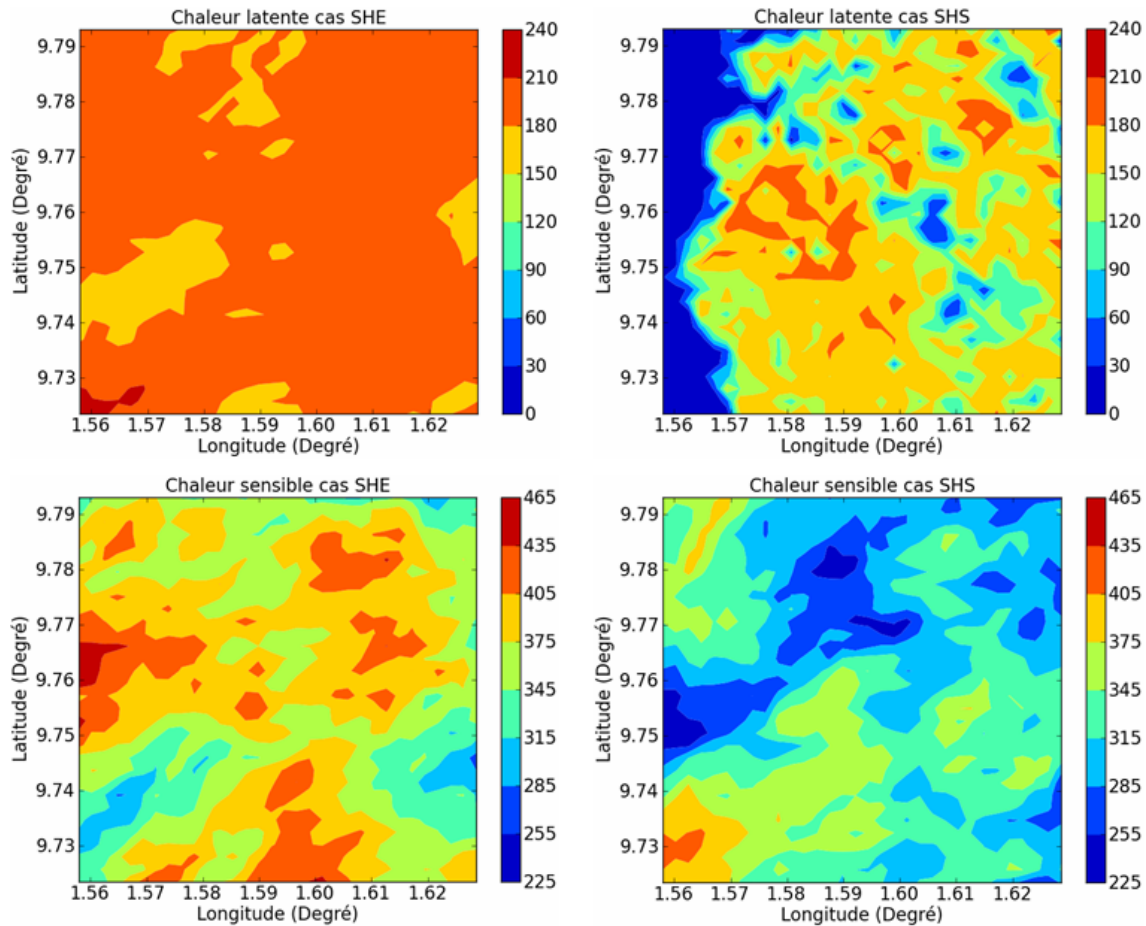


FIGURE 5.12 – Chaleur sensible E (W.m^{-2}) et sensible H (W.m^{-2}) en cas humide.

totalemment avec E. La variabilité du flux turbulent de chaleur latente E dans l'expérience SSS s'organise en fonction des patchs de végétations et de sols nus. Les valeurs plus faibles de E sont présentes pour les zones où la fraction de sol nu est majoritaire. Pendant la saison sèche, la variabilité spatiale des flux turbulents de chaleurs latente (E) dépend uniquement de l'eau présente dans le sol (Chen et Brutsaert, 1995). La teneur en eau étant très faible, les arbres et les plantes vont puiser l'eau loin en profondeur dans le sol à travers leurs racines. On note que les valeurs non nulles de E coïncident avec les endroits où la végétation arborée est présente. Il est donc primordial de disposer d'observations suffisamment précises pour configurer les modèles. Ces remarques sont également valables pour la saison humide, expérience SHE et SHS (figure 5.12). Sur le bassin d'ARA au centre du domaine 3, les flux turbulents de chaleur latente E sont globalement plus forts lorsque les données SPOT/HRV sont utilisées. A nouveau, on démontre ici l'importance de la bonne représentation des conditions de surface dans le modèle. Nous ne disposons pas de données pour valider plus précisément ces résultats. Cependant, on note la bonne réaction

du modèle reproduisant des champs simulés en bonne adéquation avec les conditions de forçage. Notre stratégie de modélisation nous permet donc de poursuivre nos études de sensibilité en analysant plus précisément les échelles de variabilité des flux de surface au regard du couvert végétal et de la topographie.

5.4 Conclusion

Dans l'ensemble, le modèle Méso-NH dans le contexte de notre étude montre des similitudes satisfaisantes dans son volet LES comparativement aux résultats de simulations LES trouvés dans la littérature. Nous avons montré les différences induites par le forçage thermodynamique et/ou de surface. Dans tous les cas, le modèle présente une réponse physique cohérente et satisfaisante face aux changements de conditions de forçage. L'organisation des flux turbulents E et H diffère en surface. Selon les cas, cette organisation semble être le résultat d'une compétition entre l'organisation de la turbulence et des structures cohérentes et l'organisation des paramètres de surfaces et de leur hétérogénéité. Ces deux variables (E et H) interviennent dans le bilan énergétique et hydrologique d'une parcelle et leur organisation en fonction de la topographie peut aider à comprendre l'impact de la topographie sur les processus hydrologiques. Dans le chapitre suivant, nous nous intéresserons à l'organisation des flux turbulents de surface et à l'impact de la topographie sur ces derniers.

6

Variabilité spatiale des flux turbulents de surface au sein du bassin versant d'ARA

Dans le chapitre précédent, la variabilité des flux turbulents de surface a été discutée au regard des conditions de forçages atmosphériques caractéristiques des saisons sèche et humide. L'objectif était de mettre en évidence la bonne représentation des flux dans notre démarche de simulation. Dans ce chapitre, une analyse statistique complémentaire est proposée afin d'identifier les signatures du relief et de la végétation sur la variabilité des flux turbulents de surface simulés.

6.1 Échelle de variabilité des forçages de surface

Pour mettre en évidence et quantifier les échelles de variabilité des flux turbulents de surface, nous utilisons ici l'analyse variographique décrite en détail en Annexe 1. Les cartes variographiques présentées à cet effet ont été obtenues à partir de la fonction "variogram" du logiciel graphique R. Les analyses ont été réalisées sur les sorties de modèle dans le domaine 3 (250 m de résolution). Pour le calcul du variogramme, le paramètre fixant la distance entre deux points est déterminé par la résolution du domaine 3. Il est donc fixé à 250 m.

6.1.1 La topographie

La figure 6.1(a) présente le relief à la résolution de 250 m, tel qu'il a été utilisé dans nos simulations. Elle montre un relief marqué dans la partie nord-ouest (NO) du domaine avec deux promontoires qui s'alignent sur une droite Sud-Ouest (SO) Nord-Est (NE). La carte variographique de ce relief (figure 6.1b) met également en évidence cette direction de corrélation SO-NE correspondant à un relief qui est peu variable dans cette direction. On note dans la direction sud-est (SE) nord-ouest (NO) une variabilité marquée qui identifie la pente moyenne dans cette direction. Pour supprimer ce signal de premier ordre que constitue la pente moyenne, nous avons soustrait cette pente moyenne au relief de la zone. Pour ce faire, nous avons estimé le relief moyen à partir d'une régression polynômiale de degré 6 (figure 6.2a). Puis, nous avons soustrait ce relief moyen au relief réel (figure 6.2b). Cette dernière représentation fait ressortir les éléments fins du relief en particulier l'éperon rocheux, ainsi que le réseau hydrographique (zones bleues). Ces éléments de reliefs sont ceux susceptibles d'affecter à fine échelle les circulations atmosphériques et donc les flux turbulents de surface. L'analyse variographique de ces structures fines du relief (figure 6.3) montre un premier ordre de variabilité orienté Sud-Ouest et Nord-Est de période 3 km et d'amplitude 8 m. Un deuxième ordre de variabilité orienté O et E de période 3 km et d'amplitude 2 m peut également être observé.

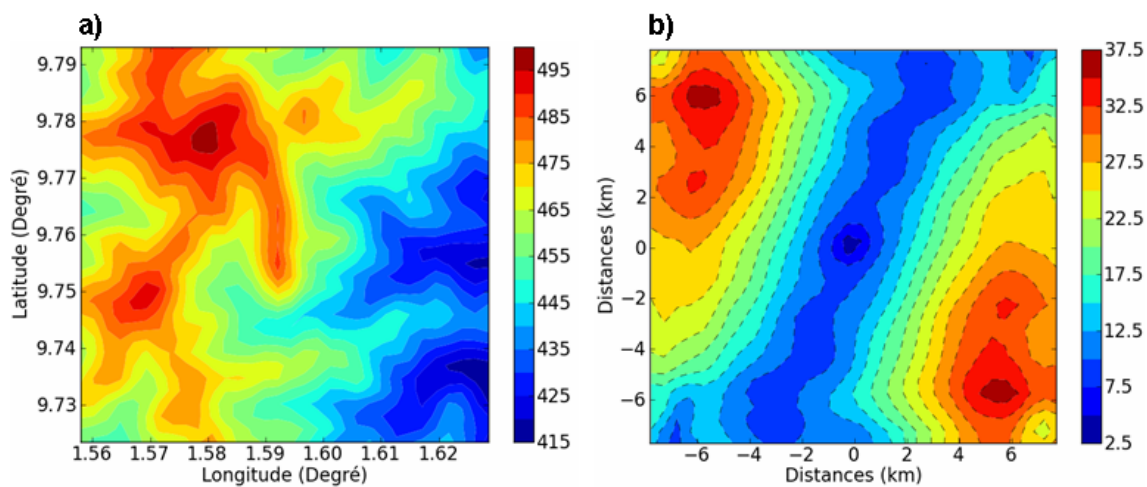


FIGURE 6.1 – a) Relief fin (m) utilisé dans le schéma de surface et b) La carte variographique (m).

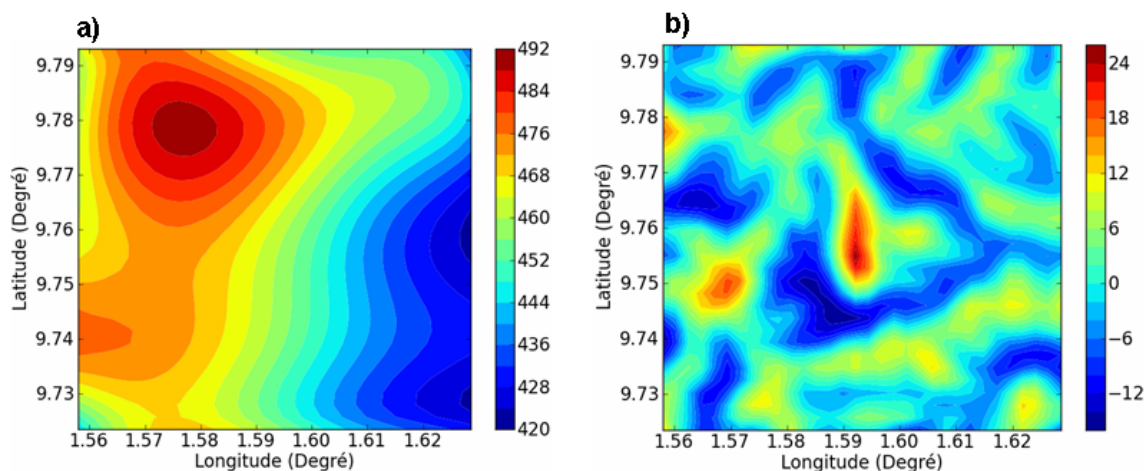


FIGURE 6.2 – a) Relief moyen et b) relief réel - relief moyen.

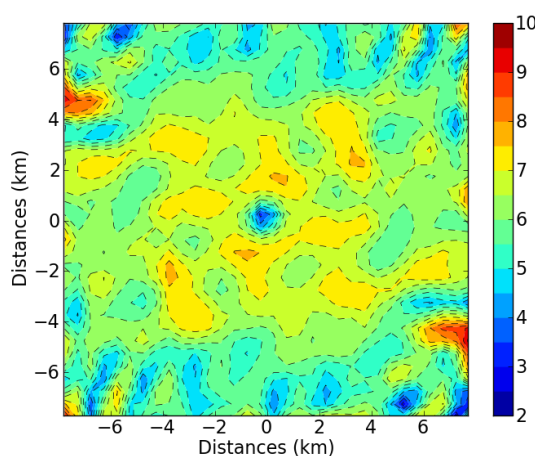


FIGURE 6.3 – Carte variographique (m) de la surface détendancée du relief fin.

6.1.2 La végétation

La figure 6.4 présente les cartes de l'indice foliaire (LAI) issu des données SPOT/HRV pour la saison sèche et la saison humide. Tout comme les cartes de fractions végétales issues de SPOT (figures 5.2(a) et 5.3(a) au chapitre 5), la partie ouest du domaine n'est pas documentée. Pour simplifier, nous avons considéré qu'en absence d'information on impose la classe de sol nu. Dans la suite de ces analyses, la région à l'ouest a été supprimée pour ne pas biaiser les résultats. La fenêtre de l'analyse variographique du LAI est donc réduite par rapport à celle précédemment utilisée pour la topographie. Les cartes des LAI (figure 6.4) montrent une variabilité moins marquée pour la saison sèche (différences de l'ordre de 0.2) alors que celle de la saison humide présente des amplitudes plus fortes (différences de 0.4). Cette analyse "à l'oeil" est précisée sur les cartes variographiques (figure 6.5).

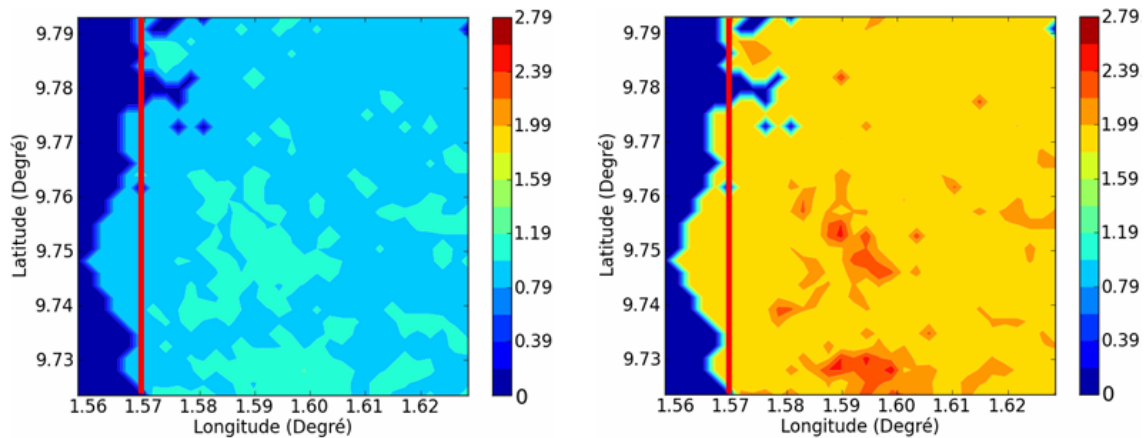


FIGURE 6.4 – Cartes de l'indice foliaire issu de SPOT/HRV pour la saison sèche (gauche) et la saison humide (droite).

En saison sèche, le domaine est quasiment homogène. On note une décorrélation plus marquée dans la direction SE-NO. En saison humide, on retrouve cette orientation SE-NO de décorrélation plus marquée avec des amplitudes de 0.8. L'analyse variographique des LAI issus de la base de données ECOCLIMAP n'est pas présentée car les valeurs de LAI restent homogènes sur tout le domaine 3, ces analyses n'apportent aucune information complémentaire.

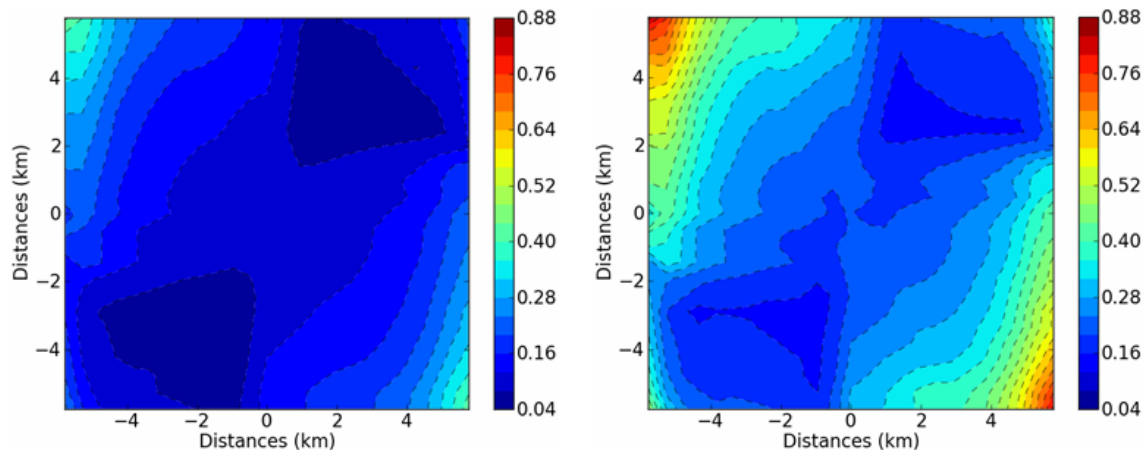


FIGURE 6.5 – Cartes variographiques de l'indice foliaire issu de SPOT/HRV pour la saison sèche (gauche) et la saison humide (droite).

6.1.3 Le vent de surface

Le champ de vent au sol analysé est celui obtenu après 24h de simulation et moyenné sur 20 minutes (figure 6.6). Les cartes variographiques du vent sont présentées sur la figure 6.7. En saison sèche avec la végétation ECOCLIMAP, le variogramme 2D montre

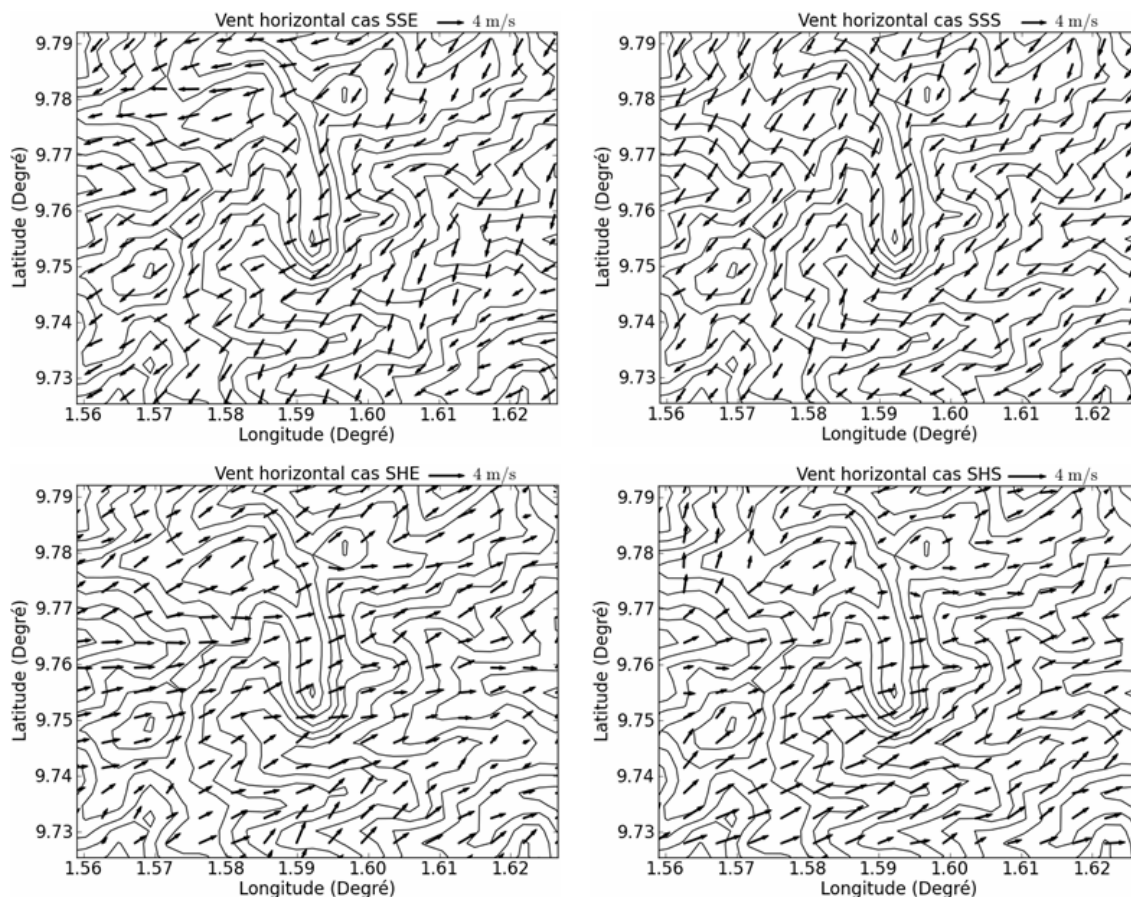


FIGURE 6.6 – Vents horizontaux (m/s) au premier niveau du modèle au sein du domaine 3 pour les quatre cas de simulations.

des structures organisées dans la direction du vent moyen (NE-SO) avec une distance de decorrélation de l'ordre de 2 km dans la direction SE-NO perpendiculaire au vent moyen. Pour la même saison et avec la végétation décrite par SPOT/HRV, on constate que les structures précédemment observées disparaissent. Le champ est relativement plus homogène sur une large partie du domaine 3. La végétation décrite par SPOT/HRV tend donc à homogénéiser le vent en surface sur l'ensemble du domaine. En saison humide avec la végétation décrite par ECOCLIMAP, on note une corrélation dans la direction SE-NO avec un gradient de variabilité marquée dans la direction SO-NE. Pour cette même saison avec la végétation décrite par SPOT/HRV, la direction de corrélation est modifiée et s'oriente est-ouest. La zone où le vent reste homogène est plus étroite et s'étend sur une largeur Nord-Sud de l'ordre de 4 km. On note dans la direction nord-sud un gradient marqué.

Sur l'ensemble des deux saisons les vents en surface sont influencés par la variabilité de la végétation. En saison sèche, la végétation tend à homogénéiser les vents dans le cas où

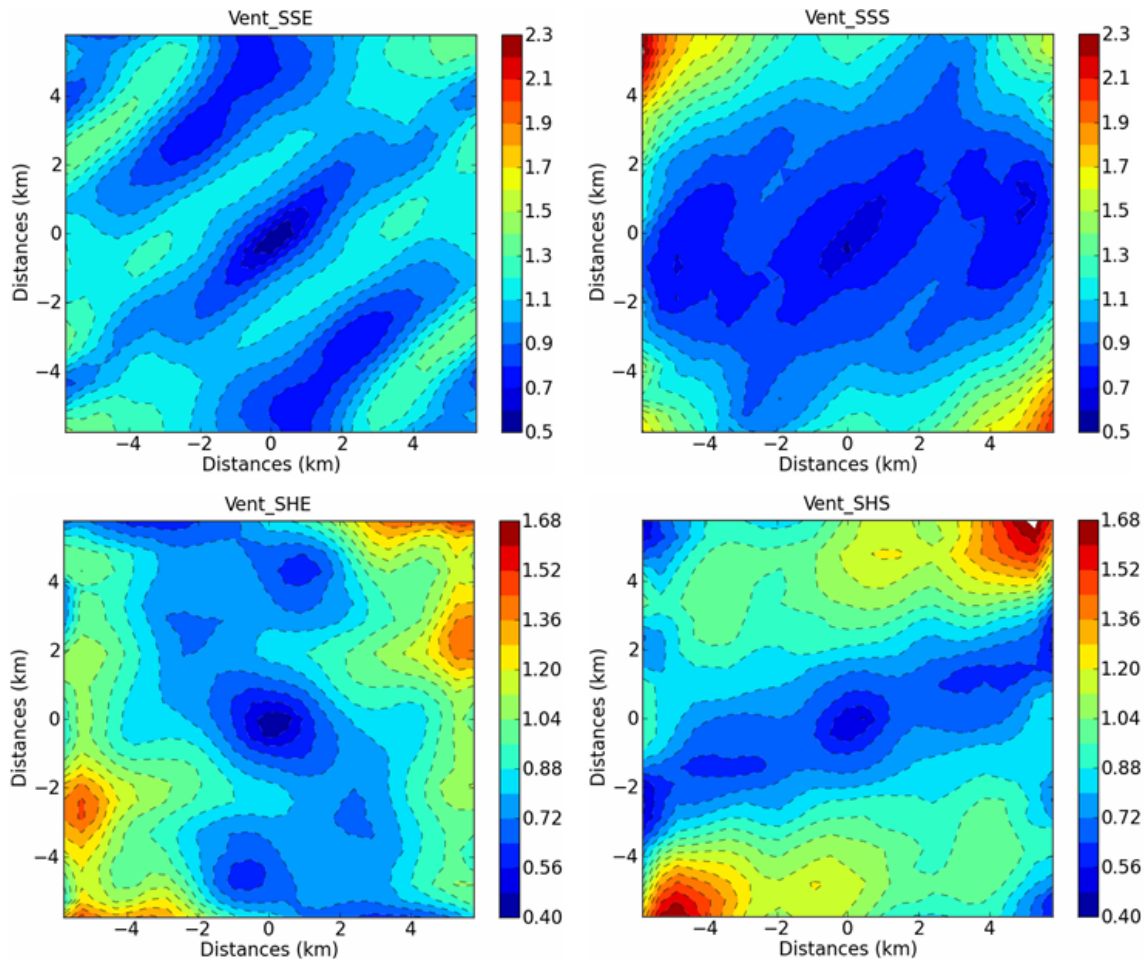


FIGURE 6.7 – Cartes variographiques du vent horizontal (m/s) pour les quatre expériences numériques.

celle-ci est décrite par SPOT alors que son action est nulle dans le cas ECOCLIMAP. En saison humide la direction de corrélation dans le cas SPOT/HRV est identique à celle de la saison sèche, mais la surface de corrélation est plus réduite.

6.2 Variabilité des flux turbulents de surface

Dans le chapitre 5, nous avons présenté les cartes des flux de surface simulés dans les quatre expériences numériques. Nous proposons dans cette section de préciser les échelles de variabilité de ces flux quand cela est possible et de les mettre en regard de celles identifiées précédemment pour le relief, la végétation et le vent en surface. Pour cela, notre démarche combine des analyses variographiques et des analyses Lagrangiennes. Les détails de ces deux méthodes sont décrits en Annexe 1 et 2.

6.2.1 Échelle de variabilité

6.2.1.1 Flux turbulent de chaleur sensible

La figure 6.8 montre la carte variographique de la chaleur sensible (W/m^2) pour les quatre simulations. En saison sèche, lorsque la végétation est décrite avec les données ECOCLIMAP, on note un gradient de chaleur sensible dans la direction est-ouest avec des structures orientées dans la même direction que le vent dominant. Pour cette même saison et avec la végétation décrite par SPOT/HRV, la surface de corrélation est plus large. Ce résultat montre ainsi que l'homogénéisation induite par la végétation sur le champ de vent impose sa signature sur le flux de chaleur sensible. En saison humide lorsque la végétation est décrite par ECOCLIMAP, les structures de variabilité du champ H sont assez isotropes dans les quatre directions cardinales. Pour cette même saison et avec la description de la

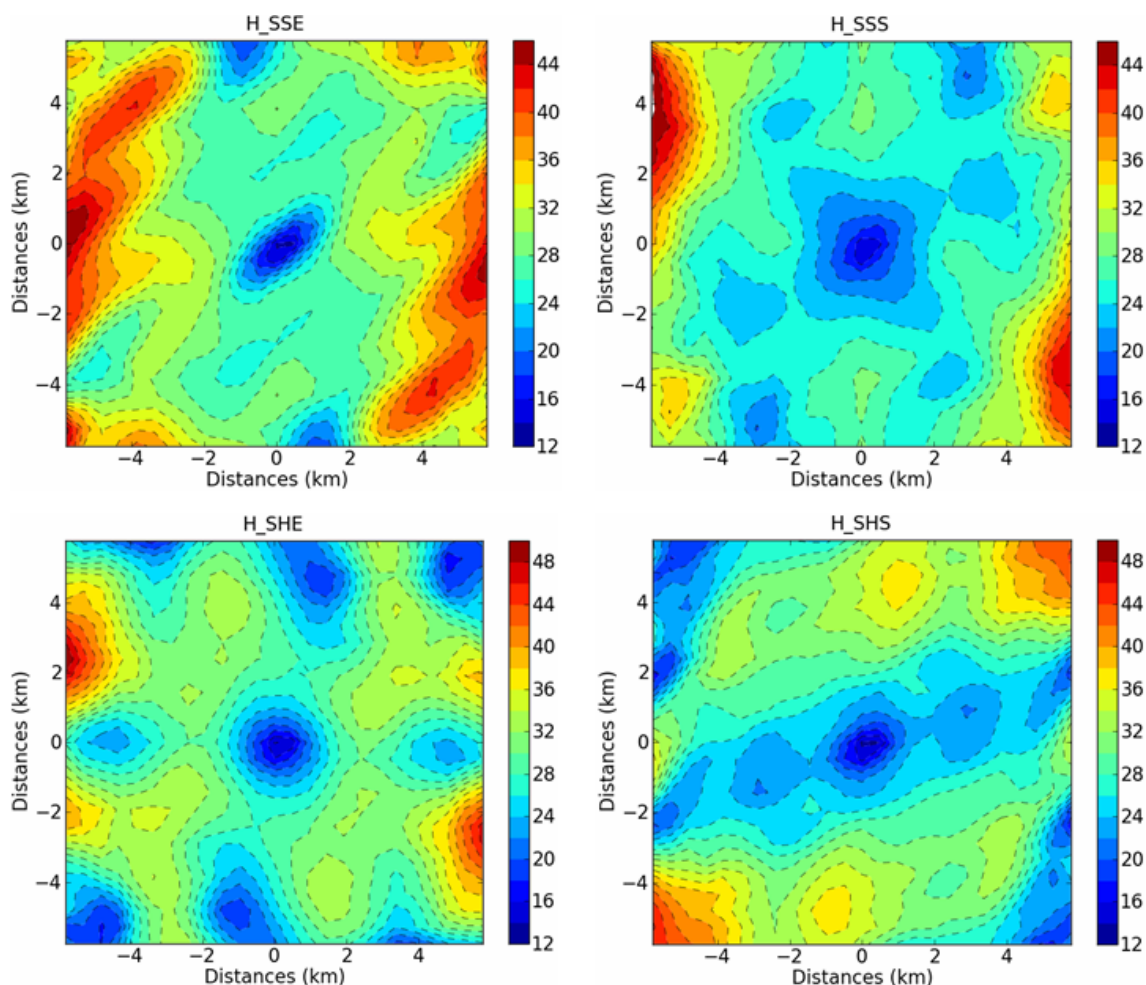


FIGURE 6.8 – Cartes variographiques du flux de chaleur sensible (W/m^2) pour les quatres expériences numériques.

végétation à partir des images SPOT/HRV, on retrouve une structure semblable à celle identifiée par le vent horizontal (figure 6.7).

Sur l'ensemble des deux saisons, le champ H dépend fortement du vent lorsque la végétation est décrite avec SPOT/HRV. Lorsque la végétation est décrite avec SPOT/HRV, les échelles de variabilité du champ H en saison sèche sont plus grandes (environ 6 km) qu'en saison humide (environ 4 km).

6.2.1.2 Flux turbulent de chaleur latente

Les cartes variographiques du flux de chaleur latente simulé dans le cadre des quatre expériences numériques sont présentées figure 6.9. Lorsque la végétation est décrite par ECOCLIMAP, on note que la chaleur latente est plus homogène comparée à la chaleur sensible dans les mêmes conditions (figure 6.8).

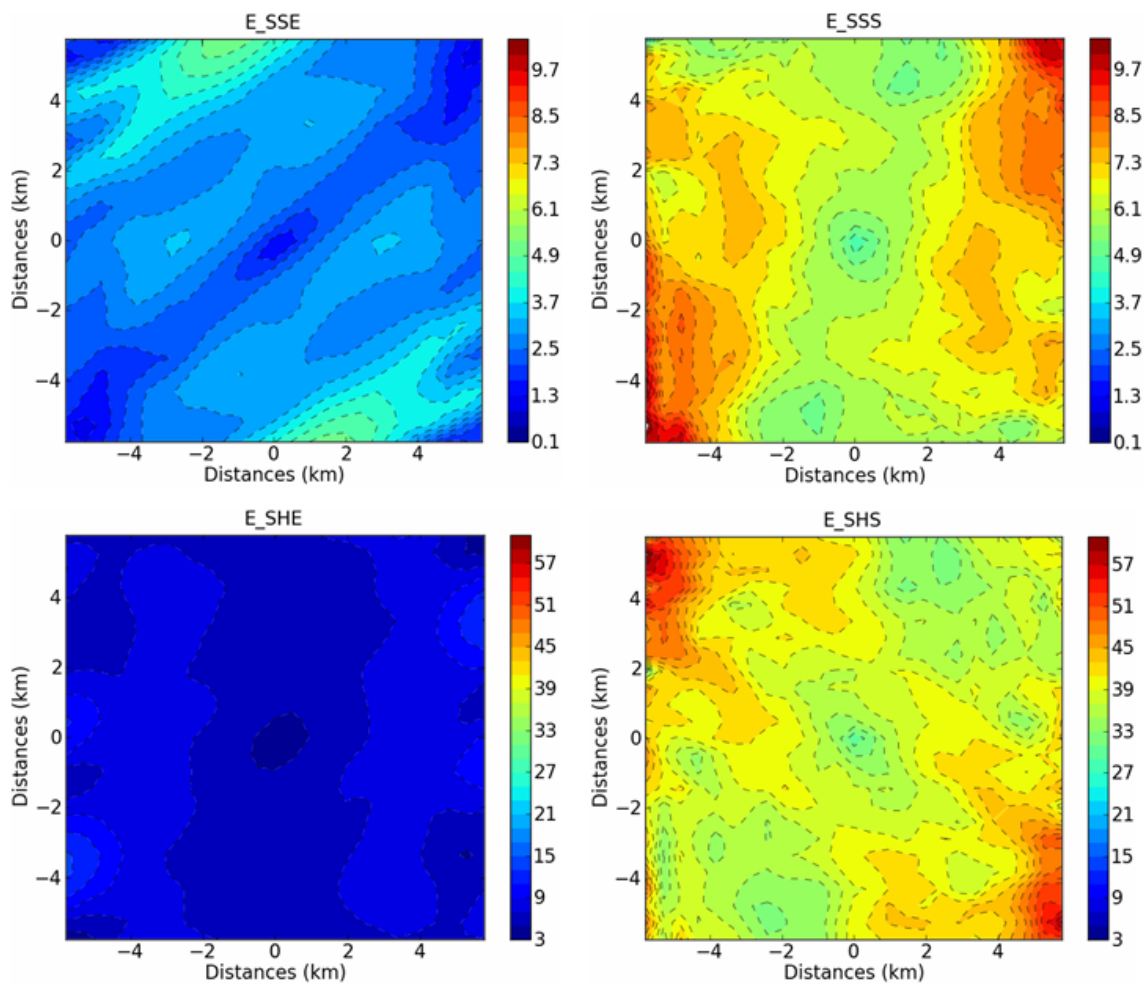


FIGURE 6.9 – Cartes variographiques du flux de chaleur latente (W/m^2) pour les quatre expériences numériques.

En saison sèche, avec la végétation décrite par ECOCLIMAP, les structures du champ E s'organisent dans la direction SO-NE comme celles du vent avec une même échelle de variabilité (de l'ordre de 2 km) dans la direction SE-NO. Ce résultat suggère que le champ E dépend du vent horizontal dans ces conditions. Lorsque la végétation est décrite avec SPOT/HRV, les structures se réorientent quasiment dans la direction sud-nord. La variabilité est donc plus marquée dans la direction Ouest-Est. Les structures de variabilité du champ E sont différentes de celles du LAI (figure 6.5). Ce résultat pourrait être dû à l'action combinée du vent et du relief. En saison humide, la chaleur latente est homogène lorsque la végétation est décrite avec ECOCLIMAP alors que lorsque la végétation est décrite par SPOT/HRV on retrouve la signature des échelles de variabilité du LAI. Ceci montre qu'en saison humide, la chaleur latente est essentiellement gouvernée par la végétation.

Lorsque la végétation est décrite avec ECOCLIMAP, le champ E est plus homogène que lorsque l'on utilise les données SPOT/HRV. L'hétérogénéité apportée par la végétation se ressent plus sur le champ E que sur le champ H.

Les sections suivantes introduisent une analyse Lagrangienne et des études de sensibilité qui nous permettent d'affiner ces éléments de résultats.

6.3 Analyses Lagrangiennes

Dans ce qui suit, nous analysons la signature du relief sur la variabilité spatiale des flux de surface. Pour ce faire nous réalisons des analyses lagrangiennes telles que décrites en Annexe 2. La fenêtre glissante utilisée est de 5 km x 5 km. Nous analysons les moyennes lagrangiennes de deux variables (i.e. le relief et le vent de surface) sous les barycentres des surfaces extraites à partir d'une valeur seuil sur les champs E et H. Les valeurs seuil sont déterminées par la moyenne horizontale sur tout le domaine des champs E et H et sont données dans le tableau 6.1.

Expérience numérique	Seuil pour E W/m^2	Seuil pour H W/m^2
Saison sèche-ECOCLIMAP (SSE)	27	363
Saison sèche-SPOT/HRV (SSS)	24	307
Saison sèche-humide (SHE)	188	375
Saison sèche-SPOT/HRV (SHS)	127	319

TABLEAU 6.1 – Seuils utilisés pour les analyses Lagrangiennes.

6.3.1 Signature du relief

Afin d'étudier l'action isolée du relief sur les échelles de variabilité des flux de surface, nous considérons dans cette section la seule expérience ECOCLIMAP par laquelle, comme nous l'avons vu précédemment, la signature de la végétation est faible voire inexistante dans la mesure où le LAI est homogène. La figure 6.10 présente les champs E et H (fond

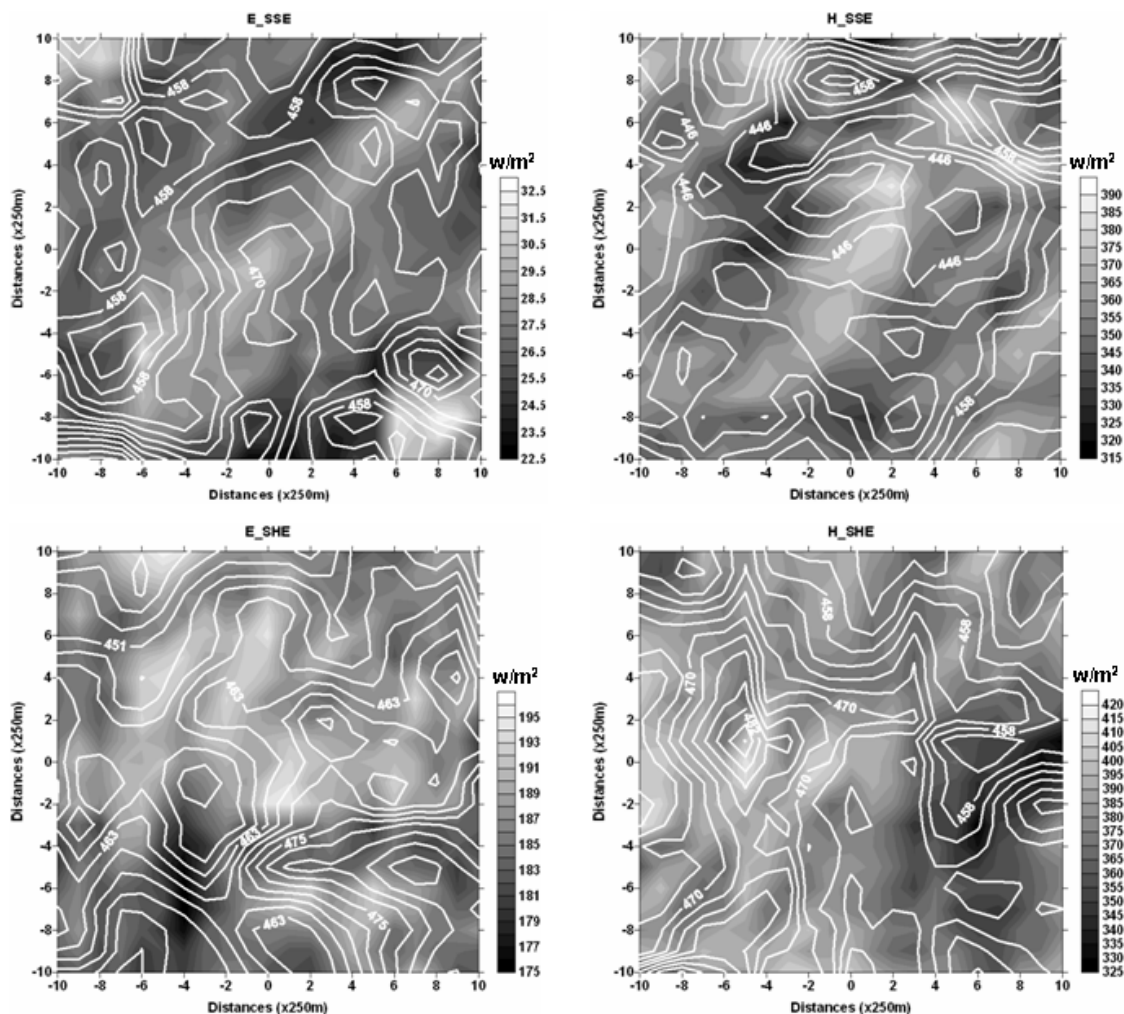


FIGURE 6.10 – Topographie lagrangienne (isocontour blanc) sur les moyennes des champs E et H (fond gris) dans l'expérience ECOCLIMAP sur une fenêtre de 5 km x 5 km

gris) superposé au relief Lagrangien (isocontour blanc). On note qu'en saison sèche (expérience SSE) les champs E et H sont alignés dans la direction du vent dominant. Les valeurs minimales et maximales de ces champs sont organisées sur les pentes du relief Lagrangien. En saison humide (expérience SHE), on observe la signature du vent dominant sur l'organisation des champs E et H. Cependant, les valeurs maximales et minimales des champs E et H s'organisent sur les pentes du relief Lagrangien.

En saison sèche, les champs E et H sont répartis spatialement par le couple vent-relief tandis qu'en saison humide seule l'action de la topographie sur leur répartition est observable. Cela peut s'expliquer par le fait que le vent est plus fort en saison sèche qu'en saison humide.

6.3.2 Signature du vent

Précédemment nous avons pu noter l'action du vent dans un cas de végétation homogène. Dans ce qui suit, nous analysons l'action du vent sur la répartition des champs E et H pour une végétation hétérogène (SPOT/HRV). La figure 6.11 présente le vent Lagrangien (flèches rouges) superposé aux moyennes des champs E et H (fond gris). En saison sèche (expérience SSS) l'orientation des structures de E n'est pas alignée dans la direction du vent dominant contrairement aux structures du champ H. Ainsi, pendant la saison sèche, la variabilité spatiale du champ H est donc plus influencée par le vent dominant que celle du champ E. Notons aussi que le vent pendant cette saison est peu dévié de sa direction principale. En saison humide, le constat est assez similaire à celui fait pour la saison sèche. En effet, le champ H présente une signature plus marquée du vent. En saison humide, la dynamique de basses couches est plus complexe comme l'indiquent les champs de vent de la figure 6.11.

L'étude Lagrangienne nous révèle que pour une végétation homogène en saison sèche, la variabilité spatiale des champs H et E est gouvernée par l'action combinée du vent et du relief bien que celui-ci soit peu marqué.

En saison humide pour une végétation homogène, la variabilité des champs E et H reste gouvernée par le relief selon l'étude Lagrangienne.

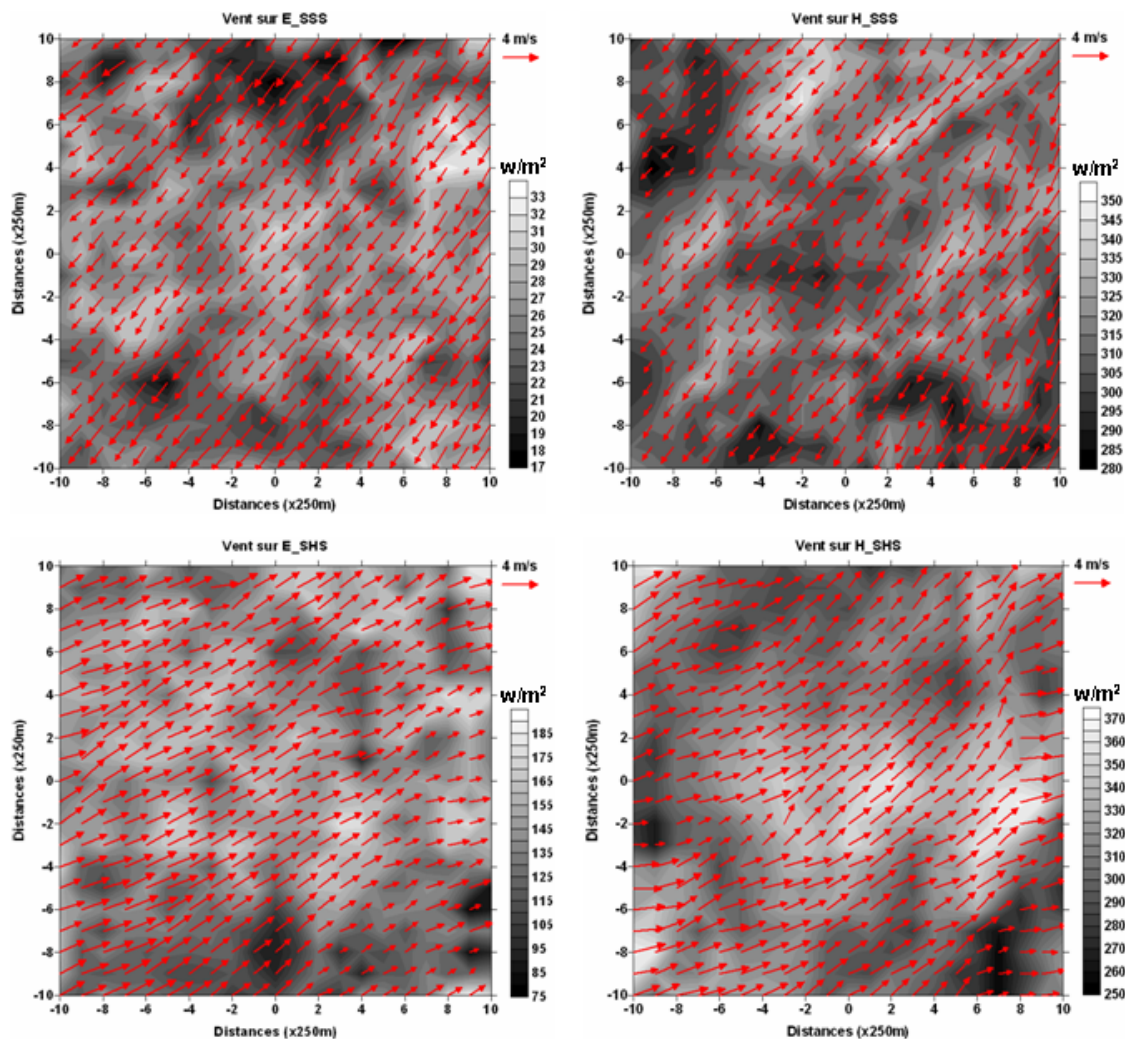


FIGURE 6.11 – Vent lagrangien (rouge) sur les moyennes des champs E et H (fond gris) dans l’expérience SPOT/HRV sur des fenêtres de 5 km x 5 km

En saison sèche comme en saison humide, sur végétation hétérogène, seule la variabilité du champ H est gouvernée par le vent.

6.4 Tests de sensibilité

Nous proposons dans cette section d’étudier la sensibilité des échelles de variabilité des flux turbulents de surface à i) la direction du flux atmosphérique et ii) la présence ou non du relief. Pour mener à bien ces objectifs, nous avons réalisé trois simulations supplémentaires décrites dans le tableau 6.2. La démarche numérique est la même que celle présentée au chapitre 5. Pour les expériences VEN01 et VEN02 seules les directions du vent des radiosondages ont été modifiées. Les intensités du vent et les profils thermiques ont été

Expérience	Saison	Orientation du vent	Végétation	Topographie
Simulation de référence : SSS		Nord-Est		
VEN01	Sèche	Est	SPOT/HRV	SRMT à 90 m
VEN02		Sud-Est		
PSS		Nord-Est		Pas de relief

TABLEAU 6.2 – Présentation des expériences numériques

conservés. Ces situations de vent d’Est et Sud-Est sont régulièrement observées en saison sèche en Afrique de l’Ouest, mais à des fréquences plus faibles au regard des situations de Nord-Est.

Les valeurs des flux de surface moyennés sur le domaine 3 diffèrent d’une expérience à l’autre comme le résume le tableau 6.3. On observe que pour l’expérience VEN01, le champ moyen E est i) supérieur de $7W/m^2$ à celui obtenu dans l’expérience SSS tandis que dans les expériences VEN02 et PSS respectivement, le champ E est ii) inférieur de $4W/m^2$ et de $2.5W/m^2$. La chaleur sensible est, quand à elle, encore plus influencée par l’orientation

Expérience	E moyen (W/m^2)	H moyen (W/m^2)
SSS	25.5	307
VEN01	32	290
VEN02	21.5	304
PSS	23	285.5

TABLEAU 6.3 – Valeurs moyennes des flux de surface pour les différentes expériences numériques.

du vent et à la présence, ou non, du relief. Les différences par rapport à la simulation de référence sont plus importantes. Ce résultat était attendu dans la mesure où en saison sèche le flux de chaleur sensible est le flux dominant. L’objectif de la section suivante est d’analyser la signature de ces directions du vent et la présence du relief sur ces échelles de variabilité des flux turbulents de surface.

6.4.1 Sensibilité à la direction du vent

La figure 6.12 présente le variogramme 2D de l’intensité du champ de vent pour les trois configurations numériques où seule la direction du vent diffère. La direction du vent influe considérablement sur la structure du champ de vent. Ce résultat était naturellement

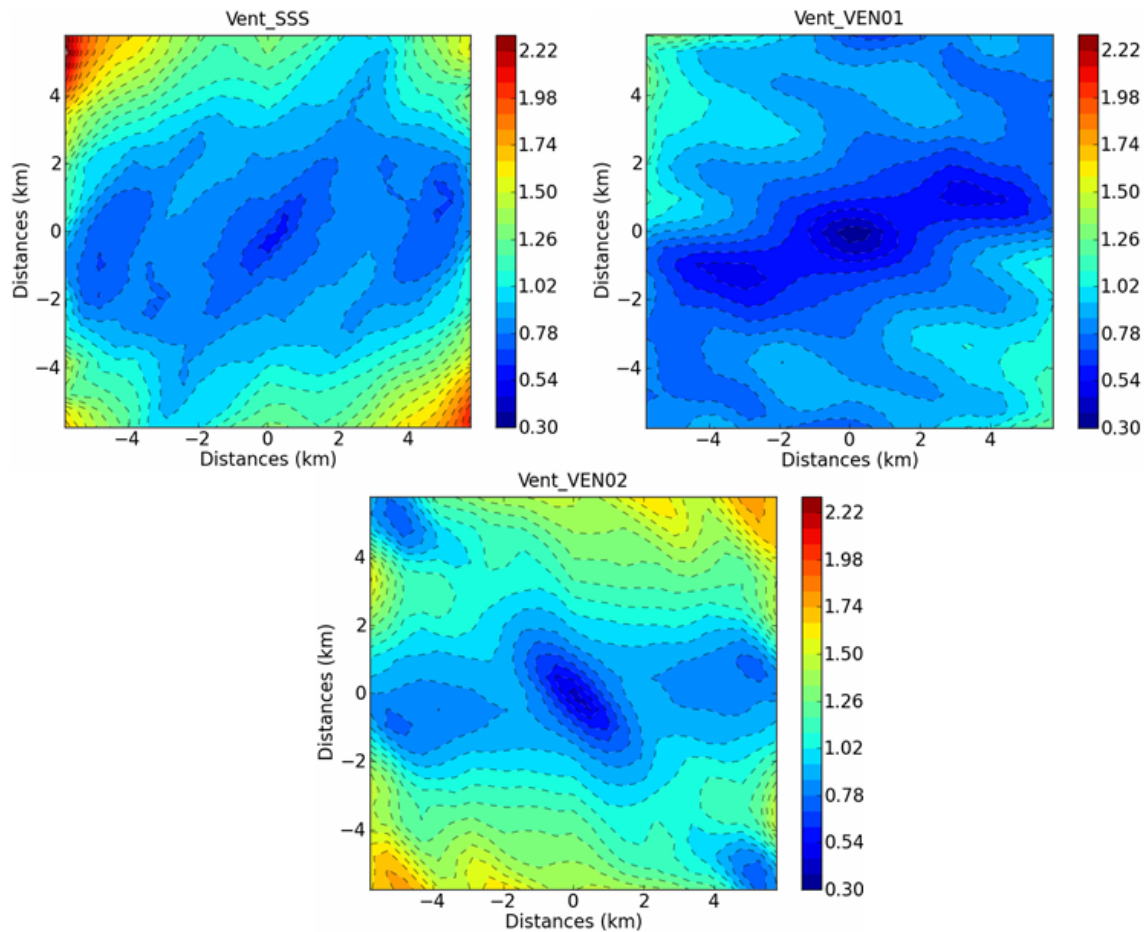


FIGURE 6.12 – Carte variographique de l'intensité du vent (m/s) de direction Nord-Est (SSS), Est (VEN01) et Sud-Est (VEN02)

attendu. On note cependant que malgré la faible altitude du relief celui-ci impose sa signature sur la structure des basses couches atmosphériques.

Par vent d'est (VEN01), le flux atmosphérique impacte quasiment de façon orthogonale le relief. Il en résulte un champ plus homogène que celui de référence (SSS). Par vent de Sud-Est (VEN02), le flux atmosphérique pénètre dans le système de vallée (figure 6.1(a)). La dynamique des basses couches va donc être très sensible aux fines échelles de variabilité du relief (figure 6.2(b)). La structure de ce vent se rapproche donc de celle obtenue à la figure 6.2(b).

6.4.1.1 Signature sur le champ H

La figure 6.13 présente les variogrammes 2D des flux de chaleur sensible simulés. La direction du vent dominant impacte également considérablement la variabilité spatiale de la chaleur sensible. Par vent d'est (VEN01), le champ H présente un gradient marqué

dans la direction SE-NO. Par vent de Sud-Est (VEN02), on note un gradient Nord-Sud plus marqué et une surface de corrélation plus faible que dans les deux autres expériences. Notons que pour l'expérience VEN02, les cartes variographiques du vent et du champ H présentent beaucoup de similitudes.

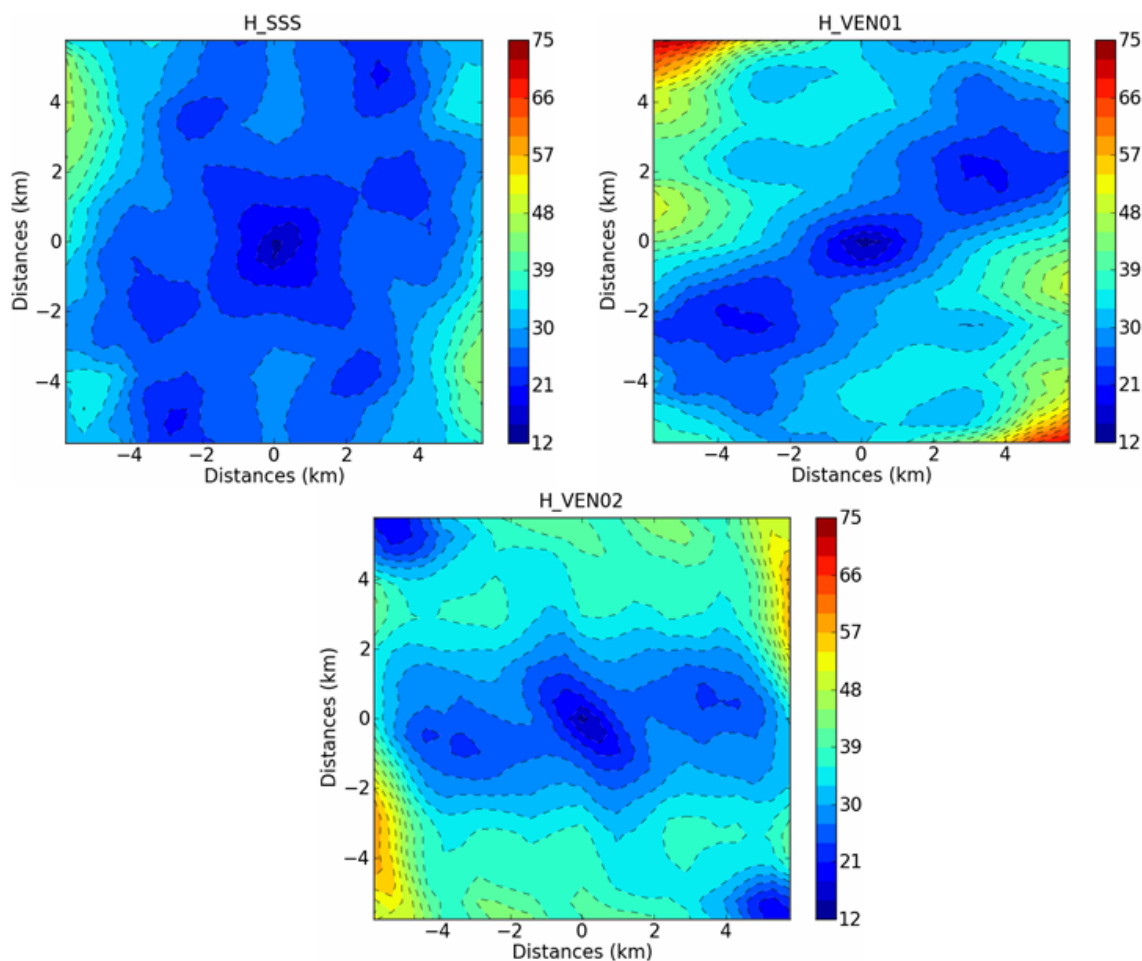


FIGURE 6.13 – Carte variographique de la chaleur sensible (W/m^2) issue des expériences de vent de : Nord-Est (SSS), Est (VEN01) et Sud-Est (VEN02).

6.4.1.2 Signature sur le champ E

La figure 6.14 présente les variogrammes 2D des flux de chaleur latente simulés par les expériences SSS, VEN01 et VEN02. Contrairement au champ H, le champ E semble moins influencé par la direction du vent. Les structures présentent quasiment les mêmes orientations et ces amplitudes de variabilité sont assez similaires.

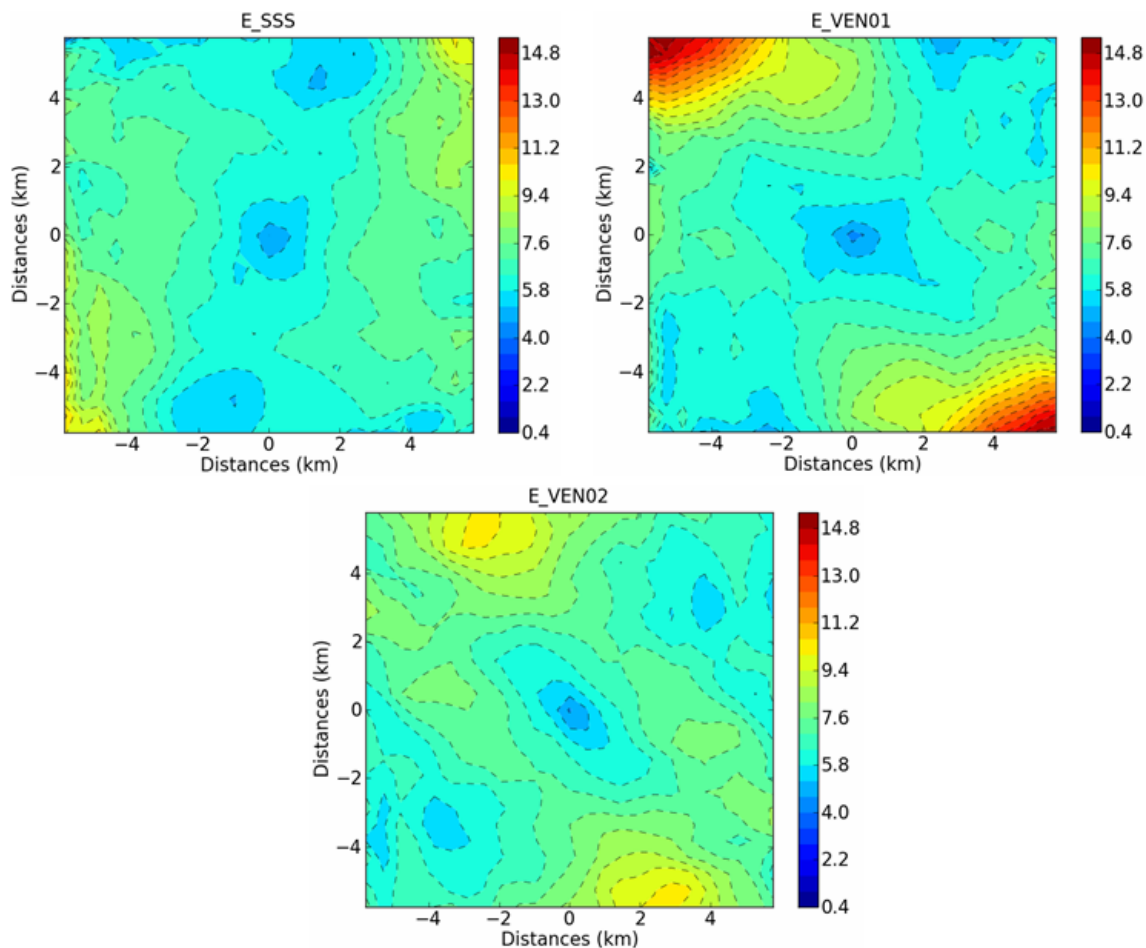


FIGURE 6.14 – Cartes variographiques de la chaleur latente (W/m^2) issues des expériences de vent de : Nord-Est (SSS), Est (VEN01) et Sud-Est (VEN02).

6.4.2 Sensibilité au relief

6.4.2.1 Signature sur les champs H et E

La figure 6.15 présente le variogramme 2D des flux H et E simulés pour les expériences SSS (référence) et PSS (sans relief). L'absence de relief homogénéise les flux turbulents de chaleur sensible et latente en particulier pour le champ E. Les amplitudes de variabilité sont plus intenses dans l'expérience SSS que dans l'expérience PSS. Ces simulations mettent en avant la contribution du relief sur la variabilité des flux de surface : i) le relief tend à amplifier la variabilité des flux et ii) le relief modifie les structures de variabilité de ces champs.

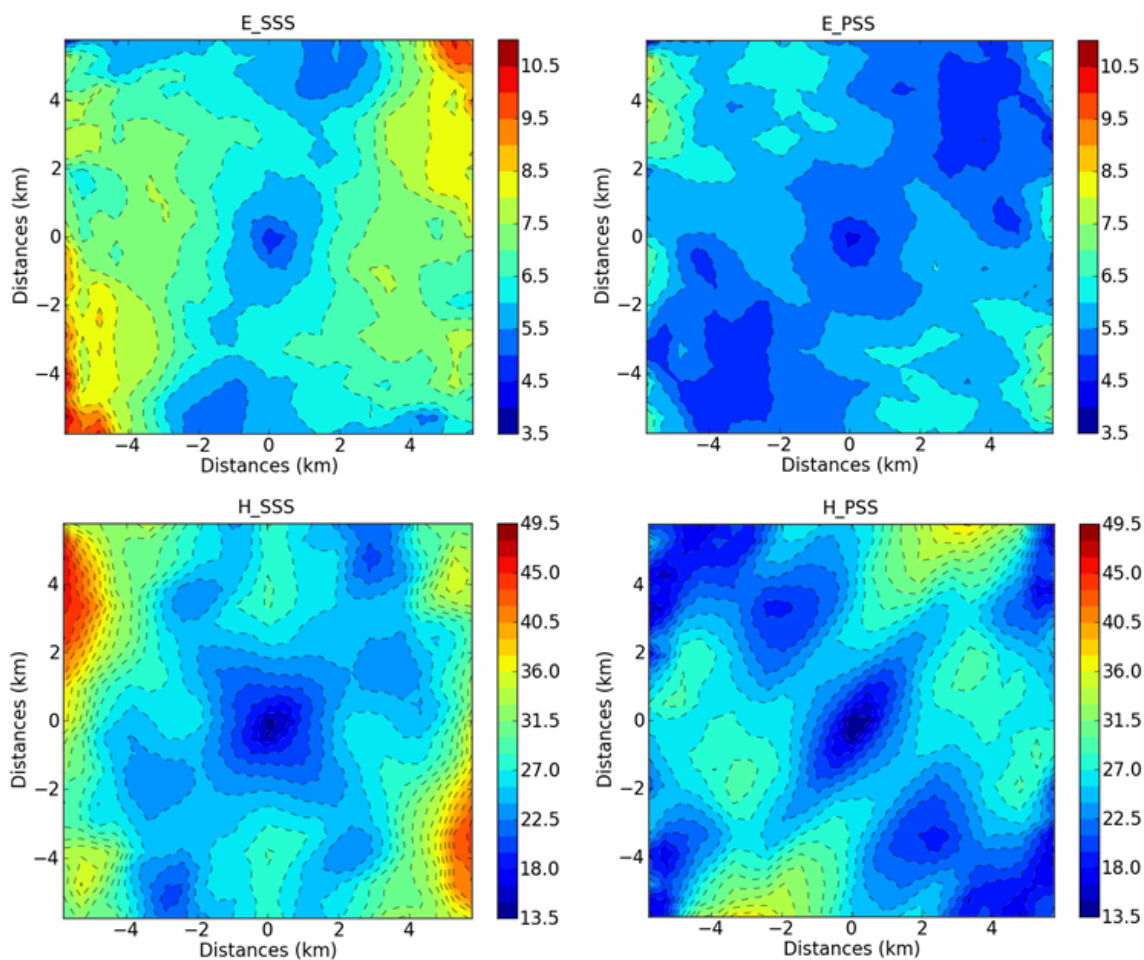


FIGURE 6.15 – Cartes variographiques de la chaleur latente et de la chaleur sensible (W/m^2) issues des expériences SSS et PSS.

6.5 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons étudié la variabilité spatiale des flux turbulents de chaleur sensible (H) et de chaleur latente (E) à l'échelle du domaine 3 pour des conditions de forçages atmosphériques représentatives des saisons sèche et humide en Afrique de l'Ouest.

Notre démarche s'est organisée en deux étapes. La première a consisté, quand cela était possible, à identifier les échelles de variabilité de ces champs à partir d'analyses variographiques. Nous avons élaboré des variogrammes 2D pour les quatre expériences numériques décrites au chapitre 5. Nos résultats montrent que :

1. En saison sèche, sur végétation hétérogène, la variabilité spatiale du champ H est gouvernée principalement par le champ de vent tandis que celle du champ E est difficile à mettre en lien avec un des forçages de surface (relief, végétation, vent) ;

2. En saison humide, sur végétation hétérogène, la variabilité du champ H dépend davantage du vent alors que celle du champ E dépend davantage de la végétation ;
3. La comparaison de la variabilité du flux de surface et du vent pour une saison donnée est très sensible à la description de la végétation.

Dans un deuxième temps, nous avons analysé la signature du relief et de la saison sur la variabilité des flux turbulents de surface. Pour mener à bien cet objectif, nous avons réalisé i) des analyses Lagrangiennes et ii) des études de sensibilité.

Nos résultats montrent que :

1. La variabilité spatiale du champ H dépend de l'orientation du vent donc du relief ;
2. La variabilité spatiale du champ E dépend moins de l'intensité du vent (test de sensibilité sur l'orientation du vent) et peut être très significativement modifiée par la présence ou non du relief (test de sensibilité sur le relief)
3. Pour une même saison et pour des mêmes conditions de forçage, on observe des structures de variabilité pour E et H qui sont très différentes.

L'ensemble de ces résultats numériques mériteraient une confrontation avec l'observation. Ces résultats mettent cependant en avant la forte variabilité de ces champs et nous interpellent sur la stratégie d'observation qui devrait être mise en oeuvre pour capturer ces échelles de variabilité. Cette question difficile, partagée par l'ensemble de la communauté internationale, reste posée. En bonne synergie avec les expérimentateurs de terrain, notre démarche de simulation pourrait apporter quelques éléments de réponse.

7

Conclusions et perspectives

7.1 Conclusions

7.1.1 État de l'art

Nos recherches ont permis de faire un tour d'horizon assez modeste sur la couche limite atmosphérique et les travaux de modélisation qui permettent sa compréhension. Dans cette approche, les stratégies de modélisation s'appuient sur une initialisation homogène du domaine de simulation, la surface est plane et aucun schéma de surface n'est utilisé. Dans les années 80, plusieurs études ont mis en évidence l'importance de la prise en compte des hétérogénéités de surface. En effet ces études indiquent que les hétérogénéités de surface génèrent des mouvements de méso-échelle qui modifient la structure de la couche limite atmosphérique. Les schémas de surface permettent la prise en compte des hétérogénéités de surface comme l'état hydrique des sols ou la présence d'un couvert végétal. La mise en place de ces schémas était motivée pour préciser les échanges sol/atmosphère dans les modèles de circulation générale et les modèles régionaux, dont les résolutions horizontales sont faibles comparées à celles des modèles LES. La mise en place de simulation LES impose une réflexion sur la paramétrisation sous-maille à utiliser et en particulier le choix de la longueur de mélange la plus appropriée pour rendre compte de la dynamique de la couche limite que nous souhaitons reproduire. Par ailleurs, la prise en compte des hétérogénéités de surface est devenue une source d'incertitude importante notamment lorsque la question de la confrontation avec les observations s'est posée. Enfin, il s'agissait aussi de comprendre quelles étaient les échelles de variabilité des hétérogénéités de surface

qui imposaient leur signature sur la structure de la couche limite. Depuis la seconde moitié des années 90, des études sur la couche limite contribuent à répondre à ces questions. Il ressort des études de Patton et al. (2005) que seules les hétérogénéités de surface vérifiant la condition ($4 < \lambda/z_i < 9$) où λ représente la longueur d'échelle des hétérogénéités de surface impactent la couche limite atmosphérique. Courault et al. (2007) ont montré avec le modèle Méso-NH que des hétérogénéités très rapprochées n'avaient aucun impact sur la couche limite atmosphérique.

Dans le contexte de l'Afrique de l'ouest, la prise en compte des hétérogénéités s'impose. Par contre, il est très rare de trouver dans la nature des hétérogénéités organisées en dehors de celles rencontrées sur les surfaces agraires ce qui ne facilite pas l'utilisation de condition au bord cyclique pour le forçage aux limites du modèle qui nous aurait affranchi de l'utilisation de modèles imbriqués.

7.1.2 La campagne AMMA dans la haute vallée de l'Ouémé

La campagne AMMA dans la haute vallée de l'Ouémé a permis d'effectuer des mesures de radiosondage à Parakou, des mesures sol aux stations météorologiques et des mesures de structure de l'atmosphère avec radar UHF et VHF à Djougou. A partir de ces données, nous avons mis en évidence le cycle diurne et saisonnier de la mousson dans la haute vallée de l'Ouémé. De façon globale, on retrouve dans la haute vallée de l'Ouémé les mêmes caractéristiques de la mousson telles que décrites par Lothon et al. (2008) dans le contexte de Niamey (zone Sahélienne). Il ressort de cette étude que seules les périodes sèche et humide sont des périodes moins perturbées, du point de vue du vent et l'humidité de l'air, dans le cycle de la mousson.

Par ailleurs la comparaison entre les sites de Parakou et de Djougou en terme d'évolution de la mousson montre que, de façon systématique, la température et l'humidité à Parakou sont plus élevées en comparaison du site de Djougou pendant les périodes dites instables (assèchement, humidification) de la mousson. Par contre pendant la saison humide, les similitudes sont très fortes.

Pour nos simulations, nous avons décidé de représenter la saison sèche par une moyenne composite de toute la période sèche comprenant la période d'assèchement et la période sèche de la mousson. La saison humide est représentée par une moyenne des radiosondages

de toute la période humide. Les observations de la campagne ont été utiles et incontournables pour la mise en place des simulations, afin de préciser les forçages atmosphériques. Malheureusement, le contexte expérimental tel qu'il a été proposé n'a pas permis d'utiliser ces observations pour la validation du modèle atmosphérique.

7.1.3 Le modèle Méso-NH et son évaluation

Nous avons mis en place des simulations LES pour rendre compte de la dynamique de la couche limite convective au-dessus des surfaces hétérogènes au Bénin. En l'absence d'observation dédiée à la validation du modèle pour ces échelles, notre démarche d'évaluation a se référencer aux sur les résultats de la littérature pour des conditions de couche limite convective. Nous avons comparé les profils verticaux simulés avec les tendances proposées dans la littérature. Il ressort de cette première analyse que le modèle Méso-NH reproduit parfaitement les structures d'une couche limite convective. Par ailleurs, nos résultats montrent que le couplage du modèle LES avec le schéma de surface ISBA permet une description cohérente et physique du forçage de surface vers l'atmosphère.

7.1.4 Variabilité des flux turbulents de surface

Nous avons adopté une stratégie de simulation bâtie sur trois modèles emboîtés. Nous avons réalisé une simulation représentant une saison sèche et une saison humide en Afrique de l'Ouest avec ou sans topographie, et pour deux bases de données de végétation différentes. Il s'agit des bases de données ECOCLIMAP et SPOT/HRV. Dans un objectif de caractérisation des échelles de variabilité spatiale des flux turbulents de chaleur latente (E) et chaleur sensible (H), nous avons utilisé des outils de géostatistique. Nos résultats montrent que :

1. En saison sèche, sur végétation hétérogène, la variabilité spatiale du champ H est gouvernée par le champ de vent et le relief tandis que celle du champ E est difficile à mettre en lien avec un des forçages de surface (relief, végétation, vent) ;
2. En saison humide, sur végétation hétérogène, la variabilité du champ H dépend surtout du vent alors que celle du champ E dépend essentiellement de la végétation ;

3. La comparaison de la variabilité du flux turbulent de surface et du vent pour une saison donnée est très sensible à la description de la végétation.

L'ensemble de notre travail nous montre que pour une même saison et pour des mêmes conditions de forçage, on observe des structures de variabilité pour E et H qui sont très différentes. Cette différence d'échelle de variabilité entre les champs H et E a été aussi observée par Lothon et al. (2007) avec des mesures d'avion dans le cadre de la campagne HAPEX-SAHEL au Niger.

7.2 Perspectives

La campagne AMMA offre un ensemble de données important permettant d'initialiser le modèle Méso-NH. Cependant, leur utilisation pour la validation du modèle reste limitée.

Le modèle Méso-NH et le schéma de surface auquel il est couplé offrent de réelles possibilités d'études agrométéorologiques. En effet, il est possible d'intégrer plusieurs types de données (humidité, température, paramètres de végétation issus de satellites, etc.) dans ce schéma de surface. Il permet donc l'estimation de l'évapotranspiration à l'échelle de la parcelle agrométéorologique. En effet, pour approfondir nos connaissances sur la demande en eau des cultures dans le contexte Ouest Africain, en particulier celui de la Côte d'Ivoire, la connaissance du terme d'évapotranspiration est nécessaire. Ce type de simulation nous offre aussi des perspectives de détermination des rendements agricoles à l'aide d'un modèle agrométéorologique forcé par les sorties Méso-NH. Nous prévoyons aussi l'étude de l'impact des techniques agricoles (aménagement des surfaces agraires) sur la couche limite et les conséquences que cela pourrait avoir sur le cycle de l'eau atmosphérique et à terme proposer d'autres techniques pour optimiser les rendements agricoles. Toutes ces études en perspectives pourraient s'appuyer sur des études de sensibilité.

Annexe 1 : Les analyses variographiques

Notion de variable régionalisée

Plusieurs phénomènes peuvent être représentés par des répartitions spatiales (ou régionalisation) de variables caractéristiques appelées variables régionalisées (Kourgli, 2007).

On appelle alors variable régionalisée $Z(x_i)$ la réalisation unique d'une fonction aléatoire $Z(x)$ en un lieu x_i . Par exemple, la mesure de l'intensité de la pluie et bien d'autres phénomènes naturels en un lieu est considérée comme une variable régionalisée. Ce concept de variable régionalisée a été introduit par Matheron (1962) qui précise que :

1. Localement en un lieu x_i , la variable régionalisée $Z(x_i)$ est aléatoire ;
2. Pour tout couple de points $(x, x+h)$ les variables aléatoires correspondantes ne sont pas en général indépendantes et sont liées par des relations de corrélation.

Stationnarité et ergodicité

Stationnarité stricte : Pour pouvoir appliquer les lois statistiques des fonctions aléatoires sur les variables régionalisées, il est nécessaire de poser des hypothèses de stationnarité. On admet que le processus étudié est stationnaire, c'est-à-dire que la loi de probabilité de la fonction aléatoire, associée aux variables régionalisées, est invariante par translation. En d'autres termes, on fait l'hypothèse par exemple que les différentes mesures de pluie à des stations différentes ne traduisent qu'une fluctuation autour de leur moyenne et qu'en plus cette fluctuation est identique d'un site à l'autre. Cette hypothèse est forte et peu applicable pour l'étude des milieux naturels. Pour alléger cette contrainte, on introduit

dans la loi statistique de la variable étudiée la notion de stationnarité d'ordre 2.

Stationnarité d'ordre 2 : Au lieu de considérer une invariance par translation sur la loi spatiale de la variable étudiée, la notion de stationnarité d'ordre 2 impose une invariance spatiale des seuls deux premiers moments de cette loi. En d'autres termes, seules l'espérance mathématique, la variance et la covariance entre couple de mesure doivent être invariants par translation. Cela revient à dire que la loi de la variable est prise invariable en chaque site de mesure pris isolément avec comme contrainte supplémentaire que la covariance des mesures effectuées en des sites distants de h ne dépend que de h . Mathématiquement, on écrit pour la stationnarité d'ordre 2 que :

1. L'espérance de $Z(x)$ existe et est identique en chaque site pris isolément.

$$E(Z(x)) = m$$

2. La covariance de $Z(x)$ entre deux paires de points de mesures x et $x + h$ existe et ne dépend que de h . Cette fonction de covariance $C(h)$ est appelée covariogramme.

$$Cov(Z(x), Z(x + h)) = C(h)$$

La stationnarité intrinsèque : La stationnarité intrinsèque est une notion qui porte sur les accroissements de la variable spatialisée étudiée qui sont invariants par translation. En d'autres termes, la notion de stationnarité intrinsèque est une notion de stationnarité d'ordre 2 appliquée aux seuls accroissements de la variable pour des couples de points de mesures. On suppose l'espérance des différences nulle et la variance fonction de la distance h séparant un couple de deux points de mesures. Mathématiquement cela s'écrit :

1. L'espérance de tout accroissement $Z(x + h) - Z(x)$ est nulle : $E(Z(x + h) - Z(x)) = 0$

2. La variance de tout accroissement $Z(x + h) - Z(x)$ entre deux paires de points de mesures x et $x + h$ existe et ne dépend que de h : $Var(Z(x + h) - Z(x)) = 2\gamma(h)$

Cette fonction de variance notée $\gamma(h)$ est appelée variogramme.

Tout processus stationnaire d'ordre 2 est stationnaire intrinsèquement. En effet, dans le cadre de l'hypothèse de stationnarité d'ordre 2, l'équation $2\gamma(h) = 2(C(0) - C(h))$ relie le covariogramme et le variogramme. L'existence du covariogramme implique l'existence du variogramme mais l'inverse n'est pas forcément vrai (Baillargeon, 2005).

Ergodicité : L'hypothèse d'ergodicité vient en complément pour assurer que les moyennes spatiales, calculées à partir de tous les points de mesures sur un site D , convergent vers les espérances mathématiques du processus spatial à mesure que le domaine D croît. Cette propriété est indispensable sur le plan théorique pour envisager une inférence à partir d'une unique réalisation de la variable spatiale dont les mesures en certains points sont connues.

Définition du variogramme

Le variogramme permet d'analyser la continuité spatiale d'un échantillon pour ensuite estimer les valeurs de la même variable en des points où les mesures ne sont pas connues. La mise en place d'un variogramme se fonde sur le principe que des points voisins présentent plus de lien (on parle de dépendance) que des points éloignés les uns des autres. Le variogramme permet de mesurer cette dépendance en fonction de la distance les séparant. Il est souvent aussi appelé **fonction de structure**. Dans la pratique, le variogramme expérimental, basé sur les mesures d'observation, est le plus utilisé. La formulation mathématique du variogramme expérimental est donné par Goovaerts (1997) :

$$\gamma^*(h) = \frac{1}{2N(h)} (Z(x_i) - Z(x_i + h))^2 \quad (7.1)$$

où $N(h)$ est le nombre de paires de points de mesures séparés par la distance h et $Z(x_i)$ représente la mesure au point x_i . Le variogramme est représenté graphiquement en fonction de la distance de séparation des couples de points de mesures h . Ces représentations dans diverses expériences ont permis de déterminer certaines formes qui se répètent plus ou moins, qu'on appelle modèle de variogramme. En pratique, on essaie de faire correspondre le variogramme obtenu expérimentalement à l'un des modèles de variogramme connu.

Représentation du variogramme

La figure 7.1 présente les différents paramètres apparaissant sur un variogramme.

Effet pépité : Au voisinage de l'origine, un variogramme peut être continu ou discontinu.

Si $\lim_{h \rightarrow 0^+} \gamma(h) = C_0$, $C_0 > 0$, C_0 est appelé effet de pépité. Un saut abrupt à l'origine dénote

une faible ressemblance entre les valeurs régionalisées voisines. Un effet de pépite s'explique par des variations non détectées à micro-échelle.

Portée et palier : Le variogramme peut ou non atteindre un palier. Ce palier indique qu'à partir d'une certaine distance appelée portée, il n'y a plus de dépendance spatiale entre les données. Un palier n'est atteint qu'asymptotiquement. Dans ce cas, la portée réelle est infinie, mais une portée "pratique" est définie par la distance à laquelle le variogramme atteint 95% de la valeur de son palier (Baillargeon, 2005).

Si un variogramme est non borné, il ne possède ni portée, ni palier. La variance de la fonction aléatoire n'est pas définie pour un tel variogramme. Cette fonction aléatoire n'est donc pas stationnaire d'ordre 2, mais seulement stationnaire intrinsèquement.

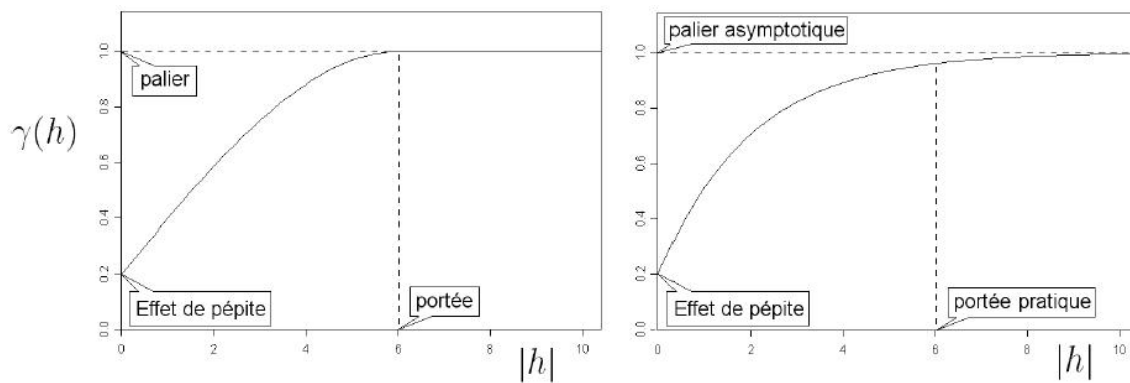


FIGURE 7.1 – Exemple de Variogramme d'après Baillargeon (2005).

Les analyses variographiques

Ces analyses s'appuient sur la représentation graphique du variogramme 2D. Le variogramme 2D généralise le variogramme unidimensionnel défini précédemment, dans une fenêtre de taille définie. Soit (x,y) les coordonnées relatives des points dans une fenêtre glissante $[(-x_{max}, x_{max}), (-y_{max}, y_{max})]$ centrée en (x_c, y_c) . Le variogramme 2D s'exprime par :

$$\gamma_{2D}(x, y) = \frac{1}{2N_{x,y}K} \sum_{k=1}^K \sum_{c=1}^{N_{x,y}} [Z((x_c, y_c), k) - Z((x_c + x, y_c + y), k)]^2 \quad (7.2)$$

où $N_{x,y}$ est le nombre de couples de points disponibles dans la fenêtre glissante et K le nombre d'observations. Par parité de la fonction, la carte des valeurs du variogramme 2D

est symétrique par rapport à l'origine de la fenêtre. L'analyse variographique apporte plus d'informations sur l'anisotropie d'un champ que le variogramme classique car il ne tient pas seulement compte de la distance entre deux points mais également de leur position dans l'espace. La carte variographique permet de déterminer si deux variables régionalisées de nature différente dépendent l'une de l'autre. Par exemple, Vanderlinden et al. (2008) ont permis, à partir de la carte variographique de l'évapotranspiration et du relief, de déterminer si la structure spatiale de l'évapotranspiration était le fait du relief.

Annexe 2 : Analyse lagrangienne

Pour permettre l'étude statistique de l'environnement impactant la variabilité spatiale des champs simulés, nous utilisons la méthode mise en place par Miniscloux (2001) dans le cadre de l'étude des cellules orageuses. Elle consiste à évaluer des moyennes lagrangiennes sous des points représentatifs du champ analysé. Par exemple, les analyses de Miniscloux (2001) s'appuient sur l'évaluation des moyennes Lagrangiennes sous les points de déclenchement des cellules pluvieuses. Cette démarche nécessite de définir au préalable i) une cellule pluvieuse et ii) son point de déclenchement.

Cette analyse géostatistique a été étendue par Godart (2009) pour l'étude des variables atmosphériques simulées. Cette généralisation s'organise en trois étapes :

1. Extraction des surfaces. Pour un seuil donné, il s'agit d'extraire l'ensemble des points de grille où la variable étudiée a une valeur supérieure à ce seuil.
2. Une fois les surfaces extraites, on calcule la position de leur barycentre. Ces points sont alors considérés comme "représentatifs" du champ analysé.
3. Calcul des moyennes lagrangiennes. Ce calcul consiste à engendrer un champ sur des fenêtres de taille fixée ayant pour origine les barycentres et à faire ensuite une moyenne de ces champs sur toutes les fenêtres. Cette étape est illustrée sur la figure 7.2 extraite de Yates (2006).

L'avantage de ces analyses lagrangiennes est d'identifier un lien statistique entre un champ remplissant un critère (ici seuil) avec la topographie par exemple ou tout autre champ comme le vent, la végétation, etc.

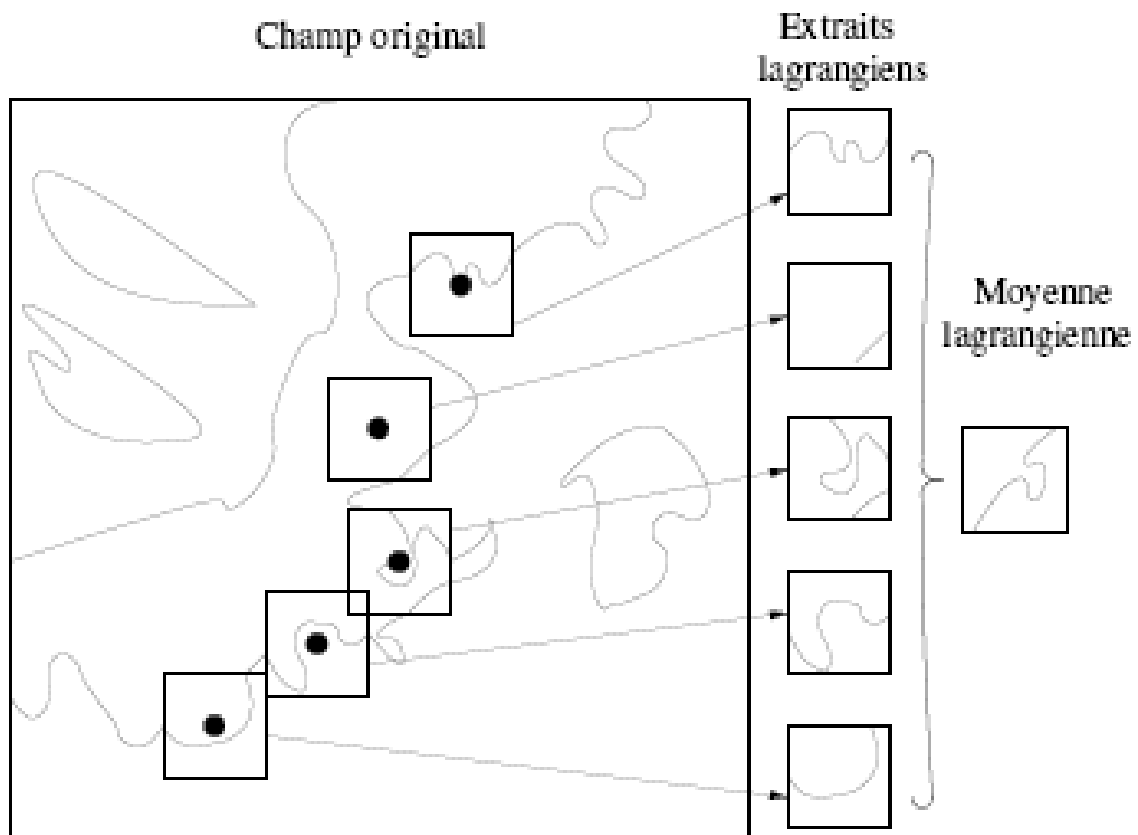


FIGURE 7.2 – A gauche on a les isocontours des champs dont on veut faire l’exploration lagrangienne sous les barycentres représentés par des points noirs, dans une fenêtre de la taille des carrés représentés autour des barycentres. Le champ est extrait de ces fenêtres et ces extraits sont ensuite moyennés pour donner la moyenne lagrangienne. (D’après Yates, 2006).

Bibliographie

André, J.-C., De Moor, G., Lacarère, P., Therry, G., and Du Vachat, R., 1978 : Modeling the 24-hour evolution of the mean and turbulent structures of the planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 35 :1861-1883.

André, J.C, Goutorbe, J.P, and Perrier, A., 1986 : HAPEX-MOBILHY : A hydrological atmospheric experiment for the study of water budget and evaporation flux at the climate scale. *Bull. Meteor. Soc.*, 67 :138-144.

Avissar, R., and Schmidt, T., 1998 : An evaluation of the scale at which ground-surface heat flux patchiness affects the convective boundary layer using large-eddy simulations. *J. Atmos. Sci.*, 55 :2666-2689.

Ayotte, K. W., Sullivan, P. P., Andrén, A., Doney, S. C., Holtslag, A. A. M., Large, W. G., McWilliams, J. C., Moeng, C.-H., Otte, M. J., Tribbia, J. J., and Wyngaard, J. C., 1996 : An evaluation of neutral and convective planetary boundary layer parameterizations relative to large eddy simulations. *Boundary-Layer Meteorol.* 79 :131-175.

Baillargeon, S. ,2005 : Le krigeage :Revue de la théorie et application à l'interpolation spatiale de données de précipitations. M.Sc. de l'Université Laval Quebec. 128 pp.

Betts, A. K., 1974 Reply to comment on the paper " Non-precipitating cumulus convection and its parameterization." *Quart. J. Roy., Meteor. Soc.*, 100 :469-471.

Biggs, W. G., and Graves, M. E. ,1962 : A lake breeze index. *J. Appl. Meteor.* 1 :474-480.

Bougeault, P., Lacarrère, P., 1989. Parameterization of orography-induced turbulence in a Mesobeta-scale Model. *Mon. Wea. Rev.* 117 :1852-1890.

- Burpee, R. W.**, 1972 : The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. *J. Atmos. Sci.*, 29 :77-90.
- Canut, G., Lothon, M., Saïd, F., and Lohou, F.**, 2009 : Observation of entrainment at the interface between monsoon flow and the saharan air layer. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 135 In press.
- Caubel, V.**, 2001 : Influence de la haie de ceinture de fond de vallée sur les transferts d'eau et de nitrate. Thèse de l'Université de Rennes, 155pp.
- Cheinet, S.**, 2003 : A multiple mass-flux parameterisation for the surface-generated convection. Part I : Dry plumes. *J. Atmos. Sci.*, 60 :2313-2327.
- Chen, D., and Brutsaert, W.**, 1995 : Diagnostics of land surface spatial variability and water vapour flux. *J. Geophys. Res.*, 117 :2113-2136.
- Chou, L. C., Chang, C. P., and Williams, R. T.**, 1990 : A numerical simulation of the Mei-Yu front and the associated low level jet. *Mon. Wea. Rev.* 118 :1408-1428.
- Clark, D. B., Taylor, C. M. and Thorpe, A. J.**, 2004 : Feedback between the land surface and rainfall at convective length scales. *J. Hydrometeorol.* 5 :625-639.
- Clark, D. B., Taylor, C. M., Thorpe, A. J., Harding, R. J. and Nicholls, M. E.**, 2003 : The influence of spatial variability of boundary layer moisture on tropical continental squall lines. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 129 :1101-1121.
- Clarke, R.H, Dyer, A.J, Brook, R.R, Reid, D.G and Troup, A.J.**, 1971 : The Wangara experiment boundary layer data. Div. of Meteor. Physics Tech. Paper No. 19. Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (CSIRO), Australia. 341pp.
- Courault, D., Drobinski, P., Brunet, Y., Lacarère, P., Talbot, C.**, 2007. Impact of surface heterogeneity on a buoyancy-driven convective boundary layer in light winds. *Boundary-Layer Meteorol.* DOI 10.1007/s10546-007-9172-y.
- Couvreux, F., Guichard, F., Bock, O., Campistron, B., Lafore, J.-P., and Redelsperger, J.-L.**, 2009 : Synoptic variability of the monsoon flux over west Africa prior to the onset. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* DOI : 10.1002/qj.473.

- Couvreur, F., Guichard, F., Masson, V., Redelsperger, J.L.**, 2007 : Negative water vapour skewness and dry tongues in the convective boundary layer : observations and large-eddy simulation budget analysis. *Boundary-Layer Meteorol.* 123 :269-294.
- Couvreur, F., Guichard, F., Redelsperger, J.L., Kiemle C Masson, V., Lafore, J.P., Flamant, C.**, 2005 : Water vapour variability within a convective boundary-layer assessed by large-eddy simulations and IHOP_2002 observations. *Quart. J. Roy. Meteorol Soc.* 131 :2665-2693.
- Couvreur, F.**, 2005 : Variabilité de la vapeur d'eau de la couche limite convective continentale. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse III, 192pp.
- Cuxart, J., Bougeault, P., Redelsperger, J-L.**, 2000 : A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Quart J. Roy. Meteorol. Soc.* 126 :1-30.
- Deardorff, J.W.**, 1980 : Strato-cumulus capped mixed layers derived from a three-dimensional model. *Boundary-Layer Meteorol.* 18 :495-527.
- Deardorff, J., W.**, 1974 : Three dimensional numerical study of the height and mean structure of a heated planetary boundary layer. *Bound.-Layer Meteorol.* 7 :81- 106.
- Deardorff, J., W.**, 1972 : Numerical investigation of neutral and unstable planetary boundary layers *J. Atmos. Sci.*, 29 :91-115
- Deardorff, J., W.**, 1979 : Prediction of convective mixed-layer entrainment for realistic capping inversion structure. *J. Atmos. Sci.*, 36 :424-436.
- De Moor, G.**, 2006 : Couche limite atmosphérique et turbulence ; Les bases de la micro-météorologie dynamique. Cours et manuels N°16, Météo France. 401 pp.
- Derbyshire, S. H.**, 1994 : A balanced approach to stable boundary layer dynamics, *J. Atmos. Sci.* 51 :3486-3504.
- Diedhiou, A., Janicot, S., Viltard, A., De Felice, P., Henry, L.**, 1999 : Easterly wave regimes and associated convection over West Africa and tropical atlantic : Results from the NCEP/NCAR and ECMWF reanalyses. *Clim. Dyn.* 15 :795-822.
- Driedonks, A., G., M. and Tennekes, H.**, 1984 : Entrainment effects in the well-mixed atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.* 30 :75-105.

- Dubroeuq, D.**, 1977 : Carte pédologique de reconnaissance de la République Populaire du Bénin à 1/200000 : Feuille Parakou, ORSTOM, Paris, France.
- Faure, P.**, 1977 : Carte pédologique de reconnaissance de la République Populaire du Bénin à 1/200000, feuille Djougou, ORSTOM, Paris, France.
- Findikakis, A.N., Street, R.L.**, 1979. An algebraic model for subgrid-scale turbulence in stratified flows. *J Atm Sci.* 36 :1934-1949.
- Fink, A. H., Vincent, D. G., Erimert, V.**, 2006 : Rainfall types in the west African sudanian zone during the summer monsoon 2002. *Mon. Wea. Rev.* 134 :2143-2164,
- Finnigan, J. J., Clement, R., Malhi, Y., Leuning, R., and Cleugh, H. A.**, 2003 : A re-evaluation of long-term flux measurement techniques part I : Averaging and coordinate rotation. *Boundary layer Meteorol.* 107 :1-48.
- Foster, R.C., Vianey, F., Drobinski, P., Carlotti, P.**, 2006. Near-surface coherent structures and the vertical momentum flux in a large-eddy simulation of the neutral-stratified boundary-layer. *Boundary-Layer Meteorol.* 120 :229-255.
- Garratt, J. R.**, 1994 : The atmospheric boundary layer. Cambridge University Press. 316 pp.
- Garrett, A. J.**, 1982 : A parameter study of interactions between convective clouds, the convective boundary layer, and a forested surface. *Mon. Wea. Rev.*, 110 :1041-1059.
- Godart, A.**, 2009 : Les précipitations orographiques organisées en bandes dans la région Cévennes-Vivarais : caractérisation et contribution au régime pluviométrique. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, 335pp.
- Goovaerts, P.**, 1997 : Geostatistics for natural resources evaluation. Oxford University Press, 483 pp.
- Gopalakrishnan, S. G., and Avissar, R.**, 2000 : An LES study of the impacts of land surface heterogeneity on dispersion in the convective boundary layer. *J. Atmos. Sci.* 57 :352-371.
- Goutorbe, J. P., Dolman, A. J., Gash, J. H. C., Kerr, Y. H., Lebel, T., Prince, S. D., and Stricker, N. M. E.**, 1997 : HAPEX-SAHHEL. Elsevier, 1079 pp.

- Guichard, F., Kergoat, L., Mougin, E., Timouk, F., Baup, F., Hiernaux, P., Lavenu, F.**, 2009 : Surface thermodynamics and relative budget in the Sahelian Gourma : Seasonal and diurnal cycles. *J. Hydrol.* 375 :161-177.
- Guilbaud, C .**, 1996. Etude des inversions thermiques : Application aux écoulements atmosphériques dans des vallées encaissées. Thèse de doctorat Université Joseph Fourier-Grenoble 1.
- Guyot A.**, 2006. Evaluation des flux d'évapotranspiration par scintillométrie à l'échelle du bassin versant. Master 2R STUE. Université Joseph Fourier grenoble 1.
- Guyot, A., Cohard, J.-M., Anquetin, S., Galle, S., Lloyd, C. R.**, 2009 : Combined analysis of energy and water balances to estimate latent heat flux of a Sudanian small catchment. *J. Hydrol.* 375 :227-240.
- Guyot, A.**, 2010 : Estimation de l'évapotranspiration sur un couvert complexe par utilisation de la scintillometrie infrarouge. Application à un bassin versant de zone soudano-sahélienne (Bénin). Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, 221pp.
- Heinemann, G., Kerschgens, M.**, 2005. Comparison of methods for area-averaging surface energy fluxes over heterogeneous land surfaces using high-resolution non-hydrostatic simulations. *Inter J Climatol.* 25 :379-403.
- Huang, H.-Y., Stevens, B., and Margulis, S., A.**, 2008 : Application of dynamic subgrid-scale models for large-eddy simulation of the daytime convective boundary layer over heterogeneous surfaces. *Boundary Layer Meteorol.*, 126 :327-348.
- Huang, J., Lee, X., and Patton, E. G.**, 2008 : A modelling study of flux imbalance and the influence of entrainment in the condensative boundary layer. *Boundary layer Meteorol.* 127 :273-292.
- Inagaki, A., Letzel, M. O., Raasch, S., and Kanda, M.**, 2006 : Influence of surface heterogeneity on energy imbalance : A study using LES. *J. Meteorol. Soc. Jap.* 84 :187-198.
- Janicot, S.**, 1992 : Spatiotemporal variability of West African rainfall. Part I : Regionalizations and typings. *J. Climate*, 5 :489-497.
- Kaimal, J., C, and Businger, J., A.**, 1970 : Case studies of a convective plume and a dust devil *J. Appli. Meteorol.*, 9 :612-620.

- Kalapureddy, M., Campistron, B., Lohou, F., Lothon, M., Saïd, F.,** 2009. Wind profiler observations of the intra-seasonal variability of the West African monsoon troposphere dynamics. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 136(s1) : 77-91.
- Kanda, M., Inagaki, A., Letzel, M.O., Raasch, S.,** 2004. LES study of the energy imbalance problem with eddy-covariance fluxes. *Boundary-Layer Meteorol* 110 :39-67.
- Kim, H., Noh, Y., and Raasch, S.,** 2004 : Interaction between wind and temperature fields in the planetary boundary-layer for a spatially heterogeneous surface heat flux. *Boundary-layer Meteorol* 11 :225- 246.
- Kohler, M., Kalthoff, N., and Kottmeier, C.,** 2009 : The impact of soil moisture modifications on CBL characteristics in West Africa : A case-study from the AMMA campaign. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* DOI : 10.1002./qj.430.
- Kouadio Y.,** 2002. Influence des paramètres météo-océaniques de l'atlantique tropical sur la pluviométrie en Côte d'Ivoire. Thèse de l'Université de Cocody, Côte d'Ivoire, 176pp.
- Kourgli, A.,** 2007 : Analyse variographique, modélisation et synthèse de textures appliquées aux images numériques. Thèse de doctorat d'état, Université des sciences et de la technologie Houari Boumediene. 168 pp.
- Lafore J-P., Stein, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron, J., Fischer, C., Hérelil, P., Mascart, P., Masson, V., Pinty, J.P., Redelsperger, J.L., Richard, E., Vila-Guerau de Arellano, J.,** 1998. The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I : adiabatic formulation and control simulations. *Ann Geophys* 16 :90-109.
- Le Barbé, L., Lebel, T. and Tapsoba, D.,** 2002. Rainfall variability in West Africa during the years 1950-90. *J.Climate*, 15 :187-202.
- Lebel, T., Delclaux, F., Le Barbé, L., and Polcher, J.,** 2000 : From GCM scales to hydrological scales : rainfall variability in West Africa. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 14, pp. 175-295.
- Leclerc, M. Y., Shen, S., and Lamb, B.,** 1997 : Observation and large-eddy simulation modeling of footprints in the lower convective boundary layer. *J. Geo. Res* 102, NO. D8, 9323-9334.

- Lemone, M. A., Chen, F., Alfieri, J. G., Tewan, M., Geerts, B., Miao, Q., Grossman, R., L., Coulter, R. L.**, 2007 : Influence of land cover and soil moisture on the horizontal distribution of sensible and latent heat fluxes in southern Kansas during IHOP_2002 and CASES-97. *J. Hydrometeorol.* 8 :68-87.
- Lemone, M. A.**, 1990 : Some observations of vertical velocity skewness in the convective planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 47 :1163-1169.
- Lenschow, D. H., and Stephens, P. S.**, 1980 : The role of thermals in the convective boundary layer. *Boundary layer Meteorol.* 19 :509-532.
- Lesieur, M.**, 1997. *Turbulence in Fluids : Third revised and enlarged edition.* Kluwer academic publishers.
- Lilly, D. K.**, 1967. The representation of small-scales turbulence in numerical simulation experiments. In *Proc. IBM Sci. Comput. Symp. On Environmental Sci.*, Nov. 14-16, 1966, Thomas J. Watson Res. Center, Yorktown Heights, N.Y., IBM Form 320-1951, pp 195-210.
- Lothon, M., Couvreux, F., Donier, S., Guichard, F., Lacarrère, P., Lenschow, D. H., Noilhan, J., Saïd, F.**, 2007. Impact of coherent eddies on airborne measurements of vertical turbulent fluxes. *Boundary-layer Meteorol.* 124 :425-447.
- Lothon, M, Saïd, F, Lohou, F, and Campistron, B.**, 2008 : Observation of the diurnal cycle in the low troposphere of west Africa. *Mon. Wea. Rev.* 136 :3477-3500.
- Louis, J. F.**, 1979 : A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary-layer Meteorol.* 17 :187-202.
- Lyons, W. A.**, 1972 : The climatology and prediction of the Chicago lake breeze. *J. Appl. Meteor.* 11 :1259-1270.
- Mahé F.**, 2000. Application d'un modèle atmosphérique à l'étude des fluctuations d'indice de réfraction dans la couche limite : Influence de la scintillation sur l'analyse de front d'onde. Thèse de l'Université de Nice Sophia-Antipolis.
- Mahfouf, J. F., Richard, E., and Mascart, P.**, 1987 : The influence of soil and vegetation on the development of mesoscale circulations. *J. Clim and Appl. Meteor* 26 :1483-1495.
- Mahrt, L.**, 1987. Grid-averaged surface fluxes. *Mon Wea Rev.* 115 :1550-1560

- Mahrt, L.**, 1976 : Mixed layer moisture structure. *Mon Wea. Rev.*, 104 :1403-1407.
- Mascart, P., Noilhan, J., and Giordani, H.**, 1995 : A modified parameterization of flux-profile relationships in the surface layer using different roughness length values for heat and momentum. *Boundary layer Meteorol.* 72 :331-344.
- Masson, V., Champeaux, J-L., Chauvin, F., Meriguet, C., Lacaze, R.**, 2003 : A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *J. Climate*, 16 :1261-1282.
- Matheron, G.**, 1962 : *Traité de géostatistique appliquée (Tome 1)*. Technip, Paris.
- Meijninger, W.M.L., Beyrich, F., Lüdi, A., Kohsiek, W., De Brun, H.A.R.**, 2006. Scintillometer-based turbulence fluxes of sensible and latent heat over a heterogeneous land surface : A contribution to LITFASS-2003. *Boundary-Layer Meteorol* 121 :89-110.
- Meijninger, W.M.L., Hartogensis, O.K., Kohsiek, W., Hoedjes, J.C.B., Zuurbier, R.M., De Brun H.A.R.**, 2002. Determination of area-averaged sensible heat fluxes with a large aperture scintillometer over a heterogeneous surface Flevoland field experiment. *Boundary-Layer Meteorol* 105 :37-62.
- Mengelkamp, H.,T., Beyrich, F., Heinemann, G., Ament, F., Bange, J., Berger, F., Bösenberg, J., Foken, T., Hennemuth, B., Heret, C., Huneke, S., Johnsen, K.P., Kerschgens, M., Kohsiek, W., Leps, J.P., Liebenthal, C., Lohse, H., Mauder, M., Meijninger, W., Raasch, S., Simmer, C., Spie?, T., Tittlebrand, A., Uhlenbrock, J., and Zittel, P.**, 2006. Evaporation over a heterogeneous land surface : The EVA-GRIPS project. *Bull. Amer Meteorol. Soc.* DOI :10.1175/BAMS-87-6-775.
- Miniscloux, F.**, 2001 : *Précipitations orographiques et convectives en région Cévennes-Vivarais : validation de simulations numériques par des données pluviométriques et radar*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, 193pp.
- Moeng, C.-H., Didhia, J., Klemp, J., and Sullivan, P.**, 2007 : Examining two-way grid nesting for large eddy simulation of the PBL using the WRF model. *Mon. Wea. Rev.*,135 :2295-2311.
- Moeng, C.-H., and Rotunno, R.**, 1990 : Vertical-velocity skewness in the buoyancy-driven boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 47 :1149- 1162.

Moeng, C.-H., and Sullivan, P. P., 1994 : A comparison of shear- and buoyancy-driven planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.* 51 :999-1022.

Moeng, C.-H., and Wyngaard, J., C., 1988 : Spectral analysis of large-eddy simulations of the convective boundary layer. *J. Atmos. Sci.* 45 :3575-3587.

Moeng C.-H., 1984. A Large-Eddy Simulation model for the study of planetary boundary-layer turbulence. *J. Atmos. Sci.*, 41 :2052-2062.

Molders, N., and Raabe, A., 1996 : Numerical investigations on the influence of subgrid-scale surface heterogeneity on evapotranspiration and cloud processes. *J. Appl. Meteor.*, 35 :782-795.

Noilhan, J., Planton, S., 1989. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon Wea Rev.* 117 :536-549.

Ookouchi, Y., Segal, M., Kessler, R. C., and Pielke, R. A., 1984 : Evaluation of soil moisture effects on the generation and modification of mesoscale circulations. *Mon. Wea. Rev.*, 112 :2281-2292.

Patton, E. G., Sullivan, P. P., Moeng, C.-H., 2005 : The influence of idealized heterogeneity on wet and dry planetary boundary layers coupled to the land surface. *J. Atmos. Sci.*, 62 :2078-2097.

Pielke, R. A., 1974 : A three-dimensional numerical model of the sea breezes over South Florida *Mon. Wea. Rev.*, 102 :115-139.

Physick, W. L., 1976 : A numerical model study of the sea breeze phenomenon over a lake or gulf. *J. Atmos. Sci.*, 33 :2107-2135.

Pinty, J.-P., Mascart, P., Richard, E., and Rosset, R., 1989 : An investigation of mesoscale flows induced by vegetation inhomogeneities using an evapotranspiration model calibrated against HAPEX-MOBILHY data. *J. Appl. Meteor.*, 28 :976-992.

Prabha, T., V., Karipot, A., and Binford, M., M., 2007 : Characteristics of secondary circulations over an inhomogeneous surface simulated with large-eddy simulation. *Boundary Layer Meteorol.*, 123 :239-261.

- Raasch, S., Harbusch, G.,** 2001. An analysis of secondary circulations and their effects caused by small-scale inhomogeneities using large-eddy simulation. *Boundary-Layer Meteorol* 101 :31-59.
- Rabin, R. M., Stadler, S., Wetzell, P. J., Stensrud, D. J., and Gregory, M.,** 1990 : Observed effects of landscape variability on convective clouds. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 71 :272-280.
- Ramel, R., Gallée, H., Messenger, C.,** 2006 : On the northward shift of the West African monsoon. *Clim. Dyn.* 26 :429-440.
- Redelsperger, J.L, Thorncroft, C., Diedhiou, A., Lebel, T., parker, D., Polcher, I.,** 2006 : African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA). An international Research Project and Field Campaign. *BAMS* 87 :1739-1746.
- Redelsperger, J.L., Mahé, F., Carlotti, P.,** 2001 : A simple and general subgrid model suitable both for surface layer and free-stream turbulence. *Boundary-Layer Meteorol.* 101 :375-408.
- Redelsperger, J.L., et Sommeria, G.,** 1981 : Méthode de représentation de la turbulence d'échelle inférieure à la maille pour un modèle tri-dimensionnelle de convection nuageuse. *Boundary-Layer Meteorol.* 21 :509-530.
- Schmid, H., and Schumann, U.,** 1989 : Coherent structure of the convective boundary layer derived from large-eddy simulations. *J. Fluid Mech.*, 200 :511-562.
- Schmid, H.P.,** 1997 : Experimental design for lux measurements : matching scales of observations and fluxes. *Agr. For. Meteorol* 87 :179-200.
- Schmid, H.P.,** 2002. Footprint modelling for vegetation atmosphere exchange studies : a review and perspective. *Agr For. Meteorol* 113 :159-183.
- Schrieber, K., Stull, R., and Zhang, Q.,** 1996 : Distributions of surface-layer buoyancy versus lifting condensation level over a heterogeneous land surface. *J. Appl. Sci.*, 53 :1086-1107.
- Shen, S., and Leclerc, M., Y.,** 1995 : How large must surface inhomogeneities be before they influence the convective boundary layer structure? A case study. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 121 :1209-1228.

- Siebesma, A. P., Bretherton, C. S., Brown, A., Chlond, A., Cuxart, J., Duynkerke, P. G., Jiang, H., Khairoutdinov, M., Lewellen, D., Moeng, C.-H., Sanchez, E., Stevens, B., Stevens, D., E.,** 2003 : A large eddy simulation intercomparison study of shallow cumulus convection. *J. Atmos. Sci.* 60 :1201-1219.
- Sjostedt, D. W., Sigmon, J. T., and Colucci, S. J.,** 1990 : The Carolina nocturnal low-level jet : Synoptic climatology and a case study. *Weather and Forecasting* 5 :404-415.
- Smagorinski, J.,** 1963. General simulation experiments with the primitive equations. *Mon. Wea. Rev.* 91 :99-164.
- Sogachev, A., Panferov, O., Gravenhorst, G., Vesala, T.,** 2005. Numerical analysis of flux footprints for different landscapes. *Theor. Appl. Climatol.* 80 :169-185.
- Sogachev, A., Rannik, U., Vesala, T.,** 2004. Using a one-and-a-half order closure model of the atmospheric boundary layer for surface flux footprint estimation. *Boundary-Layer Meteorol* 112 :467-502.
- Sommeria, G.,** 1976. Three-dimensional simulation of turbulent processes in an undisturbed trade wind boundary layer. *J. Atmos. Sci.* 33 : 216-241
- Steinfeld, G., Letzel, M.O., Raasch, S., Kanda, M., Inagaki, A.,** 2006. Spatiel representativeness of single tower measurements and the imbalance problem with eddy-covariance fluxes results of a large-eddy simulation study. *Boundary-Layer Meteorol* DOI 10.1007/s10546-006-9133x.
- Stull, R.B.,** 1988 An introduction to boundary layer meteorology. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 666 pp.
- Sullivan, P., P, Moeng, C.-H., Stevens, B., Lenschow, D., H, and Mayor, S., D.,** 1998 : Structure of the entrainment zone capping the convective atmospheric boundary layer. *J. Atmos. Sci.* 55 :3042-3064.
- Sultan, B., Baron, C., Dingkuhn, M., Sarr, B., Janicot, S.,** 2005. Agricultural impacts of large-scale variability of the West African monsoon. *Agri Forest Meteorol.* 128 :93-110.
- Sultan, B., Janicot, S.,** 2007. Characterization of the diurnal cycle of the West Africa monsoon around the monsoon onset. *J. Climate.* 20 :4014-4032.

- Takemi, T. and Satomura, T.**, 2000 : Numerical experiments on the mechanisms for the development and maintenance of long-lived squall lines in dry environments. *J. Atmos. Sci.*, 57 :1718-1740.
- Taylor, C. M., Harris, P. P., and Parker, D. J.**, 2009 : Impact of soil moisture on the development of a Sahelian mesoscale convective system : A case-study from the AMMA special observing period. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* DOI : 10.1002/qj.465.
- Tennekes, H.**, 1973 : A model for the dynamics of the inversion above a convective boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 30 :558-567
- Timouk, F., Kergoat, L., Mougin, E., Lloyd, C. R., Ceschia, E., Cohard, J.-M., De Rosnay, P., Hiernaux, P., Demarez, V., and Taylor, C. M.**, 2009 : Response of surface energy balance to water regime and vegetation development in a sahelian landscape. *J. Hydrol.* 375 :178-189.
- Vanderlinden, K., Giraldez, J.,V. and Meirvenne, M., V.**, 2008 : Spatial estimation of evapotranspiration in Andalusia, Spain. *J. Hydrometeorol.* 9 :242-255,
- Wang, G., Eltahir, E.A.B.**, 2000. Ecosystem dynamics and the sahel drought. *Geophys. Res. Lett.* 27 :795-798.
- Wilczack, J., M, and Tillman J., E.**, 1980 : The three-dimensional structure of convection in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, 37 :2424-2443.
- Yates, E.**, 2006 : Convection en région Cévennes-Vivarais : Etude de données pluviométriques, simulations numériques et validation multi-échelles. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, 235pp.
- Yu T., W.**, 1978 : Determining height of the nocturnal boundary layer. *J. Appli. Meteorol.*, 17 :28-33
- Zin, I., Zribi, M., Ottlé, C., Hiernaux, P., Lacaze, R., Le Hegarat-Masclé, S., Sanou, B., André, C., Guibert, S., Saux-Picart, S., Dessay, N., Boulain, N., Cappelaere, B., Descroix, L., Seghieri, J., Seguis, L.**, 2010 : Land cover assessment on the three AMMA experimental sites from SPOT/HRVIR data. *J. App. Earth Obs. and Geo.* In press.

Thèse de doctorat :

VARIABILITÉ DES FLUX TURBULENTS DE SURFACE AU SEIN DU BASSIN VERSANT D'ARA AU BÉNIN

Nom de l'auteur :

Moussa DOUKOURÉ

Résumé : Dans ce travail, nous proposons de mettre en œuvre une modélisation des grandes échelles de la turbulence couplée avec un modèle de surface pour résoudre localement les interactions entre la surface et l'atmosphère et simuler les flux turbulents induits par les hétérogénéités de surface. Cette étude s'appuie sur les données du programme AMMA obtenues dans la haute vallée de l'Ouémé (Bénin). Notre site est le bassin versant d'ARA (12km²). Des radiosondages composites représentatifs des saisons sèche et humide sont identifiés pour forcer le modèle Meso-NH dans sa version LES. Deux types de condition de surface ont été implémentés afin d'étudier l'impact des hétérogénéités de surface sur la variabilité des flux turbulents. Les conditions homogènes sont réalisées en utilisant une orographie plane et une végétation décrite par ECOCLIMAP (1 km de résolution). Les conditions hétérogènes sont représentées par un MNT SRTM (90 m de résolution) et une végétation décrite par SPOT/HRV (20 m de résolution). Une analyse de variabilité des champs 2D de flux de chaleur latente et sensible est proposée à l'aide du variogramme 2D et du suivi Lagrangien. Il ressort que la variabilité spatiale de la chaleur sensible est gouvernée par le couple relief - vent quel que soit la saison. Le flux de chaleur latente ne montre pas de cohérence spatiale avec la surface en saison sèche. En saison humide, la variabilité spatiale de E est gouvernée par la végétation. Cette étude révèle dans tous les cas que les échelles caractéristiques de ces deux champs diffèrent quel que soit la saison.

Mots-clés : Mousson, Bassin versant, Hétérogénéités de surface, Simulation LES, Chaleur sensible, Chaleur latente.

Abstract : In this work, we propose to implement LES simulations coupled with a land surface model to simulate induced turbulent fluxes produced by heterogeneous landscapes. This study is based on the AMMA campaign data obtained in the Ouémé valley (Bénin). Our experimental domain is centred on the ARA catchment (12km²). Composite radiosoundings representing dry and wet seasons are identified to force the LES Meso-NH model. Two land surface conditions have been implemented to study the impact of surface heterogeneity on turbulent fluxes variability. Homogeneous conditions are realized using homogeneous orography and vegetation described by ECOCLIMAP database (1km) which is a standard vegetation data base from the Meso-NH model. Heterogeneous conditions are described by SRTM orography database (90 m) and a vegetation classification obtained from SPOT/HRV images (20m). After a validation of the coupled numerical simulations, an analysis of 2D sensible and latent heat surface flux variability is proposed using two dimensional variogram and Lagrangian statistic tools. It is showed that whatever the season sensible heat flux H is more influenced by wind and orography. The latent heat flux, weak in dry season does'nt show any consistency with surface condition variability. During wet season, it appears that E is more dependent to vegetation variability. Our study concludes that in all case, H and E are not characterized with the same length scale.

Key words : Monsoon, Watershed, Surface heterogeneities, Large-Eddy Simulation, Sensible heat flux, Latent heat flux.