UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

École Doctorale **T**erre **U**nivers **E**nvironnement

N° attribué par la bibliothèque
/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_/

THÈSE

préparée au

***L**aboratoire d'étude des **T**ransferts en **H**ydrologie et **E**nvironnement*

présentée pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université de Grenoble

Spécialité : Sciences Atmosphériques - Hydrologie

présentée et soutenue publiquement par

Adrien GUYOT

le 9 février 2010

ESTIMATION DE L'EVAPOTRANSPIRATION SUR UN COUVERT COMPLEXE PAR UTILISATION DE LA SCINTILLOMETRIE INFRAROUGE

Application à un bassin versant de zone soudano-sahélienne (Bénin)

JURY

M. Yves GAGNE	Professeur, UdG, LEGI, Grenoble	Président
M. Jean-Pierre LAGOUARDE	DR, INRA, EPHYSE, Bordeaux	Rapporteur
M. Remko UIJLENHOET	Professeur, WUR, Pays-Bas	Rapporteur
M. Bernard CAPPELAERE	IR, IRD, HSM, Montpellier	Examinateur
M. Jean-Martial COHARD	MC, UdG, LTHE, Grenoble	Directeur de thèse
Mme. Sandrine ANQUETIN	CR, CNRS, LTHE, Grenoble	Directeur de thèse

Avant propos

Cette thèse a été financée par une bourse BDI-CNRS.

Les missions sur le terrain et le matériel utilisé pour ces travaux de recherche ont été financés conjointement par le INSU-CNRS et l'IRD dans le cadre du programme AMMA et du Service d'Observation AMMA-CATCH.

Le scintillomètre utilisé dans le cadre de cette recherche a été financé par l'Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble (OSUG).

AMMA : Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine
http://www.amma-international.org

CATCH : Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique
http://www.amma-catch.org

IRD : Institut de recherche pour le développement
http://www.ird.fr

INSU : Institut National des Sciences de l'Univers
http://www.insu.cnrs.fr

OSUG : Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble
http://www.obs.ujf-grenoble.fr

Remerciements

Une petite montagne vient d'être gravie et je pense à toutes celles et ceux qui m'ont accompagné, ont contribué à rendre cette aventure agréable, et qui ont enrichi humainement et scientifiquement ce morceau de vie.

Je voudrais d'abord louer les qualités de mes encadrants de thèse, Jean-Martial Cohard et Sandrine Anquetin. Jean-Martial m'a fait partager son enthousiasme, son dynamisme, et sa curiosité scientifique. Dès mon stage effectué au LTHE, il m'a fait confiance et m'a permis de développer mes connaissances scientifiques, et me donner les outils que j'utilise aujourd'hui.

Sandrine a toujours suivi de près l'avancée de mon travail. Elle a su m'enseigner la rigueur et l'organisation nécessaire pour mener à bien cette thèse. Je la remercie chaleureusement pour le temps qu'elle a consacré à ces travaux, de manière régulière, et en particulier son investissement concernant la partie rédactionnelle.

Il me semble également que Jean-Martial et Sandrine font preuve d'intégrité et de qualités humaines et relationnelles rares, que j'estime juste de souligner ici.

La réussite de cette thèse tient également beaucoup à Sylvie Galle, qui a su garder un œil sur mon travail, et m'aider à démêler les questionnements que j'ai pu avoir sur les aspects "terrain" mais aussi hydrologiques de mes travaux.

Je voudrais également remercier Marc Descloîtres qui a apporté un regard extérieur et « géophysique » aux résultats issus de mon travail. Je tiens également à remercier Sylvie Galle et Luc Séguis pour la relecture du dernier chapitre de cette thèse.

Je remercie les membres du jury pour l'intérêt porté à mes travaux de thèse. Merci à eux d'avoir pris soin de lire mon manuscrit avec attention et de déceler les manques et imprécisions. Merci à Yves Gagne pour avoir présidé ce jury. Je le remercie également pour avoir lu ce manuscrit et apporté un regard sur les limites théoriques du cadre expérimental de cette thèse. Merci à Jean-Pierre Lagouarde et Remko Uijlinhoet de m'avoir fait l'honneur de rapporter cette thèse, et d'apporter des remarques constructives. Merci à Bernard Cappelaere pour la rigueur de sa lecture et de ses remarques.

Je dois aussi chaleureusement remercier toutes celles et ceux qui m'ont permis d'avancer sur certains points de ma recherche, en particulier : Luc Descroix, Thierry Pellarin, Christophe Peugeot, Jean-Emmanuel Sicart, Théo Vischel et Isabella Zin.

Je voudrais remercier le capitaine d'équipe du Cermo troisième Nord, qui nous a souvent narré la parabole footbalistique de la victoire d'équipe ; et louer son humour si particulier.

Merci aux Béninois, en particulier à Simon Allonganvinon, Simon Affouda, Idrissou, Théo et Joseph. Merci à Sylvie et à sa famille de nous avoir accueilli chez eux à Cotonou à plusieurs reprises. Merci au personnel de l'IRD au Bénin.

Je souhaite remercier tous les membres du LTHE, pour le soutien scientifique, technique et administratif. Il règne dans ce laboratoire une chouette ambiance, qui rend chaque instant plaisant.

J'ai eu la chance d'avoir un padawan extrêmement talentueux à mes côtés pendant quelques mois de cette thèse ; merci à toi Joris, pour ta curiosité et ta bonne humeur !

Merci à Vincent Mano et Matthieu Nicolas pour les moments partagés au LTHE et ailleurs. Merci à Kostas de nous avoir donné la pêche (et pas des pêches) lorsque nous rédigions avec Johan. Merci à Moussa de m'avoir fait partager et découvrir le sens des paroles de son lointain cousin Doukouré, et de m'avoir apporté de l'aide quand j'en ai eu besoin.

Merci à tous les thésards que j'ai pu côtoyer plus ou moins longtemps durant ces années, les anciens Trolls, Anne-So, Olive, Céline, Vincent, Matthieu, Renaud, Cédric, Truong, Rémi, Moussa, la nouvelle génération, Aline, les Auréliens, Hélène, Dorothée, Joris... et ceux et celles que j'oublie.

Une mention spéciale aussi à mon professeur bolivien préféré, qui m'a mis sur mon vélo et m'a lancé à l'ascension de ArcGIS (et aussi d'autres cols qui font mal aux jambes).

Le labo n'a jamais été très loin des salles de grimpe. Merci à mes compagnons du CSU et de la halle Chartreuse avec qui j'ai passé des moments chouettes à m'esquinter les doigts sur des bons blocs de derrière les fagots.

Merci Rémigol d'avoir repris les reines du capitanat de l'équipe de foot du LTHE, et ce avec une main de fer dans un gant de velours (ou bien est ce l'inverse ?), et à toute l'équipe qui je l'espère finira par remporter ce tournoi !

Un grand merci à Johan pour le coaching, avant d'aller sur le ring de Craya. Hey Jo, that's no way to say goodbye ! D'ailleurs, il faut que l'on fixe une réunion à Lille bientôt.

Une pensée très affectueuse pour mon grand frère béninois Samuel et son épouse Yvette.

Un grand merci à tous les amis (es) avec qui j'ai vécu ces années à Grenoble.

Enfin, merci à mes parents, à Tinou et à mes grands-parents, qui ont su m'encourager et m'épauler durant ces années, et depuis que j'ai les yeux grands ouverts sur le monde. Merci à toute ma famille, à ceux qui ont pu assister à la soutenance ainsi qu'à ceux qui n'étaient pas là mais jamais bien loin...

Cette thèse marque aussi le début d'une grande aventure. Ensemble, avec mon petit soleil, nous partons sur les sentiers escarpés de la planète !

Le 23 avril 2010, à Grenoble

Table des matières

Avant propos i
Remerciements ii
Table des matières iv
Liste des acronymes et abréviations ix
Liste des symboles ix
Introduction Générale 1

I CONTEXTE DE L'ETUDE

1 Contexte géographique et enjeux scientifiques **9**
1 Spécificités hydro-climatiques de l'Afrique de l'Ouest 9
1.1 La Mousson ouest-africaine 9
1.2 Pluviométrie sur l'Afrique de l'Ouest 11
1.3 Hydrologie des surfaces continentales africaines et cycle de l'eau 12
1.4 Importance des interactions surface-atmosphère dans la MOA 13
2 Le programme AMMA 13
2.1 Objectifs scientifiques 13
2.2 Flux évaporatifs dans AMMA 15
2.2.1 Volet atmosphérique 15
2.2.2 Volet hydrologique 16
Conclusion 17

2 Le bassin versant expérimental de l'Ara, dans le Nord-Bénin **19**
1 Cadre spatial et temporel 19
2 Quelques éléments de géographie physique 20
3 Dispositif expérimental 27

Synthèse de la partie I **31**

II LA COUCHE LIMITE DE SURFACE

3 La couche limite atmosphérique **35**
1 Introduction 35
2 Caractéristiques de la CLS 37
3 Description mathématique de la CLS 38

4 Turbulence dans la couche limite de surface **41**

1 Analyse dimensionnelle de la CLS . . . 41
1.1 Théorie des similitudes de Monin et Obukhov . . . 41
1.2 La Couche Limite de Surface . . . 43
2 Outils statistiques pour la turbulence . . . 45
2.1 Description des écoulements turbulents . . . 45
2.1.1 Fonction de structure et densité spectrale . . . 45
2.1.2 Fonction de structure d'un scalaire dans un champ turbulent . . . 47
3 Du paramètre de structure de l'indice de réfraction de l'air à celui de la température . . . 48
3.1 Dépendance de l'indice de réfraction aux propriétés de l'air et à la longueur d'onde 48
3.2 Fluctuations de l'indice de réfraction de l'air . . . 49
3.3 Expression de C_n^2 en fonction de C_T^2 . . . 49

5 Propriétés aérodynamiques de la CLS du bassin versant de l'Ara 51
1 Introduction . . . 51
2 Démarche adoptée . . . 52
2.1 Choix de surfaces représentatives . . . 52
2.2 Méthodes d'estimation des paramètres aérodynamiques . . . 53
3 Matériel . . . 54
4 Résultats . . . 60
4.1 Eléments de climatologie locale . . . 60
4.2 Paramètres aérodynamiques . . . 60
4.3 Discussion . . . 63
4.4 Conclusion . . . 65
5 Variabilité spatiale et temporelle sur un cycle annuel . . . 66

Synthèse de la partie II 69

III ELEMENTS DE SCINTILLOMETRIE A GRANDE OUVERTURE

6 La mesure par scintillométrie 73
1 Introduction - Historique . . . 73
2 Application des méthodes scintillométriques (en particulier à grande ouverture) . . . 75

7 Calcul du flux de chaleur sensible H 79
1 Mesure de C_n^2 par scintillométrie . . . 79
2 Dérivation du flux de chaleur sensible à partir de C_n^2 . . . 81
3 Configuration du dispositif expérimental . . . 83
4 Hauteur équivalente du faisceau . . . 85

8 Représentativité de la mesure : concept d'empreinte 89
1 Introduction . . . 89
2 Etude de cas sur le bassin versant de l'Ara . . . 91
2.1 Introduction . . . 91
2.2 Matériel et méthodes . . . 91
2.2.1 Choix du modèle . . . 91
2.2.2 Le modèle de Hsieh . . . 92
2.2.3 Gamme de variabilité des paramètres d'entrée . . . 92
2.2.4 Aspects pratiques . . . 94

2.3 Résultats et discussion 94

9 Validité de la mesure **101**
1 Incertitudes sur la mesure 101
2 Dynamique du signal 102
3 Intercomparaison avec une estimation de H par Eddy-Covariance 103

Synthèse de la partie III **109**

IV ESTIMATION DE L'EVAPOTRANSPIRATION PAR BILAN D'ENERGIE

Introduction 113

10 Le flux dans le sol G **115**
1 Introduction 115
2 Dispositif expérimental 116
3 Méthodes d'estimation du flux de chaleur dans le sol 118
4 Comparaison des résultats pour les deux méthodes 120
5 Variabilité spatiale et temporelle de G 122
6 Agrégation de G et utilisation pour le bilan 124

11 Le rayonnement net Rn **127**
1 Bilan des échanges radiatifs à la surface terrestre 127
2 Méthodologie et instrumentation 128
3 Variabilité spatiale et temporelle des flux radiatifs 128
3.1 Variabilité spatiale des composantes incidentes 128
3.2 Variabilité des composantes réfléchies 129
3.3 Périodes de référence 131
4 Agrégation de Rn et utilisation pour le bilan 133

12 Le flux de chaleur latente ou l'ETR **135**
1 Erreurs et incertitudes sur la mesure 135
1.1 Erreurs, incertitudes et sensibilité de l'estimation de l'ETR 135
1.2 Sensibilité à l'estimation de G 135
1.3 Sensibilité à l'estimation de Rn 136
2 Dynamique du signal et comparaison avec l'ETP 138
3 Comparaison avec des mesures obtenues par Eddy-Covariance 139

Synthèse de la partie IV **145**

V VARIABILITE DES FLUX TURBULENTS

13 Variabilité temporelle des flux radiatifs et turbulents **149**
1 Climatologie des conditions atmosphériques et surfaciques 149
2 Variabilité intra-saisonnière des flux de surface 152
2.1 Evolution des quatre composantes du flux radiatif 152
2.2 Evolution du rayonnement net, des flux turbulents et de la fraction évaporative . . 155

2.3 Journées composites des flux turbulents et radiatifs . . . 156
2.4 Evolution conjointe du flux de chaleur sensible et du rayonnement net . . . 159

14 Etude de cas **163**
1 Présentation de la période d'étude . . . 163
2 Analyse du bilan en eau sur trois mois . . . 165
2.1 Flux de surface . . . 165
2.2 Evolution de l'eau surfacique . . . 166
2.3 Bilan en eau . . . 169
2.4 Conclusions . . . 170

15 Evapotranspiration annuelle (2008), hydrologie **173**
1 Evapotranspiration pour l'année 2008 . . . 173
2 Mise en regard de l'ETR avec les autres composantes du bilan hydrologique . . . 174

Synthèse de la partie V **183**

Conclusion générale **185**
Liste des figures . . . 189
Liste des tableaux . . . 198
Annexe 1 : Tableau des instruments . . . 201
Annexe 2 : Caractérisation des paramètres aérodynamiques . . . 203
Annexe 3 : Etalonnage des stations de rayonnement . . . 206
Annexe 4 : fonctions de Businger - Dyer . . . 209
Annexe 5 : Erreurs et incertitudes . . . 211

Bibliographie **213**

Liste des acronymes et abréviations

Acronyme	Signification
AMMA	Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine
CLA	Couche Limite Atmosphérique
CLS	Couche Limite de Surface
DOY	Day of Year
EC	Eddy Corrélation/Covariance
EM	Electromagnétique
ETR	Evapotranspiration réelle
ETP	Evapotranspiration potentielle
IR	Infra-Rouge
LAS	Large Aperture Scintillometer
MNT	Modèle Numérique de Terrain
SArU	Savane arbustive
SArO	Savane arborée
SNJ	Sol Nu/ Jachère
NE	Nord - Est
SO	Sud - Ouest
SS	Saison sèche
SH	Saison humide

TABLE 1 – Liste des acronymes et abréviations

Liste des symboles

Symboles	Entité	Unité
β	Rapport de Bowen	[-]
ϵ	Emissivité	[-]
λ	Longueur d'onde	m
ρ_{air}	Masse volumique de l'air	kg/m^3
ρ_s	Masse volumique du sol	kg/m^3
σ_x^2	Variance de l'amplitude logarithmique du signal	[-]
ξ	Paramètre de stabilité de Monin-Obukhov	[-]
θ	Température potentielle	°C
ν	Viscosité cinématique	m^2/s
σ	Constante de Stefan-Boltzman	$W/m^2/K^4$

TABLE 2 – Liste des symboles

Symboles	Entité	Unité
B_{AA}	Covariance spatiale de la variable A	[-]
C_n^2	Paramètre de structure d'indice de réfraction de l'air	$m^{-2/3}$
C_T^2, C_q^2	Paramètre de structure de la température, d'humidité	$K^2/m^{2/3}$
C_p	Capacité calorifique de l'air à pression constante	J/kg/K
C_s	Capacité calorifique du sol	J/kg/K
C_{SWD}	Perte en eau du sol cumulée	mm
d	Hauteur de déplacement	m
D	Ouverture optique du scintillomètre	m
D_{AA}	Fonction de structure du paramètre A	[-]
D_{nn}	Fonction de structure de l'indice de réfraction de l'air	[-]
e_{air}	Pression de vapeur de l'air ambiant	kPa
e_{sat}	Pression de vapeur de l'air saturé	kPa
Ec	Ecoulement de surface	mm
ET_0	Evapotranspiration de référence (FAO)	mm, W/m^2
ETP	Evapotranspiration potentielle	mm
AET - ETR	Evapotranspiration réelle	mm
F_P	Drainage profond	mm
g	Accélération gravitationnelle	m/s^2
G	Flux dans le sol	W/m^2
h_{CLA}	Hauteur de la couche limite	m
$h_{capteur}$	Hauteur du capteur	m
H	Flux de chaleur sensible	W/m^2
k	conductivité thermique	W/m/K
K_v	Constante de Von Karman	[-]
LAI	Indice foliaire - Leaf Area Index	[-]
LE_{LAS}	Flux de chaleur latente estimé par bilan d'énergie avec le LAS	W/m^2
LE_{EC}	Flux de chaleur latente estimé par EC	W/m^2
L_v	Chaleur latente de vaporisation de l'eau	J.kg
L_{MO}	Longueur de Monin-Obhukov	m
L	Trajet optique du scintillomètre	m
n	Indice de réfraction	[-]
p, p_0	Pression de l'air, pression de l'air au niveau du sol	Pa
P	Précipitation	mm
q^*	Echelle de fluctuation turbulente de l'air pour l'humidité	kg/kg
$\overline{q}$ ou SH, q'	Humidité spécifique moyenne, fluctuation de l'humidité spécifique	kg/kg
u_*	Echelle de vitesse	m/s
u, $\overline{u}$, u'	Vitesse, vitesse moyenne, fluctuation de la vitesse	m/s
RH	Humidité relative	%
R_n	Rayonnement Net	W/m^2
$R_{SW\uparrow}$, $R_{LW\uparrow}$, $R_{SW\downarrow}$, $R_{LW\downarrow}$	Rayonnements visible et IR, réfléchi ou incident	W/m^2
R_a	Constante des gaz parfaits pour l'air sec	J/K/mol
R_{et}	Radiation solaire incidente au sommet de l'atmosphère	W/m^2
SWD	Perte en eau du sol	mm
S	Stockage d'énergie dans le sol	W/m^2
S_F	Flux de surface	W/m^2
T	Température de l'air	°C
T_i	Température du sol à la profondeur i	°C
T_{IR}	Température de surface déterminée par mesure infra-rouge	°C

TABLE 3 – Liste des symboles (suite)

Symboles	Entité	Unité
T_s	Température de surface du sol	°C
T_*	Echelle de fluctuation turbulente de l'air pour la température	°C
TKE	Energie cinétique turbulente	m^2/s^3
VPD	Déficit de pression de vapeur	kPa
$W(x)$	Fonction poids	[-]
x, y	Distance au point origine	m
z_m	Hauteur de mesure	m
z_0	Longueur de rugosité	m

TABLE 4 – Liste des symboles (suite)

Introduction Générale

Dans le rapport de 2007 du groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC [1]), Boko *et al.* (2007) montrent que certaines régions du globe pourraient se trouver particulièrement touchées par une éventuelle modification climatique globale, notamment les régions arides et semi-arides.

Ces zones sont déjà fortement dépendantes des aléas climatiques, parce qu'elles dépendent principalement des apports en précipitations annuelles. En Afrique, la bande sahélienne, zone intermédiaire entre le Sahara et les régions bordant le Golfe de Guinée, est sujette à la variabilité annuelle des précipitations apportées par la mousson.

Plusieurs études ont été entreprises pour tenter de comprendre, et éventuellement prévoir le climat dans cette zone sensible, notamment les programmes HAPEX-SAHEL, IMPETUS, et GLOWA-VOLTA. Récemment (2002-2010), le programme international d'étude de la mousson africaine (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine [2]) a permis, dans un premier temps, de réaliser des campagnes de mesures intensives pour chercher à comprendre, prévoir et apporter des informations utiles aux décideurs.

Un des enjeux de ce programme est de pouvoir, à terme, prévoir et quantifier les apports en eau, et gérer les ressources hydriques dans cette zone aride, où vivent plusieurs dizaines de millions d'individus.

Gestion des ressources en eau

Ces régions arides et semi-arides sont soumises d'une part à une demande en eau grandissante, et d'autre part à une baisse de la disponibilité de la ressource. Les solutions pour répondre à cette problématique suivent deux axes : (i) soit un développement des infrastructures permettant une augmentation de la production de la ressource (forages plus profonds, déssalinisation d'eau de mer, développement des stations d'épurations...) ; (ii) soit une meilleure gestion de la ressource disponible, *i.e* une réduction des pertes lors du transport, une utilisation optimale lors des usages domestiques, et surtout une optimisation de l'usage de l'eau dans la production agricole.

Cette dernière solution nécessite de faire appel aux connaissances scientifiques et académiques récentes, ainsi qu'aux nouvelles technologies disponibles et/ou en cours de développement. En

1. Intergovernmental Panel on Climate Change : http ://www.ipcc.ch
2. Redelsperger *et al.*, (2006b)

effet, la quantification de l'usage de l'eau pour les cultures nécessite de connaître la quantité d'eau perdue par la végétation ou par les terres agricoles par échange avec l'atmosphère : *l'évapotranspiration*. Ce terme de transfert du bilan hydrologique, fait l'objet de toutes les attentions de la part des hydrologues et des agronomes.

L'évapotranspiration

L'évapotranspiration est le phénomène combiné de *l'évaporation*, et de la *transpiration* de la végétation. L'évapotranspiration intervient dans le *bilan en eau* d'un hydrosystème, mais également dans le *bilan en énergie* à la surface terrestre sous la forme de flux de chaleur latente.

A l'échelle globale, une quantification des différents termes du bilan d'énergie a été proposée par Kiehl et Trenberth (1997) [3]. La figure 1 présente la distribution de l'énergie apportée par le flux solaire entre les différents termes du bilan énergétique. L'énergie apportée par le rayonnement incident absorbé au niveau du sol est redistribuée en flux turbulents, qui transportent chaleur (chaleur sensible), et vapeur d'eau (ETR ou chaleur latente), ainsi qu'en émission infrarouge. Kiehl et Trenberth (1997) estiment ainsi que près de 50 % de l'énergie arrivant au niveau de la surface terrestre (sol, océan, mer ou glace) est utilisée pour l'évapotranspiration afin de redistribuer l'humidité à la surface du globe. La part du flux de chaleur latente dans le bilan en énergie peut varier de manière très importante suivant les endroits du globe. Les zones polaires et tempérées ont des taux d'évapotranspiration faibles, alors que les régions tropicales et intertropicales, par leurs précipitations abondantes, ont des taux d'évapotranspiration très élevés. De même, les océans et les mers ont des taux d'évapotranspiration supérieurs aux continents.

L'évapotranspiration possède donc plusieurs particularités qui constituent les pièces maîtresses des enjeux climatiques globaux : (i) une variabilité spatio-temporelle importante, (ii) 80 % des échanges énergétiques sont fait par chaleur latente dans l'atmosphère (Malkus, 1962) ; (iii) 50% de l'énergie arrivant au sol est redistribuée en chaleur latente (Kiehl et Trenberth, 1997) ; (vi) enfin, l'évapotranspiration peut représenter jusqu'à 90 % du bilan en eau d'un hydro-système.

Ces éléments chiffrés sont cependant sujets à des incertitudes importantes. En effet, la part de l'évapotranspiration dans le bilan en eau et dans le bilan en énergie reste incertaine et doit être précisée. L'évapotranspiration réelle d'une surface naturelle n'est pas facile à estimer et/ou à observer, car elle dépend de la végétation, de la disponibilité en eau du sol, et des conditions atmosphériques. Enfin, dans l'atmosphère, la vapeur d'eau est transportée par les mouvements turbulents, qui sont également difficiles à caractériser.

Différentes méthodes ont été mises en oeuvre, et d'autres sont encore en développement, pour tenter de mieux comprendre la redistribution énergétique et hydrique à travers l'évapotranspiration.

3. Cette étude se base sur des données satellites, des mesures au sol, ainsi que des résultats de modélisation.

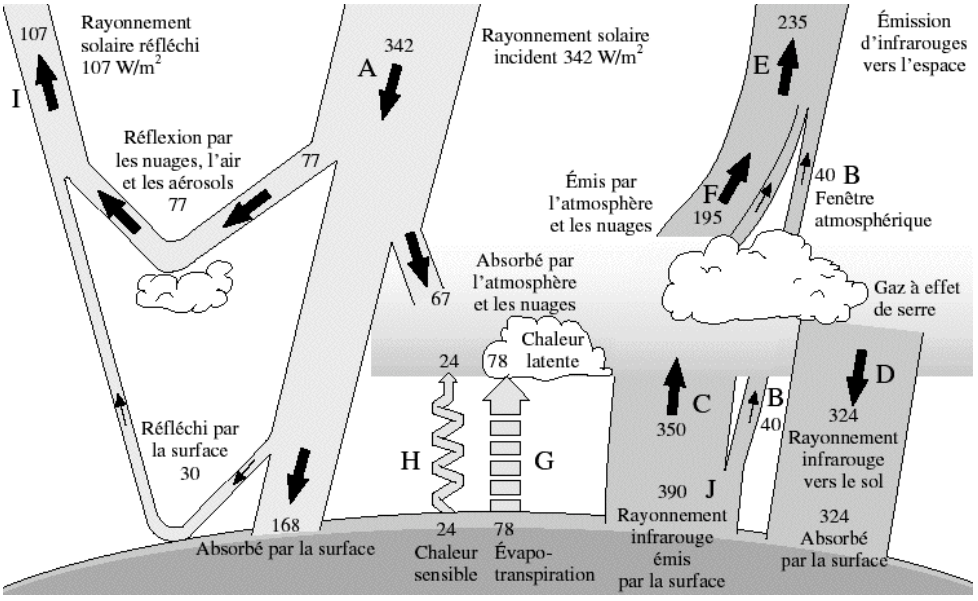

FIGURE 1 – Bilan d'énergie moyen annuel à l'échelle du globe, d'après Kiehl et Trenberth (1997).

Observation et modélisation de l'évapotranspiration

Ces dix dernières années, les approches *ponctuelles* de mesure des flux turbulents ont connu un développement important, grâce à l'amélioration de la fiabilité de la mesure, et à la facilité de mise en oeuvre, et au coût des instruments. La méthode la plus utilisée aujourd'hui est basée sur le principe des corrélations turbulentes (ou Eddy Covariance, EC) à partir de mesures effectuées par des anémomètres soniques (Baldocchi, 2003), qui mesurent les trois composantes de la vitesse du vent. La covariance entre les fluctuations du vent vertical et d'une variable donnée (humidité, température) permet alors de calculer les flux turbulents.

Cette méthode échantillonne des surfaces de quelques centaines de mètres carrés seulement, peu ou pas hétérogènes. Or, une grande partie des paysages rencontrés sur les surfaces continentales sont constitués d'hétérogénéités, plus ou moins marquées. Des approches *intégratives ou spatiales* s'avèrent indispensables pour mieux appréhender les échanges dans leur globalité. Elles suivent plusieurs axes :

La modélisation SVAT [4] offre l'avantage d'estimer les flux turbulents sur des surfaces étendues, à travers un réseau de résistances décrivant les interactions entre le sol, la végétation et l'atmosphère. La complexité des processus physiques représentés permet leur utilisation sur des surfaces très diverses, mais requièrent des paramètres d'initialisation et de calibration qui ne sont pas toujours disponibles à ces échelles de temps et d'espace.

Les mesures satellitaires font depuis une vingtaine d'année l'objet de beaucoup d'attention (Diak *et al.*, 2004). Le principe d'estimation des flux turbulents repose sur des mesures de température radiométriques de surface. Malgré l'avantage indéniable d'offrir une estima-

4. Sol Végétation Atmosphère Transferts : sans être exhaustif, SiSPAT (Braud *et al.*, 1995), ISBA (Noilhan et Mahfouf, 1996), TESSEL (Balsamo *et al.*, 2008), SEtHyS (Coudert, 2006) et nombres d'autres modèles.

tion sur de larges territoires, ces estimations nécessitent d'être affinées, pour pouvoir estimer l'évapotranspiration à des fins agricoles, ou même pour la modélisation hydrologique. Il est nécessaire d'utiliser des mesures *in situ* fiables pour servir de base pour le développement des algorithmes d'estimation des flux turbulents.

L'étude de la propagation d'ondes électromagnétiques dans l'atmosphère permet de déduire indirectement les flux turbulents. Le LIDAR [5] émet une radiation électromagnétique, qui est ensuite retrodiffusée en partie dans la direction d'émission, par les molécules rencontrées, puis analysée par différents capteurs. Il permet une estimation des échanges turbulents sur des surfaces hétérogènes de plusieurs km^2 (Renault *et al.*, 1980; Cooney *et al.*, 1985; Eichinger *et al.*, 2000), mais nécessite une source d'énergie très importante, et des coûts de mise en oeuvre extrêmement élevés.

Estimation de l'évapotranspiration par scintillométrie

La scintillométrie (Hill *et al.*, 1992), dont les débuts remontent à une trentaine d'années, a récemment connu un nouvel essor (De Bruin, 2002). Elle permet de mesurer de manière fiable les flux turbulents. Suivant la longueur d'onde utilisée, il est possible d'accéder aux fluctuations de la température en travaillant dans la gamme infra-rouge, ou de l'humidité en travaillant dans la gamme micro-onde. Cette dernière est toutefois peu utilisée, et reste encore en développement (Green *et al.*, 2000, 2001 ; Meijninger *et al.*, 2002b). La scintillométrie est une méthode relativement peu coûteuse, et dont l'utilisation nécessite peu de ressources énergétiques.

L'originalité de la mesure des flux turbulents par scintillométrie est l'échelle de représentativité de la mesure. Les appareils mesurent sur des transects allant jusqu'à 10 km, ce qui correspond à des surfaces représentatives de plusieurs kilomètres carrés. Cet échantillonnage permet : (i) des comparaisons possibles avec la résolution des mesures satellitaires et aide à l'élaboration d'algorithmes pour ces derniers ; (ii) des études hydrologiques à l'échelle du bassin versant pour l'établissement du bilan en eau ; (iii) d'obtenir des données de validation pour les modèles SVAT et/ou météorologiques.

Depuis une dizaine d'années, des études ont été entreprises sur l'applicabilité de la scintillométrie infra-rouge. Meijninger *et al.*, (2002a), Schuettemeyer *et al.* (2006) et Ezzahar *et al.* (2009) obtiennent des résultats convaincants sur la possibilité d'obtenir des flux évaporatifs, par bilan d'énergie avec un scintillomètre infrarouge. Cependant, Meijninger *et al.*, (2002a) ont appliqué la méthode sur un terrain plat et avec une hétérogénéité structurée (champs agricoles). Le dispositif de Schuettemeyer *et al.* (2006) était installé sur une zone relativement homogène, avec peu de topographie. Ezzahar *et al.* (2009) ont utilisé pour fermer le bilan en énergie, des estimations des termes radiatifs et des flux dans le sol, basés sur des lois empiriques.

L'enjeu de cette thèse est la documentation et la compréhension des flux évaporatifs, sur une surface hétérogène, en Afrique de l'Ouest. Dans un contexte de variabilité climatique, ce travail s'attachera à quantifier la part de l'évapotranspiration dans le bilan en eau des hydro-systèmes,

5. LIght Detection And Ranging

et du bilan en énergie des surfaces en période de mousson. Ce travail regardera également la dynamique de l'évapotranspiration et sa variabilité intra-saisonnière.

L'estimation des flux évaporatifs sur une surface hétérogène est un enjeu scientifique à lui seul. En effet, les études précédentes ont montré la difficulté d'estimer des flux turbulents sur des surfaces hétérogènes, car il est nécessaire de bien connaître les propriétés de surface, et la configuration du lieu que l'on souhaite étudier. L'estimation des flux turbulents par scintillométrie nécessite de prendre en compte la topographie, le type de surface et leur agencement. De plus, pour pouvoir estimer l'évapotranspiration à partir de la scintillométrie infrarouge, il est nécessaire de connaître les autres termes du bilan énergétique que sont les flux radiatifs et de chaleur en surface.

La méthodologie employée sera donc décrite et évaluée dans le cadre de ce travail. Ce mémoire de thèse est organisé en cinq parties, chacune constituée de deux à quatre chapitres :

La **partie I** s'attache dans un premier chapitre à décrire les spécificités hydro-climatiques de l'Afrique de l'Ouest, puis dans un deuxième chapitre à décrire la structure du projet mis en place pour étudier la mousson ouest-africaine (AMMA). Un troisième chapitre propose une description du cadre physique du bassin expérimental choisi pour mener à bien cette étude. La stratégie d'instrumentation de ce bassin versant est également exposée.

La **partie II** détaille le volet atmosphérique de cette thèse. Dans un premier chapitre, une description de la couche limite atmosphérique est introduite. Le deuxième chapitre décrit la turbulence dans la couche de surface de l'atmosphère, et présente la théorie de propagation d'une onde dans ce milieu. Enfin, le dernier chapitre répond à la nécessité de décrire des propriétés agrégées de surface du bassin versant pour l'établissement du calcul des flux turbulents par scintillométrie.

La **partie III** s'appuie sur les bases énoncées dans la partie II pour présenter le principe de fonctionnement de la théorie de la scintillométrie dans la couche de surface et turbulente de l'atmosphère. Le premier chapitre est un état de l'art de la scintillométrie infrarouge, et le chapitre suivant s'intéresse à la technique de mesure du flux de chaleur sensible. Puis on présente une modélisation de l'empreinte de mesure vue par l'instrument. Enfin, la validité de la mesure est discutée dans un dernier chapitre.

Dans la **partie IV**, est explicitée la méthodologie employée pour calculer l'évapotranspiration par bilan d'énergie à la surface. Tous les termes du bilan sont étudiés avec une attention particulière, chacun faisant l'objet d'un chapitre dédié. Le dernier chapitre de cette partie est consacré au flux de chaleur résultant du bilan d'énergie.

La **partie V** présente un regard sur les flux évaporatifs à travers trois visions différentes. Le premier chapitre présente une vue d'ensemble des flux turbulents et radiatifs. La variabilité inter-annuelle et inter-saisonnière est discutée et mise en relation avec les conditions atmosphérique et de surface, et les flux associés. Le deuxième chapitre traite d'une étude de cas sur une période courte de trois mois, autour d'un événement pluvieux isolé en saison sèche. Le dernier chapitre propose une évolution croisée de l'évapotranspiration, et du bilan hydrologique sur une année complète.

Première partie

CONTEXTE DE L'ETUDE

1 Contexte géographique et enjeux scientifiques

1 Spécificités hydro-climatiques de l'Afrique de l'Ouest

Cette section introduit les différents aspects hydro-climatiques propres à l'Afrique de l'Ouest : le régime de mousson, la variabilité de la pluviométrie associée, l'hydrologie spécifique des surfaces continentales africaines, et l'importance des interactions surface-atmosphère dans cette région, pour comprendre la dynamique du système couplé Terre - Atmosphère - Océan.

1.1 La Mousson ouest-africaine

La mousson ouest-africaine (MOA) est, avec la mousson indienne et la mousson sud-américaine, l'un des trois grands systèmes de mousson de la zone intertropicale. La MOA a fait l'objet de nombreuses études depuis les années 1970 jusqu'à aujourd'hui (HAPEX-SAHEL [1], WAMP [2], AMMA [3]). Le mécanisme global est assez bien compris, mais les rétroactions entre les différents compartiments Terre - Atmosphère - Océan (Charney *et al.*, 1975), le lien avec la circulation grande échelle, et sa prise en compte dans les modèles climatiques globaux (GCMs) (Janicot *et al.*, 1997; Cook et Vizy, 2006), sont des verrous qui demandent encore une attention particulière.

Le régime de mousson est fortement lié aux circulations de grande échelle. Des particularités locales génèrent ensuite la climatologie propre à cette région. La redistribution de l'énergie entre les tropiques et les pôles, se fait autour du globe par une circulation zonale par l'intermédiaire de cellules successives (cellules de Hadley, Ferrel et polaires), symétriques par rapport à l'équateur, où les masses d'air provenant du nord et du sud forment une zone de convergence. Cette zone de convergence est appelée *Equateur Météorologique*, ou *Zone de Convergence Intertropicale*

1. Hydrologic and Atmospheric Pilot EXperiment in the Sahel, programme d'observation atmosphérique et de surface durant l'année 1992 au Niger (Goutorbe *et al.*, 1994)
2. West African Monsoon Project, entre décembre 1997 et novembre 2000
3. http ://www.amma-international.org, Redelsperger *et al.*, (2006b)

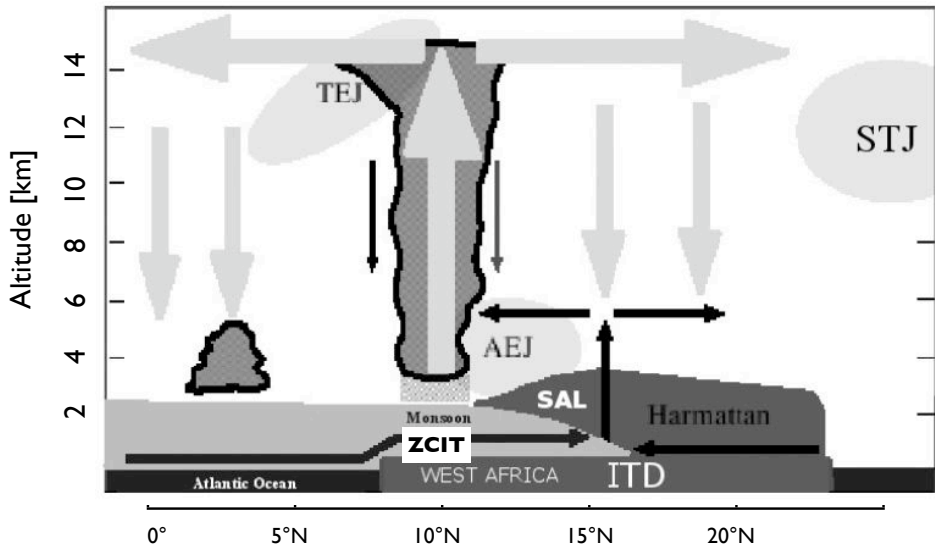

FIGURE 1.1 – Vue en deux dimensions du système de mousson Ouest-Africain pendant l'été boréal, d'après Peyrillé (2005) et adapté ; SAL pour *Saharan Air Layer* ; AEJ pour *African Easterly Jet* ; TEJ pour *Tropical Easterly Jet* ; et STJ pour *Sub Tropical Jet*. La trace au sol de la ZCIT est indiquée par *l'Inter Tropical Discontinuity* (ITD).

(ZCIT). Elle est caractérisée par une convection très intense et des vitesses verticales importantes, menant à la formation de grands systèmes pluviogènes.

La proximité de l'Afrique de l'Ouest avec l'équateur, ainsi que l'orientation est-ouest de sa côte sud, favorisent un fort gradient de température entre le sol sahélien, et l'Océan Atlantique tropical, accompagné d'un fort gradient de pression et d'humidité. Eltahir et Gong (1996) ont mis en évidence que l'évolution du flux de mousson correspondait à une réponse dynamique de l'atmosphère à ces contrastes énergétiques. La proximité de l'équateur permet à la zone de convergence intertropicale d'atteindre le continent, et d'y pénétrer sur plus d'une dizaine de degrés de latitude (Janicot, 1992). Le passage de masses d'air océaniques humides sur le continent plus chaud, et l'importante zone de convergence sur le Sahel, génèrent une zone d'activité convective majeure.

La figure 1.1, présente une coupe verticale et méridienne d'une schématisation de la structure thermodynamique des masses d'air sur l'Afrique de l'Ouest au cours de l'été boréal. Plusieurs "jets" de méso-échelle [4] contrôlent la dynamique de la mousson en altitude (voir Parker *et al.* (2005) pour plus de détails) et dans les basses couches. Dans ces dernières prédominent deux formes de courants : (i) le flux de mousson de sud-ouest, où l'air qui s'est chargé d'humidité au dessus de l'Atlantique est dévié sur le continent par les alizés de l'hémisphère sud ; et (ii) l'Harmattan, vent chaud et sec provenant du nord-est, contrôlé par les alizés continentaux de l'hémisphère nord. La trace au sol de la ZCIT correspond à la discontinuité intertropicale, et représente le contact au sol entre le flux de mousson et l'Harmattan.

4. AET : *African Easterly Jet*, TEJ : *Tropical Easterly Jet*, STJ : *Sub Tropical Jet*

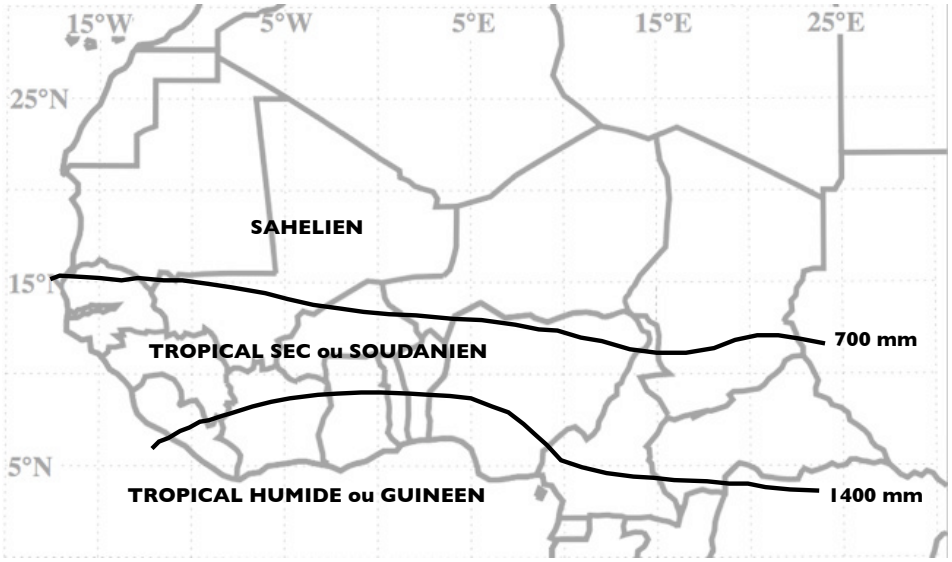

FIGURE 1.2 – Répartition géographique des types de climats en Afrique de l'Ouest et Centrale, adapté d'après L'hôte *et al.* (1996) et Le Lay (2006).

Le cycle annuel du soleil régule le déplacement de la ZCIT, entre une position méridionale (au sud de l'équateur en saison sèche, *i.e* les mois d'hiver de l'hémisphère nord, de décembre à février), et une position autour de 10 °N (de juin à août). Sultan et Janicot (2004) ont montré que l'installation de la mousson pouvait être décrite comme composée de deux phases : (i) au printemps, la ZCIT est positionnée vers 5 °N. Au Sahel, cette période est accompagnée d'instabilité locales, et de premiers événements pluvieux. C'est le début de la saison humide ; (ii) un peu après la mi-juin, la ZCIT se décale brusquement de la position de 5 °N, à une position plus au Nord à 10 °N. C'est ce que l'on appelle communément le *saut de mousson*. En examinant des séries de pluviométrie entre 1968-1990, Sultan et Janicot (2004) ont montré que la date moyenne du saut de mousson est le 24 juin, avec un écart type de 8 jours. Des nuages à développement vertical important apparaissent alors plus au nord, conjointement à des épisodes de fortes précipitations, marquant le début de la mousson. Cette période correspond *grosso modo* à juillet-août, et apporte de 70 à 90 % des pluies en zones soudanienne et sahélienne.

1.2 Pluviométrie sur l'Afrique de l'Ouest

L'Afrique de l'Ouest sub-saharienne s'étend depuis le sud de l'équateur jusqu'à 20 ° N et de 18 ° W à 6 ° E environ. Il existe un fort gradient méridien de précipitation (figure 1.2), avec de fortes précipitations, proche du golfe de Guinée (> 1800 mm), et quasi inexistantes au nord du Sahel (< 300 mm). La variabilité zonale des précipitations est très faible par rapport à la variabilité méridienne. Sur la base des cumuls annuels de précipitation, on peut en première approximation distinguer trois types de climat en partant de la côte sud (L'hôte *et al.*, 1996) (figure 1.2) : (i) le climat *tropical humide ou guinéen* pour les zones proches de l'équateur et pour lesquelles les précipitations sont supérieures à 1400 mm par an ; (ii) le climat *tropical sec ou soudanien* pour lequel les précipitations sont comprises entre 700 mm et 1400 mm environ ;

(iii) le climat *sahélien* pour lequel les précipitations sont inférieures à 700 mm, limité au nord par les zones désertiques.

L'Afrique de l'Ouest et en particulier la bande sahélienne connaissent depuis les années soixante-dix, des périodes de sécheresses importantes. Celles-ci sont liées à des déficits pluviométriques, depuis la fin des années 1960 jusqu'à aujourd'hui. Sur la figure 1.3, Ali et Lebel (2006) ont représenté l'indice pluviométrique normalisé sur le Sahel au cours du vingtième siècle. On distingue une période supérieure à la normale des années 1905 à la fin des années 1960. S'ensuit une période avec un déficit pluviométrique important, comportant seulement trois années de pluies supérieures à la moyenne séculaire entre 1969 et 2005.

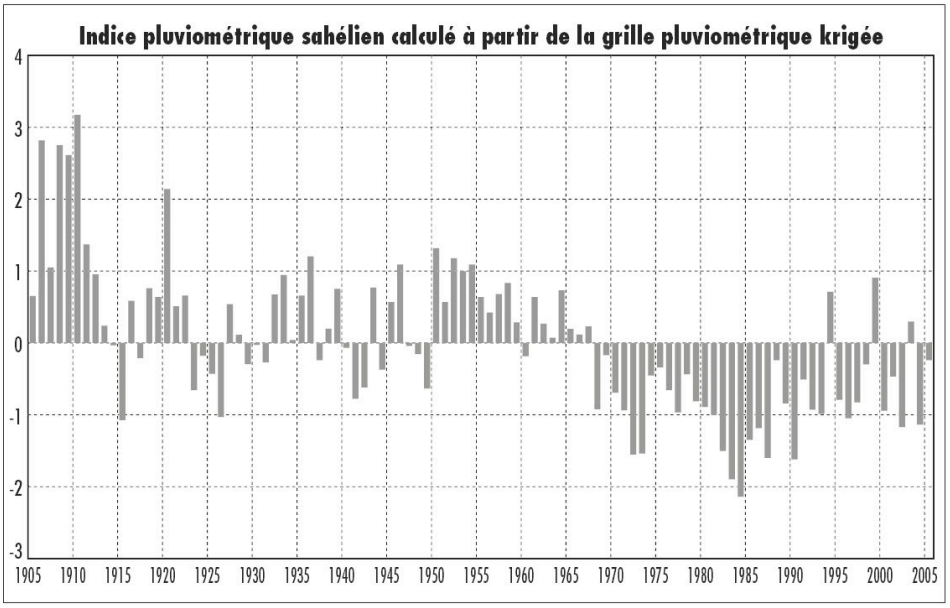

FIGURE 1.3 – Indice pluviométrique normalisé sur le Sahel (20 ° W - 20 ° E ; 10 ° N - 20 ° N), d'après Ali et Lebel (2006).

1.3 Hydrologie des surfaces continentales africaines et cycle de l'eau

La forte disparité de cumuls pluviométriques entre le Sahel et la région équatoriale est atténuée par la présence de grands cours d'eau régulant la distribution de l'eau en surface (Le Lay, 2006). En effet, le fleuve Niger et le Sénégal prennent leur source dans les régions soudaniennes à fort taux de précipitations, puis alimentent les régions sahéliennes avant de redescendre sur la côte guinéenne. Ils participent donc à un transfert naturel d'eau douce des basses latitudes vers les régions arides plus au nord.

Plusieurs auteurs ont montré le lien entre la forte variabilité pluviométrique et la variabilité conjointe des ressources en eau. Le déficit pluviométrique de 10 à 30 % de la période 1970-2000 a entraîné un déficit dans le débit des cours d'eau de 40 % (Paturel *et al.*, 2003). Cependant, des études ont également montré que les impacts du régime pluviométrique sur les ressources en eau dépendaient fortement des échelles considérées, des processus d'écoulement dominants,

ainsi que des conditions de surface (Séguis *et al.*, 2004; Mahé *et al.*, 2005). Entre autres, le rôle joué par l'anthropisation a été mis en relief pour son action sur la modification des conditions d'écoulement (ruissellement ou infiltration) des eaux de pluies, avec un effet négatif pour les régions soudaniennes (ruissellement plus important) et positif pour le Sahel (augmentation de l'infiltration dans des zones privilégiées) (Okechukwu, 2009).

1.4 Importance des interactions surface-atmosphère dans la MOA

Lors des dernières décennies, le lien entre les processus de surface et la MOA a été étudié à travers de nombreuses simulations numériques utilisant des modèles de circulation générale, et des modèles régionaux de l'atmosphère. Les interactions complexes entre l'atmosphère, la biosphère et l'hydrosphère semblent contrôler la dynamique de la mousson, et le cycle de vie des systèmes pluviogènes. A partir de résultats basés sur des études de modélisation, il a été montré que les océans (Semazzi *et al.*, 1996), la couverture végétale (Zheng et Eltahir, 1997; Wang et Eltahir, 2000) et la topographie (Semazzi et Sun, 1998) semblent jouer un rôle important dans l'établissement de la circulation de la MOA. Charney *et al.* (1975) ont été les premiers à utiliser un modèle couplé surface-atmosphère, pour démontrer un possible mécanisme de rétroactions positives entre la dégradation du couvert végétal, et l'augmentation des conditions sèches sur le Sahel. Zheng et Eltahir (1997) insistent sur le fait qu'une diminution importante du couvert végétal sur la région soudano-guinéenne, peut avoir une influence non négligeable sur les précipitations sur la même région.

Un récent rapport de l'IPCC (Randall *et al.*, 2007) évaluant la qualité des GCMs, a également montré la difficulté des modèles globaux à simuler correctement la MOA, et certains aspects fondamentaux comme les interactions surface-atmosphère (Cook et Vizy, 2006).

2 Le programme AMMA

Le projet AMMA s'inscrit dans la continuité des grands projets d'étude des climats régionaux, démarche amorcée dans les années 1990. Il a fédéré une recherche internationale sur cette région du globe, encore mal comprise, et mal décrite dans les modèles climatiques globaux.

2.1 Objectifs scientifiques

Le programme AMMA (Redelsperger *et al.*, 2006a) vise à mieux comprendre les processus de mise en place de la MOA, son impact sur le climat global, et sa variabilité dans un contexte de changement climatique. Le programme a cours de 2002 à 2010 et vise à être prolongé par une deuxième phase au delà de 2010. Les objectifs d'AMMA se déclinent en trois points (AMMA, livre blanc [5]) : (i) Améliorer la compréhension du système de la MOA et de son impact sur l'environnement physique, chimique et biologique aux différentes échelles : locale, régionale et mondiale ; (ii) Fournir les connaissances scientifiques qui pourront permettre d'établir les liens

5. Pour plus d'informations, http ://www.amma-international.org

entre variabilité climatique et les problèmes de ressources en eau, de sécurité alimentaire et de définir des stratégies d'action au niveau des décideurs ; (iii) Veiller à ce que les résultats, et données de cette recherche bénéficient aux services de prévisions, et aux décideurs.

Les principaux axes de recherche dans AMMA portent sur la MOA et son rôle dans le climat global, l'étude du cycle de l'eau, les rétroactions surface-atmosphère, les prévisions des impacts climatiques, et la prévisibilité climatique.

Afin de caractériser des processus ayant des échelles spatio-temporelles couvrant un spectre très large, de l'échelle du site, à l'échelle globale, le projet AMMA s'est doté d'une stratégie d'observations multi-échelles. Le dispositif repose sur un réseau d'observations nord-sud, couvrant les trois grand types de régimes pluviométriques. Trois sites de méso-échelle ont été définis, incluant chacun des sites pour lesquels l'instrumentation est plus dense. La figure 1.4 présente une carte de l'Afrique de l'Ouest et du réseau d'observation. Les trois sites de méso-échelles sont : (i) le Gourma Malien (25000 km^2 entre 15 °N et 17 °N) ; (ii) le degré carré d'HAPEX-SAHEL, situé au Niger et instrumenté depuis 1990 ; (iii) le haut bassin de l'Ouémé (14000 km^2, situé entre 9 °N et 10 °N et 1.5 °E et 2.5 °E), où l'instrumentation venant renforcer les réseaux nationaux a débuté en 1997. Ces trois sites ont reçu le label de Service d'Observation de l'Institut National des

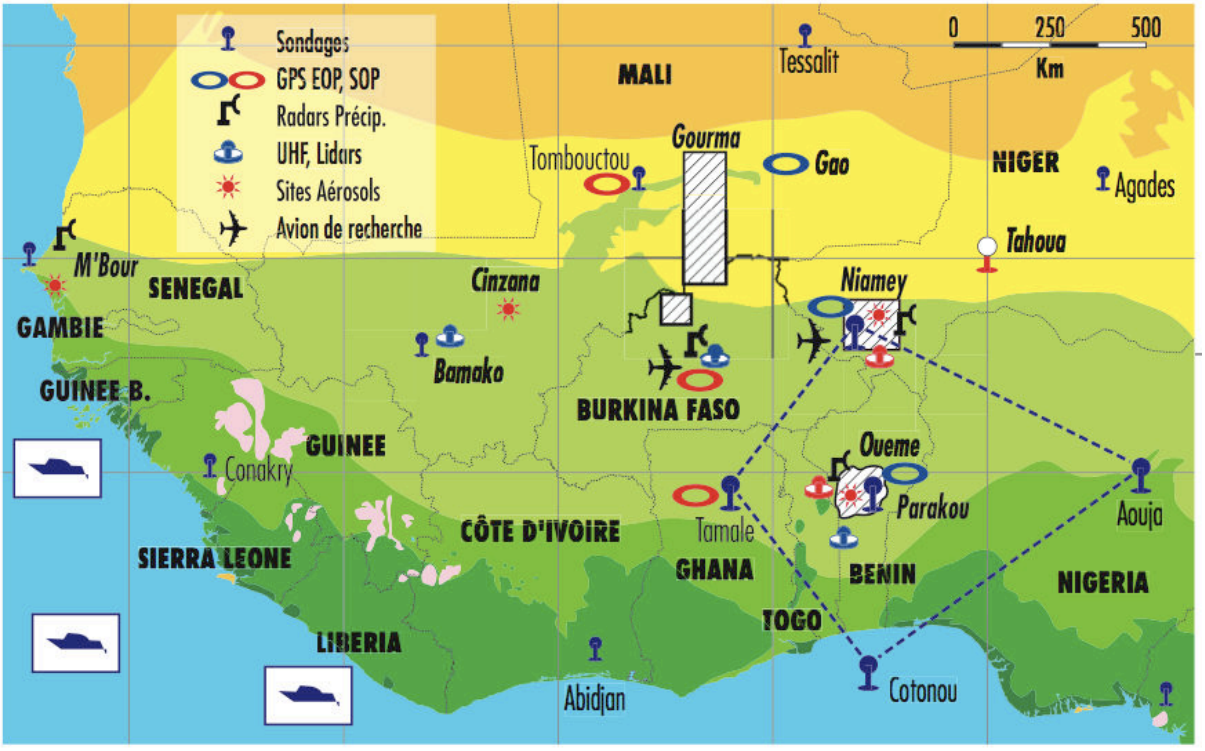

FIGURE 1.4 – Les sites de méso-échelles sont indiqués en hachurés. Figure extraite de Redelsperger *et al.*, (2006a).

Sciences de l'Univers sous le nom de SO-AMMA-CATCH (Service d'Observation du Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique). Chacun des sites intègrent des réseaux d'instrumentation plus denses, couvrant les différentes échelles d'observation.

La stratégie d'observation d'AMMA repose sur des périodes emboîtées à durées variables. Une période d'observation long terme (LOP) 2001-2010 couvre l'acquisition de données pluviométriques et de surface ; une période d'observation spécifique (SOP) a été menée en 2006 ; des périodes d'observation renforcées (EOP) font le lien avec la SOP. Cette stratégie d'emboîtement des échelles temporelles et spatiales a pour but de caractériser les processus aux différentes échelles propres à la MOA.

2.2 Flux évaporatifs dans AMMA

2.2.1 Volet atmosphérique

La caractérisation des interactions surface-atmosphère sont un des aspects encore mal connus pour mieux comprendre et décrire la MOA (Charney *et al.*, 1975; Eltahir, 1998). C'est dans cet objectif que plusieurs axes de recherche associés à l'étude des flux turbulents de surface ont été mis en place au sein du programme AMMA :

(1) Des réseaux d'observations au sol des flux turbulents ont été mis en place suivant un transect méridien : chacun des sites de méso-échelle a été équipé de stations de mesures avec des anémomètres soniques et des capteurs de fluctuations d'humidité (au Niger, au Mali et au Bénin). Ramier *et al.* (2009) et Timouk *et al.* (2009) ont documenté les flux turbulents et radiatifs pour la partie sahélienne du transect sur des couverts homogènes et peu végétalisés. Mamadou *et al.* (2009) ont étudié deux couverts homogènes en zone soudano-sahélienne. Ces observations sont ponctuelles et sont représentatives de zones homogènes. Elles sont particulièrement bien adaptées au Sahel, où la variabilité du couvert reste faible.

(2) Des observations au sol couplées à des mesures aéroportées au cours de la campagne SOP en 2006, ont permis de suivre la dynamique de la couche limite atmosphérique. Canut *et al.* (2009) et Kalapureddy *et al.* (2009) ont utilisé des mesures aéroportées et des mesures de radars profileur de vent pour caractériser les interactions entre la couche limite atmosphérique et les différentes masses d'air. Lothon *et al.* (2008) ont étudié le cycle diurne de la basse troposphère à l'aide d'un profiteur de vent, de radiosondages et d'observations au sol. Ils ont mis en évidence l'existence d'un jet nocturne dans les basses couches de l'atmosphère, et son impact sur la turbulence de surface. Ils ont étudié la relation entre la turbulence de surface et les processus dans la couche limite atmosphérique. Lohou *et al.* (2010) ont montré une forte saisonnalité des caractéristiques turbulentes de l'humidité dans la couche limite.

(3) Une intercomparaison de modèles de Sol Végétation ATmosphère cherche à comprendre les interactions entre le forçage atmosphérique et la réaction de la surface à ce forçage, et les multiples rétroactions entre les deux (ALMIP - AMMA Land Surface Model Intercomparison Project (Boone *et al.*, 2009)). Pour comprendre les processus mis en jeu et leurs échelles spatiales et temporelles correspondantes, l'objectif de ce projet est d'analyser dans un premier temps, la réactivité des modèles existants à un forçage atmosphérique et de surface, sans couplage avec un modèle de circulation atmosphérique à l'échelle de toute l'Afrique de l'Ouest. Ce projet fait appel à une dizaine de modèles SVAT différents, pour lesquels le même

forçage est appliqué. Les premiers résultats montrent une grande variabilité de la représentation des modèles. Une comparaison avec des mesures de flux ponctuelles (Boone *et al.*, 2009) met en avant la nécessité d'avoir des observations représentatives de surfaces étendues, avec une résolution proche de la résolution satellitaire (km^2). Ce programme sera suivi en 2010 d'une seconde phase d'intercomparaison des SVAT.

2.2.2 Volet hydrologique

Le volet hydrologique du programme AMMA doit aussi permettre de mieux estimer les composantes du bilan hydrologique afin de mieux connaître et maîtriser la ressource. Les grandes différences dans les fonctionnements des bassins hydrologiques sahéliens d'une part, et soudano-sahélien d'autre part, ont nécessité des approches différentes en terme de modélisations hydrologiques.

Pour la partie soudano-sahélienne, Le Lay (2006) et Le Lay et Galle (2005) ont étudié l'applicabilité de deux modèles hydrologiques (modèles conceptuels du Génie Rural du CEMAGREF (Perrin, 2000), et TOP-AMMA, version modifiée de TOP-MODEL (Beven, 1989) adapté à la géomorphologie du bassin versant de la Donga) sur le bassin versant de la Donga (586 km^2) au nord du Bénin. Ils ont cherché à comprendre et à décrire les processus hydrologiques, et notamment la relation pluie-débit en fonction des différentes approches de modélisation. Ils ont également simulé la partition entre les différents termes du bilan hydrologique.

La figure 1.5 présente la répartition entre les composantes du bilan hydrologique pour les deux modèles utilisés (GR4J et TOP-AMMA). Une fois calibrés sur une période de référence, les deux modèles simulent correctement les débits en accord avec les observations (Le Lay, 2006). La figure 1.5 montre que les deux modèles proposent en revanche une répartition très différente entre les différents termes du bilan hydrologique, et en particulier entre l'ETR et l'infiltration profonde. L'ETR participe entre 40 et 70 % au total du bilan hydrologique suivant le modèle et l'année considérés. Alors que la prise en compte de la partition entre ETR et infiltration est décrite par l'intermédiaire de l'ETP pour les deux modèles. Des approches pour les algorithmes de description de l'ETR très similaires peuvent donc produire une grande variabilité de résultats pour une même restitution des débits.

Le Lay (2006) met en relief le manque d'observation disponible de l'évapotranspiration, aux échelles hydrologiques considérées. D'après Le Lay (2006), celles-ci pourraient permettre d'apporter, soit une validation de la structure du modèle, soit permettre de proposer une nouvelle architecture décrivant de manière explicite les flux évaporatifs. Kamagaté (2006) met en avant la méconnaissance actuelle de la répartition entre évapotranspiration et infiltration profonde (qui représentent à eux deux, plus de 85 % du bilan hydrologique) sur le bassin versant de la Donga.

Da la même manière, mais pour le Sahel, Vischel (2006) déplore également le manque d'observations de l'ETR pour l'évaluation des modèles hydrologiques.

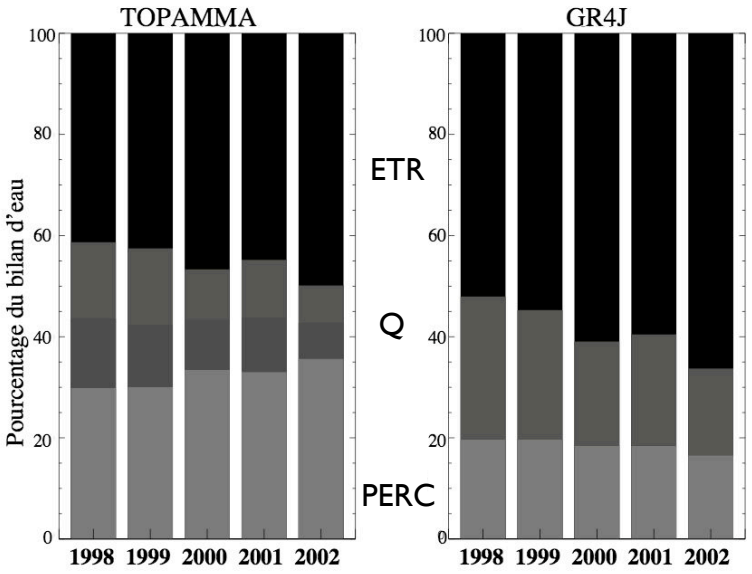

FIGURE 1.5 – Composantes du bilan hydrologique annuel de la Donga simulées avec TOPAMMA et GR4J : ETR (noir), volume écoulé Q (pour TOPAMMA, gris foncé pour les écoulements de base, et gris plus clair pour le ruissellement sur surfaces saturées), et flux profond $PERC$ (gris clair). Source : Le Lay (2006), adapté.

Conclusion

La compréhension des rétroactions surface-atmosphère fait partie des objectifs prioritaires du programme AMMA. Les flux évaporatifs sont un élément clef pour la compréhension des interactions surface-atmosphère, car ils représentent à la fois des transferts de masse et d'énergie à l'interface sol-atmosphère. Par ailleurs, les études d'hydrologie de surface ont également montré la nécessité de bien connaître les flux évaporatifs, pour pouvoir proposer une modélisation hydrologique adaptée à l'échelle du bassin versant.

Une bonne connaissance de ces flux de surface passe en partie par des campagnes d'observations. Le programme AMMA a déployé un dispositif de mesure de flux évaporatifs sur des surfaces homogènes et cultivées (au Niger, au Mali et au Bénin) à l'aide d'instruments de mesures ponctuelles. Cependant, ces mesures ne sont pas représentatives des échelles hydrologiques simulées, en particulier dans le cas d'un couvert hétérogène. Il est donc nécessaire de proposer une méthodologie adaptée à ce besoin.

Notre étude s'inscrit dans le cadre de ce programme, qui en proposant une démarche expérimentale d'observation, permet une documentation des flux turbulents, et en particulier les flux évaporatifs. La première étape de cette démarche passe par le choix d'un bassin versant expérimental, au sein du transect méridien d'observation du programme AMMA. Cet effort d'observation se construit également dans le temps afin d'étudier la variabilité inter-annuelle de ces flux.

La description du petit bassin versant expérimental choisi pour cette étude, et l'instrumentation déployée sur le site, font l'objet du chapitre suivant.

2 Le bassin versant expérimental de l'Ara, dans le Nord-Bénin

Ce chapitre présente le cadre de l'étude, et le dispositif expérimental sur le bassin versant de l'Ara.

1 Cadre spatial et temporel

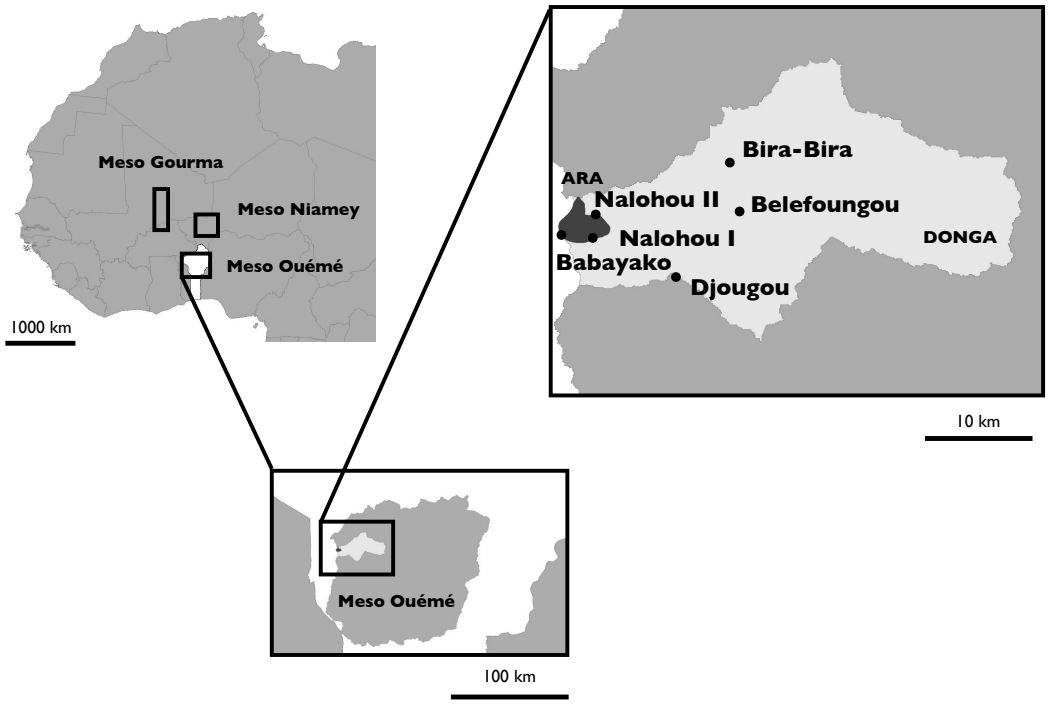

FIGURE 2.1 – Localisation du bassin versant de l'Ara en Afrique de l'Ouest, et au sein du dispositif AMMA d'étude de la mousson.

Le bassin versant de l'Ara est un bassin de 12.5 km^2, situé au nord du Bénin (Latitude 10°N, Longitude 1.60°E). Le bassin de l'Ara se situe à une dizaine de kilomètres au nord-ouest de la ville de Djougou (figure 2.1). Il est situé en climat soudano-sahélien, dans une zone intermédiaire entre le climat du sud plus humide et le Sahel plus au nord. Le bassin de l'Ara est une tête de bassin du nord-ouest du bassin versant de la Donga (586 km^2), lui-même sous bassin versant de l'Ouémé supérieur (14 300 km^2).

Le bassin versant de l'Ara a été reconnu au cours de prospections géophysiques lors de l'année 2003 (Wubda, 2003), dans le but d'une future étude hydrologique et hydrogéophysique. Il a été instrumenté progressivement dans le cadre du programme AMMA. La faible superficie du bassin, la proximité avec un axe routier majeur, et la faible distance qui le sépare de la ville de Djougou, facilitent la mise en place d'un dispositif instrumental ainsi qu'un suivi régulier.

Ce bassin versant a commencé à être instrumenté en 2004 par l'intermédiaire de suivis hydrologiques (précipitation, débit à l'exutoire et niveau de l'eau dans les puits villageois). L'étude présentée dans cette thèse s'intéresse aux années 2006, 2007 et 2008 pour lesquelles ont été acquises des mesures de flux de surface. L'année 2006 correspond également à une période de mesures intensives (SOP) au sein du programme AMMA.

2 Quelques éléments de géographie physique

La géomorphologie du bassin versant est d'abord présentée à la lumière des travaux d'Affaton (1987), de Judex *et al.* (2009) et de Wubda (2003). La climatologie et la végétation sont ensuite abordées, en se basant pour la climatologie sur des données recueillies par la station météorologique installée à Djougou en 2002, et pour la végétation sur les travaux de Blanchard (2007) et de Seghieri *et al.* (2009). Ces différents éléments sont exposés afin de nourrir les analyses hydrologiques proposées en fin de manuscrit.

Géomorphologie La cartographie de la zone d'étude, réalisée par l'Institut Géographique National, en collaboration avec l'IGN du Bénin, a permis la production d'une carte topographique, d'occupation des sols, et toponymique à l'échelle 1/50 000 (1982, révisée en 1992). Cette carte a été utilisée dans un premier temps dans notre étude, pour évaluer la répartition de la couverture végétale sur le bassin versant. Cependant, ces données offrent le désavantage de ne pas être numérisées, et d'être trop imprécises à l'échelle souhaitée.

Les données topographiques utilisées dans cette thèse sont issues de la mission SRTM [1]. Ces données ont été acquises avec une précision de 90 m, puis interpolées à 30 m. Les contours du bassin versant ont été définis à partir des données SRTM à 30 m, puis corrigés avec des observations des points hauts, sur le terrain. La superficie du bassin versant de l'Ara a été estimée à 12.49 km^2.

Wubda (2003) a été le premier à proposer une description de la géologie et de la pédologie du bassin versant de l'Ara au cours de prospections géophysiques. La carte géologique dressée par

1. Shuttle Radar Topography Mission (Farr *et al.*, 2000)

Affaton (1987) cité par Wubda (2003), révèle la présence de deux unités structurales majeures sur le bassin, toutes deux de roches métamorphiques : (i) l'Atakora qui est présente dans la partie nord et nord-est du bassin versant par un grand affleurement rocheux positionné nord-sud, de faciès gneissique, avec des schistosités orientées dans la ligne de l'affleurement ; (ii) l'unité structurale de la plaine du Bénin, constituée principalement de gneiss fins et de micaschistes, est présente dans tout le reste du bassin.

La figure 2.2 présente les contours du bassin versant de l'Ara, le réseau hydrographique, ainsi que les horizons superficiels des sols. Judex *et al.* (2009) distinguent en première approximation quatre familles de sols sur le bassin versant : (i) les plinthosols (46 % de la surface du bassin versant de l'Ara), qui représentent des sols peu profonds, dégradés avec un horizon induré et une couche de surface fortement gravillonnaire ; (ii) les acrisols/lixisols (15 % de la surface) qui représentent un horizon induré ; (iii) les acrisols/lixisols avec des horizons plus profonds (21% de la surface) ; (iv) les gleysols/fluviosols qui sont situés principalement dans les bas-fonds.

L'Ara présente un lit creusé dans une ravine, où la rivière coule de manière intermittente. La dénivellation est assez peu marquée. L'altitude moyenne du bassin versant est de 534 m, avec un point bas à l'exutoire à 494 m et un point haut à 575 m.

La figure 2.3 représente les résultats de cartographie du bassin versant de l'Ara par prospection électromagnétique (EM34) sous forme de conductivités de surface par Wubda (2003), en saison sèche. Wubda (2003) suggère qu'il est possible d'interpréter de manière quasi-certaine les conductivités faibles et très fortes. Pour les conductivités faibles, les zones représenteraient des affleurements rocheux de couches plus profondes. Pour les conductivités fortes, les zones seraient des bas fonds, zones humides, proches du réseau hydrographique, en particulier dans la partie est du bassin versant. Ces zones ont été identifiées par Kamagaté *et al.* (2007) comme riches en argiles. Les conductivités intermédiaires nécessitent d'après Wubda (2003) des investigations complémentaires, pour distinguer les effets des types de sol, des effets de l'humidité des sols.

Pour déterminer les propriétés de rétention de l'eau dans le sol, des mesures par essais "Beer Can" ont été réalisées pour les profondeurs inférieures à 1 m. Pour les profondeurs plus importantes, des échantillons ont été prélevés le long d'un sondage piezométrique (entre 2 et 7 m), puis analysés par porosité à mercure. Les résultats de ces études montrent des porosités très importantes de ces sols au dessus du socle de roche saine, avec des porosités pouvant atteindre 35 % (Daïan, J.-F., communication personnelle). Ceci laisse entrevoir des possibilités de stockage hydrique importantes dans les sols.

La porosité et le contenu en eau des zones plus profondes ont également fait l'objet d'estimation par l'intermédiaire de mesures géophysiques (par résonance magnétique des protons (Descloitres *et al.*, 2009)), et par prospection électromagnétique par Wubda (2003). Ils montrent des porosités de drainage des aquifères très variables spatialement (comprises entre 3 et 10 %).

Climatologie Le climat est de type tropical sec à saisons contrastées (une saison sèche, et une saison humide). La figure 2.4 montre les pluviométries cumulées pour la période 1994-2008 à Djougou. La moyenne pluviométrique annuelle est de 1312 mm pour une période pluvieuse qui va

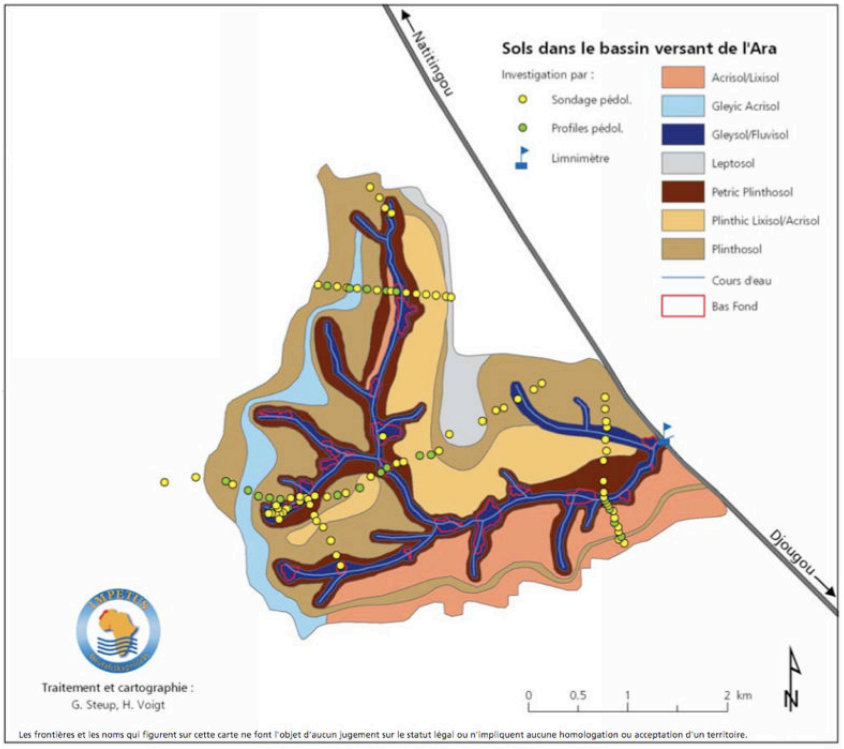

FIGURE 2.2 – Carte des horizons superficiels des sols du bassin versant de l'Ara, d'après Judex *et al.* (2009).

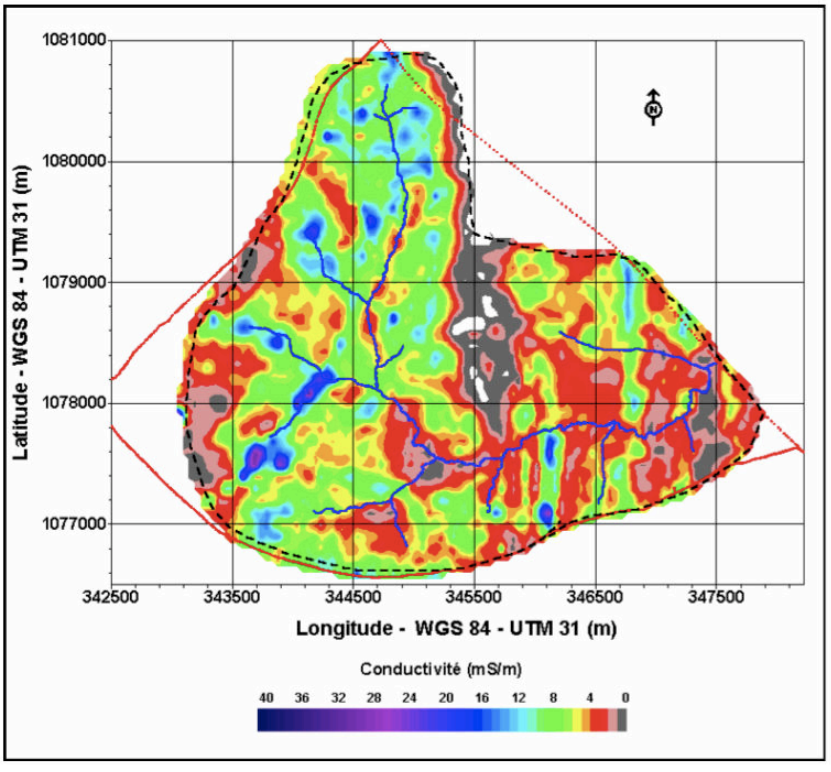

FIGURE 2.3 – Distribution en isovaleurs des conductivités EM34 (VCP 20 m) sur le bassin versant de l'Ara en saison sèche, d'après Wubda (2003).

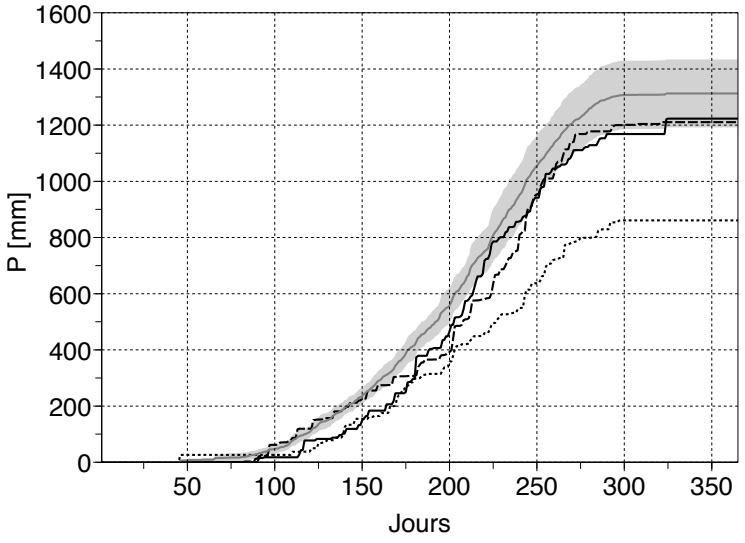

FIGURE 2.4 – Précipitations (P) cumulées à Djougou : moyenne journalière des précipitations sur la période 1994-2008 (1312 mm) avec un écart type de 245 mm (grisé). 822 mm pour 2006 (trait noir discontinu) , 1210 mm pour 2007 (tiret noir discontinu) et 1223 mm pour 2008 (trait noir).

de mai à octobre avec un maximum en août (300 à 400 mm). L'année 2006 est exceptionnellement sèche (822 mm), et 2007 et 2008 sont en deçà de la moyenne (1994-2008). La pluviométrie en 2007 est un peu plus précoce que pour les années 2006 et 2008.

La figure 2.5 décrit l'évolution journalière moyenne des précipitations (P), de la direction du vent ($Dir\ Vent$) de la température de l'air (T), de l'humidité relative (RH) pour les années 2002 à 2008 à Djougou.

Le passage de la saison sèche à la saison humide est marqué par des changements brusques dans la direction du vent et de l'humidité, souvent à des échelles de temps journalières (Lothon *et al.*, 2008; Sultan et Janicot, 2000, 2003). Compte tenu de sa latitude, le bassin versant de la Donga est exposé durant des périodes de plusieurs mois à un régime intermédiaire, fonction de la fluctuation de la ZCIT (Lohou *et al.*, 2010), ce qui est particulièrement visible en 2003 et 2006.

La *saison sèche*, pendant laquelle les vents sont exclusivement de nord-est, *i.e l'Harmattan*, un vent chaud et sec venant des zones arides plus au nord, ne dure qu'un mois, voir deux au plus (de décembre à mi-janvier). Autour de mi-janvier, les vents tournent vers le sud-ouest, d'abord par des entrées nocturnes en basses couches, sous la forme de *jets nocturnes* (Lothon *et al.*, 2008). Ces entrées d'air humide permettent une humidification progressive de l'atmosphère dans les basses couches la nuit, qui sont ensuite mélangées pendant la journée avec les couches plus hautes par convection. Cette période *d'humidification* peut durer de mi-janvier à mi-juin environ. Une fois que la trace au sol de la ZCIT est passée au nord du bassin de l'Ara, le régime de vent se maintient en sud-ouest, de jour comme de nuit. On assiste à une "humidification" importante

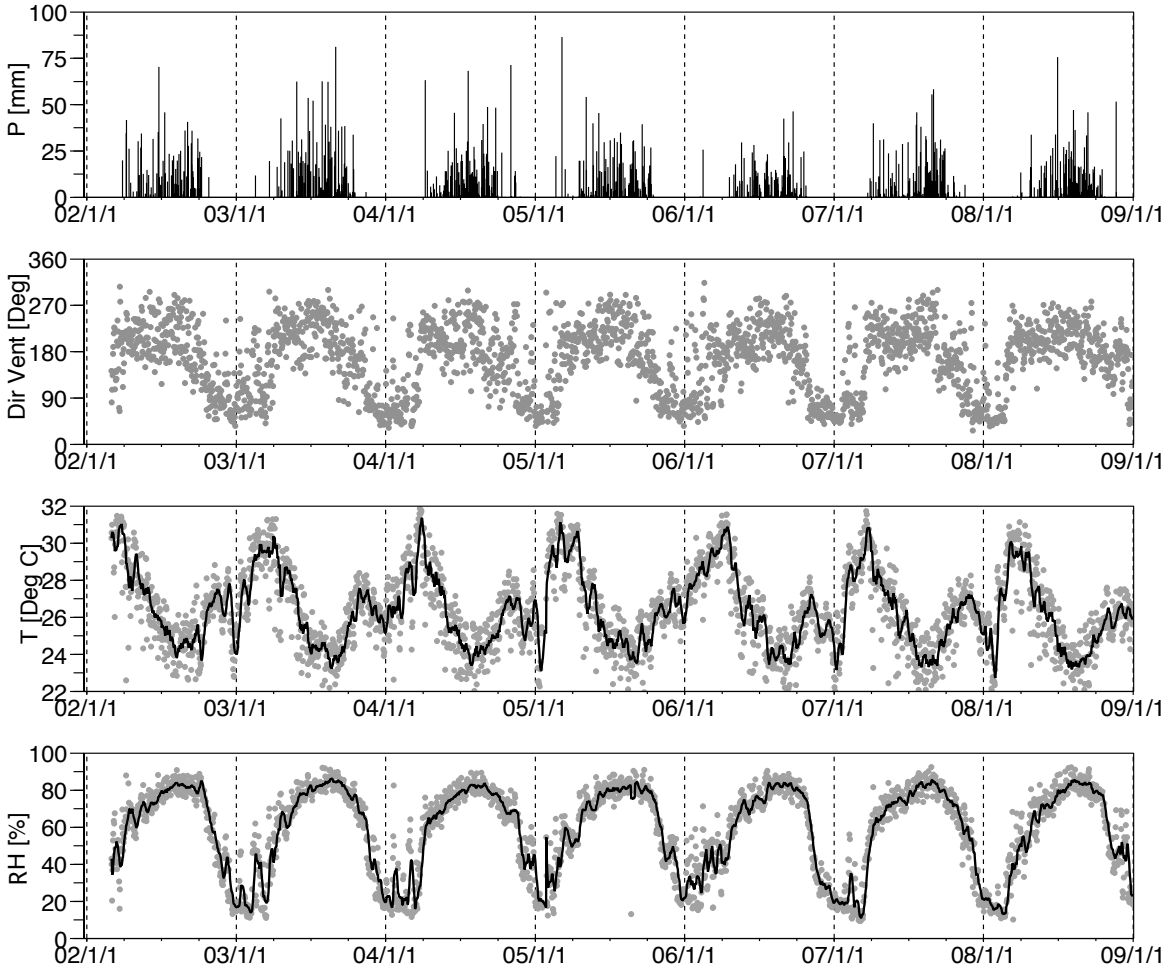

FIGURE 2.5 – Valeurs journalières des précipitations (P), de la direction du vent ($Dir\ vent$), de la température de l'air (T), et de l'humidité relative de l'air (RH), à Djougou pour la période 2002 - 2008 (voir sur la figure 2.1 pour localiser Djougou). Un vent de 0 ° correspond à un vent de Nord. Les traits pleins noirs correspondent à des moyennes glissantes sur dix jours.

de l'atmosphère et à une baisse conjointe de la température moyenne (différence de 6 °C entre les maxima en saison humide et en saison sèche). La pleine saison humide s'étend du *saut de mousson* (Sultan et Janicot, 2004) jusqu'aux dernières pluies. Il arrive ensuite une période de transition, dite *d'assèchement* (Lothon *et al.*, 2008), pendant laquelle les vents dominants alternent de nord-est à sud-ouest. Lorsque les vents dominants sont à nouveau exclusivement de nord-est, Lothon *et al.* (2008) considèrent la période comme la *saison sèche*.

La variabilité interannuelle des variables atmosphériques (T, RH, et direction du vent) dépend essentiellement de la date du saut de mousson, *i.e* le déplacement brusque de la ZCIT vers le nord (Sultan et Janicot, 2004). L'humidification progressive qui précède le saut de mousson est plus ou moins précoce suivant les années. Les années 2003, 2005 et 2007 sont par exemple en avance par rapport aux autres années. Les pluies sont également plus précoces pour 2007 (figure 2.4).

Les périodes transitoires sont très variables en fonction des années, car elles subissent des alternances de vent de sud-ouest ou d'Harmattan plus ou moins prononcées. Les années 2007 et 2008 connaissent une période d'Harmattan plus longue comparativement aux années 2002 à 2006 (figure 2.5).

Végétation La partie haute du bassin versant de l'Ouémé fait partie des trois sites instrumentés le long du gradient bioclimatique nord-sud du programme AMMA. Les premiers suivis de la végétation sur l'Ouémé datent de 2003. Blanchard (2007) a décrit trois types de couverts échantillonnés : (i) une mosaïque de jachères et cultures (sur le site de l'Ara) ; (ii) une savane arbustive ; et (iii) une forêt sèche (à une quinzaine de kilomètres au nord-est de l'Ara, à Belefoungou (figure 2.1)). En 2006 s'est adjoint un autre site de mesure sur une savane arbustive (Bira-Bira (figure 2.1)). La biomasse et le LAI de ces quatre couvertures végétales ont fait l'objet d'un suivi en 2005 et 2006. La figure 2.6 illustre l'évolution de ces deux paramètres pour les herbacées.

La végétation suit un cycle annuel marqué par la saisonnalité de la mousson. Pendant la saison sèche, les herbacées sont inexistantes, les arbres et arbustes gardent leurs feuilles. Lorsque commencent les premières pluies, les herbes poussent rapidement, et les arbres deviennent plus denses, le feuillage prend plus de surface. Assez rapidement, après un mois environ, les herbacées ont atteint une hauteur de plus d'un mètre sur l'ensemble du bassin versant, et occupent toutes les places disponibles non occupées par les cultures, routes et chemins. Le maximum de leur hauteur est atteint en octobre-novembre, et commence alors la période de fin de saison des pluies, jusqu'à début décembre. A cette date, les agriculteurs brûlent toutes les herbacées, afin d'enrichir en carbone le sol très pauvre dans ces régions. Seghieri *et al.* (2009) ont montré la forte connectivité entre les paramètres atmosphériques et la phénologie sur les quatre couverts suivis lors des deux années 2005 et 2006.

Des images SPOT à 20 m et 2.5 m ont été acquises en avril et octobre 2005, et en janvier 2006. Ces images ont permis à Zin *et al.* (communication personnelle) d'établir une carte d'occupation des sols sur l'ensemble de la Donga à une résolution de 20 m (figure 2.7). Ces auteurs répertorient

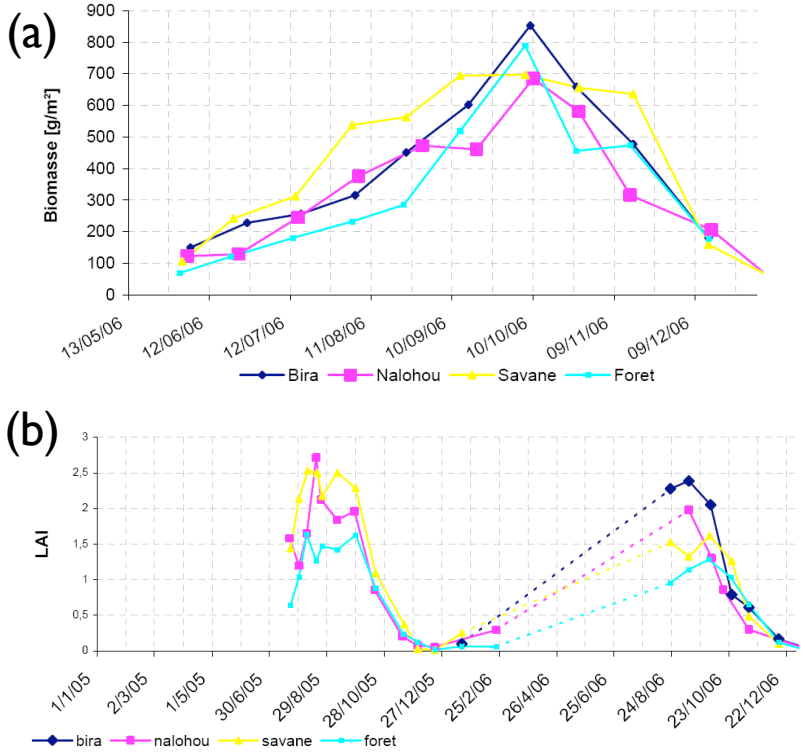

FIGURE 2.6 – Evolution (a) de la biomasse et (b) du LAI, pour les herbacées (figures extraites de Blanchard (2007)).

la végétation en 7 classes. La distribution des différentes surfaces est très hétérogène. Les forêts suivent la ravine de l'Ara, sous forme de forêts galerie, figure caractéristique de l'agencement arboré sous ces latitudes. Le bassin versant est anthropisé (Blanchard, 2007) avec trois villages sur le pourtour du bassin versant (Fig. 2.1) , et des zones de cultures ou de jachères éparpillées sur le bassin versant. Le paysage de l'Ara est essentiellement composé d'une mosaïque de cultures, de savane arbustive et arborée. Tous ces couverts enchevêtrés amènent une forte hétérogénéité sur l'ensemble. Les cultures sont essentiellement composées de : mil, manioc, igname et maïs. Toutes ces cultures sont à leur apogée en saison humide, et suivent plus ou moins le cycle des herbacées.

Présence anthropique Les trois villages de taille modeste sont situés aux limites sud (Nalohou I), nord-est (Nalohou II) et sud-ouest (Babayaka) du bassin. Les populations pratiquent essentiellement l'agriculture sur brûlis, et un peu d'élevage d'ovins (chèvres). Les cultures sont d'ignames, de manioc, de mil et de maïs. Leur production sert essentiellement à la consommation locale. Des grands arbres esseulés (manguiers et baobabs) sont également dispersés sur le bassin. Des éleveurs nomades (de culture peule) descendent du nord en saison sèche, pour chercher de l'alimentation pour le bétail. Au cours des dernières décennies, certains de ces bergers se sont sédentarisés sur le bassin.

3 Dispositif expérimental

L'observation des flux évaporatifs nécessite l'installation d'un dispositif instrumental adapté. Il est composé d'un scintillomètre infrarouge, pour la mesure des flux, et complété par un ensemble d'instruments, qui mesurent les variables atmosphériques, les variables hydrologiques pour le suivi dans les couches superficielles, et dans les couches plus profondes du sol (température et humidité du sol, hauteur de la nappe phréatique).

Le tableau 15.2 en annexe 2 récapitule l'ensemble des instruments déployés sur ce bassin, et la figure 2.7 indique leur localisation. Les caractéristiques précises des capteurs, et la description de leur zone d'installation sont développées dans les chapitres s'y référant.

Les variables atmosphériques sont mesurées par une station atmosphérique pérenne, installée en 2005 sur le site de Nalohou (Fig. 2.1). Elle permet la mesure de la température, de l'humidité relative, de la pression de l'air, de la direction et la vitesse du vent à 2 m (tableau 15.2). Des mesures de rayonnement sont réalisées par l'intermédiaire de capteurs en trois endroits sur le bassin (deux CNR2 (R_{SA} et R_{Sa}) et un CNR1 (M) à Nalohou, voir la figure 2.7 et le tableau 15.2). Un anémomètre sonique est également disposé au niveau de la station météorologique de Nalohou à une hauteur de 4.95 m. A l'origine, l'appareil était une station HFS (R3 manufacturé par Gill en partenariat avec le CEH [2]). Il a été remplacé en juillet 2007 par un CSAT3 de Campbell Scientific, auquel a été adjoint une mesure des fluctuations d'humidité (Licor 7500). Un scintillomètre à large ouverture (Large Aperture Scintillometer ou LAS, BLS 900 fabriqué

2. Centre for Hydrology and Ecology, Wallingford, United Kingdom

par Scintec) est déployé dans la partie basse du bassin versant. Enfin, le bassin versant dispose de deux pluviomètres (Fig. 2.7 et tableau 15.2), et d'une mesure de débit à l'exutoire (Fig. 2.7).

Les variables dans le sol sont mesurées le long d'un versant, dans la partie basse, au sud-est du bassin versant, en haut, milieu et bas de versant. L'instrumentation se situe au niveau de deux gammes de profondeur : (i) une proche de la surface (0 à 1.5 m), avec des capteurs de température du sol, d'humidité, et tensiométriques à différentes profondeurs (tableau 15.2) ; (ii) en profondeur (plusieurs mètres à une dizaine de mètres) avec des piezomètres qui enregistrent les fluctuations de la nappe (tableau 15.2).

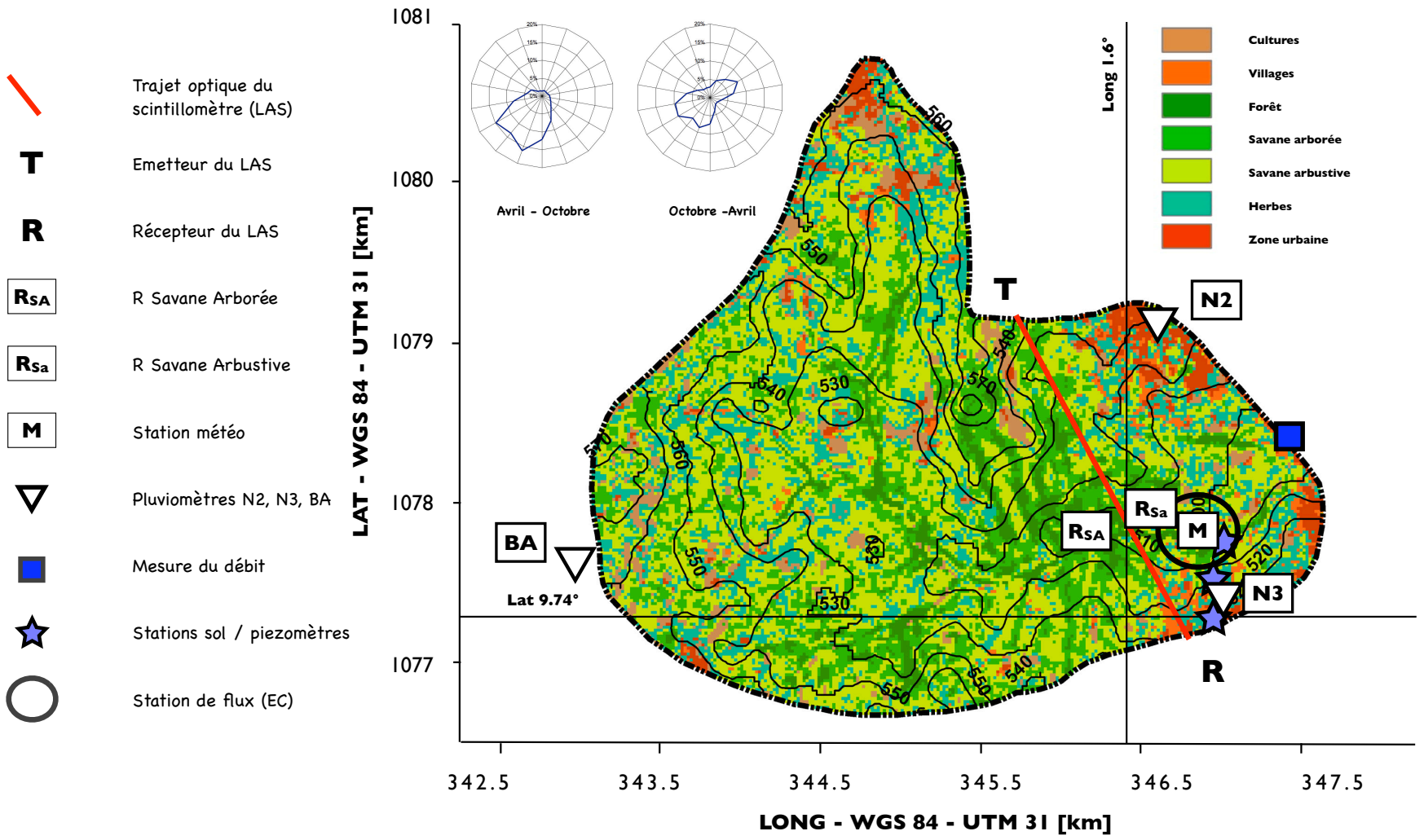

FIGURE 2.7 – Carte du bassin versant de l'Ara. Le fond de carte est basé sur la carte d'occupation des sols de Zin *et al.* (communication personnelle), et la topographie issue de la mission SRTM (lignes de niveau tous les 10 m). Les instruments sont indiqués par des symboles. Les roses des vents indiquent les deux régimes principaux de vent (l'Harmattan en saison sèche, et les vents de sud-ouest en saison humide).

Synthèse de la partie I

L'Afrique de l'Ouest est soumise à un régime de mousson marqué par une saisonnalité des précipitations, des variables atmosphériques, et de la végétation. Ce cycle amène une forte variabilité spatiale et temporelle des conditions de surface. A plus grande échelle, le fort déficit pluviométrique de ces trente dernières années, par rapport à la moyenne sur les cinquante dernières années, est un des indicateurs de la variabilité climatique régionale. Cette variabilité climatique, et les impacts qu'elle peut engendrer, ont amené à la création du projet international d'étude de la mousson : le programme AMMA.

Les rétroactions entre le sol et l'atmosphère font partie des mécanismes identifiés comme moteurs potentiels de cette variabilité. En particulier, les flux évaporatifs sont de premier ordre pour tenter de comprendre les processus de redistribution de l'humidité dans le système de mousson. Ces flux entrent également dans le bilan hydrologique à l'échelle du bassin versant. Or, à l'heure actuelle, en Afrique de l'Ouest, il n'existe pas d'observations de ces flux turbulents sur des couverts hétérogènes, aux échelles pertinentes du bassin versant, du pixel satellite, ou du pixel du modèle atmosphérique.

Cette thèse propose une méthodologie adaptée au besoin de documenter les flux évaporatifs sur un couvert hétérogène, à l'échelle du bassin versant. La démarche suivie, s'appuie sur l'exploitation des données d'un scintillomètre implémenté spécifiquement pour la campagne AMMA. Les données de mesures dans le sol sont également exploitées pour établir un bilan d'énergie à l'échelle de la mesure du scintillomètre.

Le bassin versant de l'Ara, dans le nord du Bénin, en climat soudano-sahélien, est choisi pour cette étude hydrologique et hydrogéophysique. La végétation du bassin versant est très hétérogène, représentative de la répartition moyenne de la végétation dans la région.

La partie II présente la caractérisation des propriétés aérodynamiques du bassin versant de l'Ara après avoir introduit des notions théoriques sur la couche limite de surface.

Deuxième partie

LA COUCHE LIMITE DE SURFACE

3 La couche limite atmosphérique

La Couche Limite Atmosphérique (CLA) est la partie de l'atmosphère terrestre qui accueille la majeure partie des formes de vie sur Terre. Son étude a fait l'objet de nombreux travaux qui ont amené à en faire un objet assez bien décrit par les moyens dont dispose l'être humain. Elle est le siège des transferts de masse et d'énergie entre la surface et l'atmosphère.

Ce chapitre introduit la notion de couche limite, décrit ses principales caractéristiques et les processus inhérents à cette partie de l'atmosphère.

1 Introduction

Le concept de couche limite a été introduit par Prandtl (1952). Il a observé un fluide s'écoulant à une vitesse constante sur un objet fixe, et remarqué que sa vitesse est nulle au bord de l'objet, alors qu'elle est maximale loin de l'objet. La zone où la vitesse du fluide n'est pas maximale, qui reste influencée par la surface de l'objet (par sa rugosité) est appelée *couche limite*. L'influence de la surface est fonction de la taille, de la forme, et de la densité des obstacles qui recouvrent le sol, mais aussi de la température de surface. Ce principe de mécanique des fluides s'applique à de nombreuses configurations, comme celle de l'air autour d'une aile d'avion, ou de l'eau sur la carène d'un bateau. C'est également le cas des mouvements de l'atmosphère par rapport à la surface terrestre. La figure 3.1 (A) présente la partie basse de l'atmosphère, constituée de la CLA, dont l'épaisseur varie entre quelques centaines de mètres à plus de trois kilomètres, et l'atmosphère libre, limitée en son sommet par la tropopause. La CLA est la zone de l'atmosphère entre la surface (terre ou mer), où les processus de frottement ralentissent le déplacement de l'air. Elle est délimitée en sa partie supérieure par l'atmosphère libre, où le frottement devient négligeable.

L'atmosphère est constamment en mouvement. Les mouvements des masses d'air qui la constituent sont régis par les principes fondamentaux de la dynamique et de la thermodynamique. Une masse d'air chaude aura tendance à s'élever, si elle est entourée de masses d'air froides. Si les couches sont superposées les unes sur les autres avec les plus froides au niveau du sol, et la température de l'air s'élevant au fur et à mesure de l'altitude, alors l'atmosphère est stratifiée et

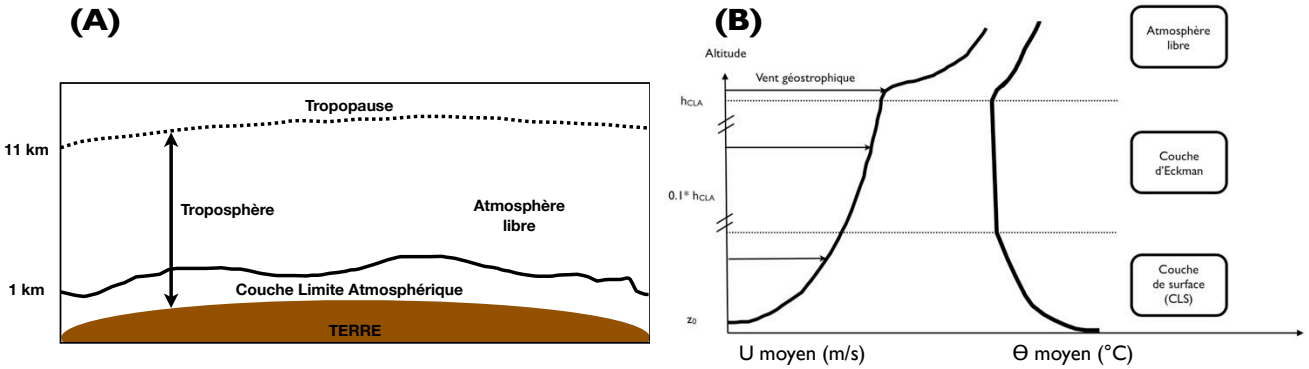

FIGURE 3.1 – (A) La couche limite atmosphérique dans la troposphère. Les épaisseurs sont indicatives. (B) La couche limite atmosphérique, subdivisée en "sous-couches" (couche d'Eckman et couche limite de surface). Les profils du vent moyen $\bar{U}$ [m/s] et de la température potentielle θ [°C] sont indiqués pour une journée de beau temps. h_{CLA} est la hauteur de la CLA, et z_0 est la rugosité de surface.

est thermodynamiquement *stable*. Inversement, lorsque des couches chaudes sont au niveau du sol, la convection qui se développe mélange alors toute la couche limite ; elle est *instable*.

Plus généralement, la stabilité de l'atmosphère est décrite en utilisant la notion de *température potentielle*. La température potentielle θ est la température qu'aurait une masse d'air, si elle était ramenée au niveau de la mer par une transformation adiabatique (sans échange de chaleur avec l'air environnant). θ est définie suivant l'équation (3.1) :

$$\theta = T(p_0/p)^{R_a/Cp} \tag{3.1}$$

où T est la température de l'atmosphère, p la pression de l'atmosphère à l'altitude considérée. p_0 est la pression au niveau du sol. R_a est la constante universelle des gaz parfaits pour l'air sec, et Cp la chaleur massique à pression constante.

La figure 3.1 (B) présente le profil vertical du vent et de la température potentielle dans la couche limite atmosphérique pour une journée ensoleillée. $\bar{\theta}$ décroît avec l'altitude très proche de la surface, dans une couche appelée *couche limite de surface*. Dans cette zone de l'atmosphère, l'écoulement n'est pas influencé par la force de Coriolis, et la structure du vent est principalement dépendante du gradient de température, et de la rugosité de surface. $\bar{\theta}$ est quasi constante dans la *couche d'Eckman* ($\partial\bar{\theta}/\partial z = 0$) pour des conditions de journée. Dans cette couche, le champ de vent est influencé par les forces de frottement, la flottabilité de l'air et la force de Coriolis. $\bar{\theta}$ augmente à nouveau à partir du sommet de la couche limite (au niveau de la couche d'inversion).

Le profil de vent dans la couche limite atmosphérique suit une loi logarithmique. Entre l'altitude pour laquelle le vent est nul, et le sommet de la couche limite de surface (CLS), les échanges d'énergie et de quantité de mouvement sont conservés lorsque la surface est homogène.

Tennekes (1982), et Holtslag et Nieuwstadt (1986) observent que la hauteur de la CLS est équivalente à un dixième de celle de la CLA. Les mouvements de masse d'air sont déclenchés

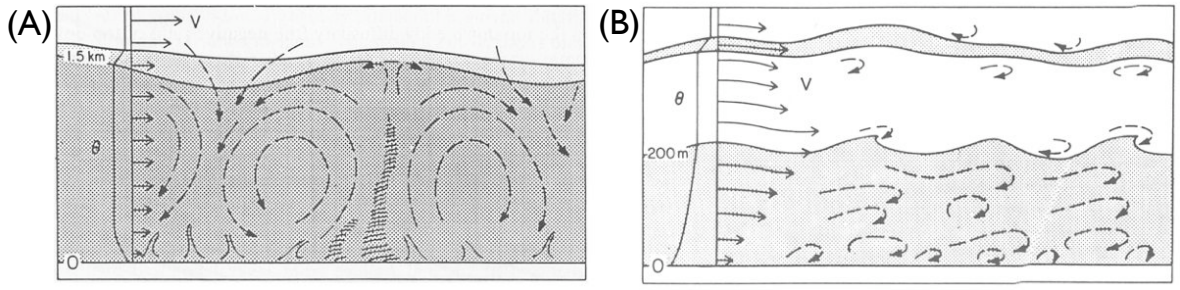

FIGURE 3.2 – Vue schématique de la CLA. (A) Circulation convective ; (B) écoulement stable. Empruntée à Wyngaard (1990).

par des processus de convection thermique due à des différences de température, et les effets de cisaillement. Entre le sol et la partie basse de la CLS, la sous-couche rugueuse peut varier de quelques centimètres, à quelques dizaines de mètres. Cette région de l'atmosphère est alors très influencée par le relief et la rugosité de la surface.

La structure de la CLA est fortement dépendante de l'énergie apportée par le rayonnement en surface et suit les cycles diurnes, où les processus de convection sont favorisés la journée. La figure 3.2 montre les deux principaux états de la CLA : (A) le jour, pendant lequel la circulation convective entraîne des mouvements de masses d'air sous forme de cellules convectives ; (B) la nuit, lorsque l'atmosphère est stratifiée.

2 Caractéristiques de la CLS

La CLS est un milieu particulier, dans lequel les mouvements des masses d'air sont complexes et difficilement prévisibles. Les nombres de Reynolds y sont très importants (supérieurs à 10^5), et les écoulements sont turbulents. Les mouvements turbulents peuvent être représentés comme une multitude de tourbillons de tailles différentes. Il est seulement possible de les décrire de manière statistique.

La CLS est également le siège des transferts d'énergie et de masse entre l'atmosphère et la surface terrestre. Celles-ci échangent constamment de la matière (molécules ou poussières) et de l'énergie. Les transferts de masse concernent essentiellement les molécules d'eau, sous forme de vapeur, mais aussi d'autres gaz (CO_2, CH_4, NO_2...), les aérosols et les matières organiques. Les transferts d'énergie entre le sol et l'atmosphère s'effectuent selon quatre modes principaux : (i) par rayonnement ; (ii) par conduction, c'est à dire la propagation de proche en proche de l'énergie interne des molécules, ou (iii) convection, qui correspond au transport de l'énergie thermique par un fluide en mouvement ; (iv) par changement d'état à travers la chaleur latente de l'eau. Le bilan d'énergie à la surface rend compte des transferts d'énergie entre le sol et l'atmosphère. Selon Garrat (1992), le bilan d'énergie à la surface s'écrit (Eq. (3.2)) :

$$Rn = G + H + LE + M + S \tag{3.2}$$

où Rn est le bilan des termes radiatifs à la surface dans les courtes et grandes longueurs d'ondes ; G, le flux de conduction de la chaleur dans le sol ; et les flux turbulents : H, le flux turbulent de chaleur sensible ; LE, le flux turbulent de chaleur latente ; M le flux d'énergie utilisé pour la photosynthèse ; et S le transfert d'énergie dans, et vers la surface foliaire et les troncs. Wilson *et al.* (2002) estime ce terme à quelques W/m^2. Dans la suite de ce manuscrit, nous considérerons que M et S sont négligeables en comparaison aux autres termes du bilan.

Les flux de chaleur sensible (H) et d'humidité (LE) sont issus de processus turbulents dans la CLS. Ces flux sont induits par de la turbulence mécanique et thermique. Les flux turbulents déterminent les profils des principales grandeurs atmosphériques telles que les gradients de température et d'humidité.

3 Description mathématique de la CLS

Les profils de température et la structure du champ dynamique dans la CLS et la CLA sont décrits par des équations de conservation de l'énergie (première loi de la thermodynamique) et de quantité de mouvement. En suivant la décomposition de Reynolds, une variable atmosphérique (vitesse du vent, température, humidité...) est représentée dans un écoulement turbulent, comme la somme de sa valeur moyenne temporelle (notée $\bar{v}$), et de sa fluctuation aléatoire, v' (Eq. (3.3)) :

$$v = \bar{v} + v' \tag{3.3}$$

En négligeant la compressibilité de l'air, en suppposant que l'atmosphère est en équilibre hydrostatique, et en l'absence de mouvements verticaux ($\bar{w}$=0), l'équation du mouvement s'écrit pour les directions latitudinales (u), et longitudinales (v), suivant les équations (3.4) et (3.5) :

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = -\frac{1}{\bar{\rho}_{air}}\frac{\partial \bar{p}}{\partial x} + f\bar{v} - \frac{\partial \overline{(u'w')}}{\partial z} \tag{3.4}$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} = -\frac{1}{\bar{\rho}_{air}}\frac{\partial \bar{p}}{\partial y} - f\bar{u} - \frac{\partial \overline{(v'w')}}{\partial z} \tag{3.5}$$

où ρ_{air} est la masse volumique moyenne de l'air, f est le paramètre de Coriolis, et $\overline{u'w'}$, $\overline{v'w'}$ sont les tenseurs de Reynolds, ou encore le flux cinématique de quantité de mouvement.

L'énergie cinétique turbulente TKE, peut s'exprimer suivant l'équation (3.6) (Stull, 1988) :

$$\overline{TKE} = \frac{1}{2}(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}) \tag{3.6}$$

L'équation de conservation de la masse s'écrit suivant l'Eq. (3.7) :

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} = 0 \tag{3.7}$$

La loi des gaz parfaits s'écrit pour l'air humide comme l'Eq. (3.8) :

$$\bar{p} = \bar{\rho} R_a \bar{T}(1 + 0.61\bar{q}) \tag{3.8}$$

où $\bar{q}$ est l'humidité spécifique moyenne.

La conservation de l'énergie est décrite par le premier principe de la thermodynamique (Eq. (3.9)) :

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = \frac{\bar{\theta}}{C_p \bar{T}} \frac{\partial \bar{H}}{\partial t} - \frac{\partial \overline{(w'\theta')}}{\partial z} \tag{3.9}$$

Ces équations sont valables pour la partie turbulente x' de chaque variable, en substituant dans les équations la moyenne par la fluctuation. Il est alors possible d'obtenir des équations supplémentaires comme celle de l'énergie cinétique turbulente. Cependant, ces équations ne peuvent pas être résolues de manière analytique, parce qu'elle contiennent des corrélations triples. Ce problème est connu sous le nom de problème de fermeture des équations.

Le chapitre suivant traite de la description de la turbulence dans la couche limite de surface. Il présente : (i) une analyse adimensionnelle des paramètres pertinents, *i.e* la théorie des similitudes de Monin et Obukhov ; (ii) la propagation des ondes dans un milieu turbulent.

4 Turbulence dans la couche limite de surface

De nombreux ouvrages de référence offrent une description détaillée de la CLS, et de la turbulence (Garrat, 1992; Kaimal et Finnigan, 1994; Stull, 1988). L'objectif de ce chapitre est de présenter les principales caractéristiques de la turbulence dans la CLS pour décrire le profil de vent en surface, et la propagation d'une onde dans un milieu turbulent. La turbulence sera abordée à travers deux approches : (i) la première est une analyse dimensionnelle de la couche limite qui permet d'identifier les grandeurs pertinentes ; (ii) la seconde décrit les outils statistiques qui permettent de décrire et d'analyser les phénomènes turbulents.

La dernière section traite de la propagation d'une onde dans un milieu turbulent, pour apporter les bases nécessaires à la théorie de la scintillométrie, qui sera décrite dans la partie III.

1 Analyse dimensionnelle de la CLS

1.1 Théorie des similitudes de Monin et Obukhov

Pour décrire explicitement la couche limite, Monin et Obukhov (1954) ont émis une théorie basée sur des quantités adimensionnelles. Désignée sous le nom de Monin Obukhov Similarity Theory (MOST), son application a permis des progrès considérables, en particulier dans la compréhension de la couche limite de surface. Elle permet de décrire un état de couche limite turbulente. La théorie des similitudes pour la CLS suppose que la variabilité de structure de la CLS s'explique par une variation de l'échelle des phénomènes en fonction de l'altitude. On décrit alors les différents phénomènes sous des formes adimensionnelles. Cette théorie s'appuie également sur l'hypothèse d'une stationnarité temporelle, et d'une homogénéité horizontale.

Le théorème de Vaschy-Buckingham (ou théorème des Π) est à la base de l'analyse dimensionnelle. Ce théorème établit qu'une relation f entre n variables, peut être écrite comme une relation entre (n - k) combinaisons adimensionnelles Π_i des n variables de départ, où k est le

nombre de grandeurs principales.

$$f(\phi_1, \phi_2, ...\phi_n) = 0 \tag{4.1}$$

devient

$$F(\Pi_1, \Pi_2, ...\Pi_{n-k}) = 0 \tag{4.2}$$

A priori, les caractéristiques de la CLS pour des échelles telles que $z_0 < \mathrm{z} < h_{CLS}$, dépendent du cisaillement ($\tau = -\rho\,\overline{u'\,w'}$), des flux de surface $H_0 = \overline{w'\,\theta'}$, de la flottabilité et de l'altitude z. Le cisaillement et H_0 permettent alors de définir une échelle de vitesse u_* (Eq. (4.3)) caractéristique du cisaillement de vent et une échelle de température T_* (Eq. (4.4)) caractéristique des gradients de température.

$$u_* = -\overline{u'\,w'}^{1/2} \tag{4.3}$$

$$T_* = \frac{\overline{w'\,\theta'}}{u_*} \tag{4.4}$$

Ainsi, le théorème Π permet de montrer que les caractéristiques de la CLS peuvent être décrites par une grandeur sans dimension, $\xi = \mathrm{z}/L_{mo}$. *L'échelle de longueur ou longueur de Monin Obukhov* L_{mo} s'écrit en fonction des deux échelles précédemment définies suivant l'équation (4.5) :

$$L_{mo} = \frac{u_*^2 \bar{T}}{g K_v T_*} \tag{4.5}$$

avec $K_v = 0.4$, constante de von Kármán et g, accélération de la pesanteur.

La valeur absolue $\mid L_{mo} \mid$ est une des définitions possible pour la hauteur de la CLS. A cette hauteur, la production d'énergie cinétique turbulente par cisaillement équivaut à la production d'énergie cinétique turbulente par convection.

Lorsque ξ est proche de zéro, l'atmosphère est neutre. Cet état de l'atmosphère correspond à une turbulence générée par un cisaillement du vent proche de la surface, sans apport d'énergie par la convection. Quand ξ est négatif, l'état de l'atmosphère est instable : une partie de l'énergie turbulente est d'origine convective, et se trouve convertie en mouvements verticaux. Quand ξ est positif, la stratification de l'atmosphère est stable. Dans cet état, toute fluctuation atmosphérique est amortie.

En intégrant l'équation (3.9) pour un domaine de fluide entre la surface et une altitude z, le flux de chaleur sensible H s'exprime en fonction des cofluctuations de vent et de température à cette altitude z suivant l'équation (4.6) :

$$H \;=\; \bar{\rho}\,Cp\,\overline{w'\,\theta'} \;=\; \bar{\rho}\,Cp\,u_*\,T_* \tag{4.6}$$

En suivant la décomposition de Reynolds (Eq. (3.3)), les équations (3.4) et (3.5) permettent d'écrire l'équation de conservation de l'énergie cinétique pour des conditions de stationnarité et d'homogénéité horizontale (4.7) :

$$\overline{u'w'}\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \frac{g}{\overline{T}}\overline{w'\theta'} + \frac{1}{2}\frac{\partial \overline{w'TKE}}{\partial z} + \frac{\partial \overline{\rho' w'}}{\partial z} + \epsilon = 0 \tag{4.7}$$

où le premier terme représente la production mécanique, le second la production ou destruction par flottabilité, le troisième le transport turbulent, le quatrième le transport dû à la pression, et enfin, ϵ le taux de dissipation de l'énergie turbulente.

L'hypothèse de flux constants dans la CLS, et l'utilisation des paramètres adimensionnés de la théorie de MO, amène à une forme simplifiée de l'Eq.(4.7)) :

$$-\phi_u(\xi) + \xi - \phi_T(\xi) - \phi_\epsilon(\xi) = 0 \tag{4.8}$$

où ϕ_u est le gradient de vitesse normalisé, ϕ_T est le gradient de température normalisé, et ϕ_ϵ, le taux de dissipation d'énergie cinétique turbulente normalisé. Le gradient de vitesse normalisé ϕ_u s'écrit comme l'équation (4.9) :

$$\phi_u(\xi) = \frac{K_v z}{u_*}\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \tag{4.9}$$

Par analogie avec le gradient de vitesse, le gradient de température ϕ_T normalisé s'écrit comme l'équation (4.10) :

$$\phi_T(\xi) = \frac{K_v z}{T_*}\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \tag{4.10}$$

ϕ_T et ϕ_u sont des fonctions universelles et sont déterminées expérimentalement. Ces fonctions ont été décrites à l'aide de mesures expérimentales (Businger *et al.*, 1970; Wyngaard et Coté, 1971), lors de campagnes de mesures de grande envergure au Kansas en 1968, et au Minnesota dans les années 1970. Dyer (1974); Hoegstroem (1988) ont proposé des formulations de ces fonctions à partir des données de l'expérience du Kansas complétées par de nouvelles observations. Leurs formulations sont indiquées en annexe 4 pour les gammes -2 $< \xi <$ 0 et 0 $< \xi <$ 1. La plupart des données expérimentales ont montré que ϕ_T et ϕ_u étaient égales à l'unité pour les conditions neutres ($\xi = 0$).

1.2 La Couche Limite de Surface

Les caractéristiques de la CLS (profils de vent et de température, échanges énergétiques...) dépendent fortement du couvert végétal, de la topographie et des conditions hydriques de la surface. Par conséquent, les échanges entre le sol et l'atmosphère sont très variables d'un lieu à un autre.

Pour une surface *homogène*, l'intégration des équations (4.10) et (4.9) montre que les profils de vent et de température suivent des lois logarithmiques dont la forme est fortement influencée

par la rugosité du sol. Pour le cas neutre, c'est à dire pour $\xi = 0$, $\phi_u = 1$ permet d'obtenir le profil de vent pour une surface homogène suivant l'Eq. (4.11) :

$$\overline{u}(z) = \frac{u_*}{K_v} ln \left[\frac{z}{z_0} \right] \tag{4.11}$$

où z_0 représente la rugosité aérodynamique de la surface. z_0 correspond à l'altitude pour laquelle le profil logarithmique s'annule.

Le profil de vent dans le cas général est obtenu en intégrant l'équation (4.9). Il est plus courant de le représenter comme l'écart par rapport au profil logarithmique. L'équation (4.11) est alors réécrite comme (Eq. (4.12)) :

$$\overline{u}(z) = \frac{u_*}{K_v} \left(ln \left[\frac{z}{z_0} \right] - \Psi_u \left[\frac{z}{L_{mo}} \right] - \left[\frac{z_0}{L_{mo}} \right] \right) \tag{4.12}$$

où Ψ_u sont des formes intégrées des fonctions de Businger-Dyer (Panofsky et Dutton, 1984). Les différentes formes de ces fonctions sont indiquées en annexe 4 pour les cas stables et dans Kaimal et Finnigan (1994) pour les cas instables.

Dans le cas d'une surface couverte par de la végétation, ou bien par des bâtiments d'une hauteur h, le profil de vitesse se comporte d'un point de vue aérodynamique, comme s'il avait son ordonnée à l'origine à $d + z_0$. d est la *hauteur de déplacement* environ égale à $0.7{*}h$ pour les couverts homogènes (Brutsaert, 1982). L'équation (4.12) est réécrite pour le cas général comme l'Eq. (4.13) :

$$\overline{u}(z) = \frac{u_*}{K_v} \left(ln \left[\frac{z-d}{z_0} \right] - \Psi_u \left[\frac{z}{L_{mo}} \right] - \left[\frac{z_0}{L_{mo}} \right] \right) \tag{4.13}$$

Le paramètre de stabilité ξ s'écrit alors dans le cas général comme $\xi = (z-d)/L_{mo}$.

Une surface *non-homogène* est équivalente à une juxtaposition de surfaces de rugosité et de hauteur de déplacement différentes. Goode et Belcher (1999); Mason (1988); Kaimal et Finnigan (1994) proposent d'estimer les paramètres aérodynamiques d'une surface hétérogène $< b >$, comme la moyenne logarithmique des valeurs de chaque surface intrinsèquement homogène suivant l'Eq. (4.14) :

$$< b >= exp \sum ai * log(bi) \tag{4.14}$$

où a_i représente la proportion de chaque classe de couvert sur la surface totale considérée, et b_i le paramètre aérodynamique (d ou z_0).

Cependant, dans le cas de la longueur de rugosité, Schmid et Bunzli (1995) proposent d'appliquer également un coefficient de correction z_0^{eff}/z_{0m}, fonction de l'intensité du changement de rugosité ($m_{SB} = z_{0max}/z_{0min}$), de la fréquence de changement de rugosité ($p_{SB} = z_{0max}/\lambda$, où λ est l'échelle horizontale caractéristique des changements de rugosité) et de la proportion de surface occupée par des zones rugeuses (r). A partir de simulations numériques, Schmid et Bunzli (1995) ont obtenu les résultats présentés sur la figure 4.1.

Par exemple, pour une intensité de changement de rugosité $m_{SB} = 100$, et pour une fréquence de changement de rugosité $p_{SB} = 1/500$ et une surface r=0.5, les figures 4.1(a) et (d) permettent de déduire un coefficient de correction z_0^{eff}/z_{0m} égal à 3.3.

2 Outils statistiques pour la turbulence

Après avoir introduit quelques éléments de turbulence dans la CLS, il s'agit ici de proposer une description statistique d'un écoulement turbulent en introduisant notamment la notion de paramètre de structure d'un scalaire (C_A^2 pour un scalaire A) dans ce milieu (Les notions nécessaires à la compréhension du signal scintillométrique sont exposées, en particulier, la propagation d'une onde dans un milieu turbulent, sa variance (σ_x^2) et le paramètre de structure de la température C_T^2).

2.1 Description des écoulements turbulents

2.1.1 Fonction de structure et densité spectrale

L'évolution du champ d'une variable aléatoire A, et de sa fluctuation A' autour de sa moyenne temporelle, peut être décrit en utilisant la notion de *covariance spatiale*, B_{AA}. Pour un processus aléatoire et ergotique, la covariance spatiale est égale à moyenne temporelle d'ensemble associée à une distribution statistique des événements. Elle est également égale à la moyenne temporelle des produits des fluctuations pour une période Pe suffisamment longue. Elle s'écrit suivant Monin et Yaglom (1971) (Eq. (4.15)) :

$$B_{AA...A}(r_1, r_2, ...r_k) = \overline{A'(r_1)A'(r_2)...A'(r_k)} = \frac{1}{Pe}\int_0^{Pe} A'(r_1)A'(r_2)...A'(r_k)dt \tag{4.15}$$

où r_k représente un point de coordonnées (x_k, y_k, z_k) dans un repère espace-temps.

Cependant, la covariance spatiale $B_{AA...A}$ contient implicitement la moyenne temporelle de la variable A, moyenne qui dépend de la taille de l'échantillon considéré et donc de la période Pe. Afin de s'affranchir de toute moyenne temporelle, on introduit la notion de *fonction de structure*. La fonction de structure est la moyenne d'ensemble de la différence des variations d'un signal entre les différents points. Dans le cas de deux points r_1 et r_2, cette fonction D_{AA} s'écrit comme (Eq. (4.16)) :

$$D_{AA}(r_1, r_2) = \overline{(A'(r_1) - A'(r_2))^2} = 2(B_{AA}(0) - B_{AA}(r)) \tag{4.16}$$

Cette fonction ne fait pas intervenir la valeur moyenne, mais s'écrit en fonction des différences de fluctuations de la variable considérée. Elle est donc représentative uniquement des fluctuations turbulentes. Dans le cas d'un milieu homogène et isotrope, elle ne dépend que de la distance entre les deux points $r = \mid r_1 - r_2 \mid$, *i.e* $D_{AA}(r_1, r_2) = D_{AA}(r)$.

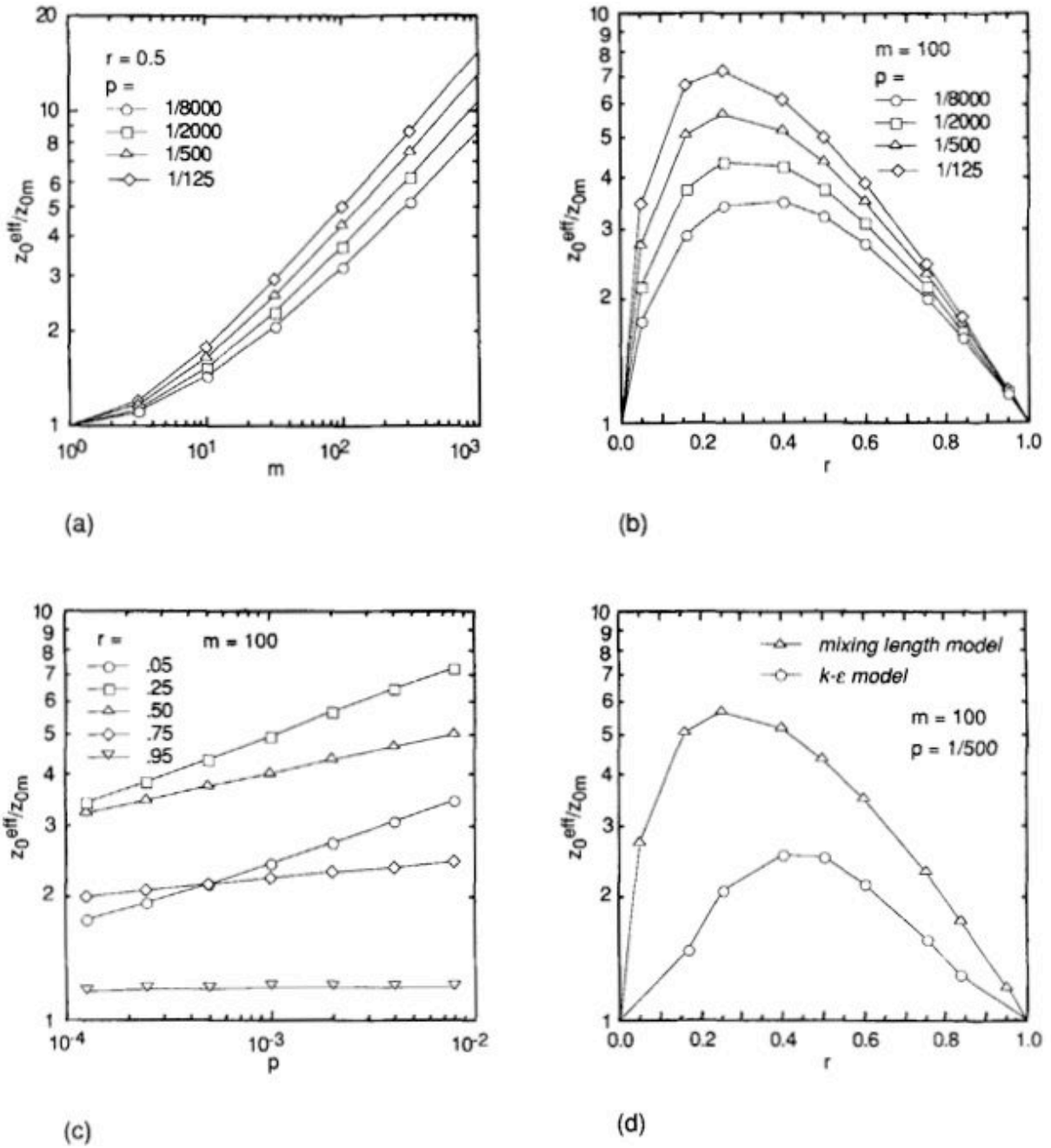

FIGURE 4.1 – (a)-(d) Dépendance du coefficient de correction z_0^{eff}/z_{0m} pour différentes gammes de paramètres décrivant la structure de la surface considérée (m, r et p) (figure issue de Schmid et Bunzli (1995)).

La fonction de structure peut également être exprimée, pour un milieu localement homogène et isotrope, par sa transformée de Fourier $3D$, définissant ainsi une *densité spectrale tridimensionnelle* $\Phi_{AA}(k)$ suivant Tatarskii (1961) :

$$D_{AA}(r) = 8\pi \int_0^\infty \left(1 - \frac{sin(\kappa r)}{kr}\right) \Phi_{AA}(\kappa)\kappa^2 d\kappa \tag{4.17}$$

où κ est l'amplitude du nombre d'onde.

2.1.2 Fonction de structure d'un scalaire dans un champ turbulent

Richardson (1920) propose que pour des nombres de Reynolds élevés, l'énergie est apportée par les grands tourbillons. Kolmogorov (1941) établit alors l'idée de subdivisions du spectre d'énergie de la turbulence en gammes d'échelles comme le montre la figure 4.2. Cette représentation conceptuelle montre la distribution de l'énergie dans le spectre de longueur d'onde spatial. Kolmogorov (1941) a démontré que l'on peut distinguer trois gammes majeures dans le spectre : (A) une gamme *productrice d'énergie*, qui contient l'essentiel de l'énergie turbulente, produite par cisaillement et/ou flottabilité ; (B) une gamme de *fréquence "inertielle"*, où l'énergie n'est ni produite, ni dissipée, mais transmise à des échelles de plus en plus petites ; (C) une gamme de *dissipation*, où l'énergie cinétique est convertie en énergie interne.

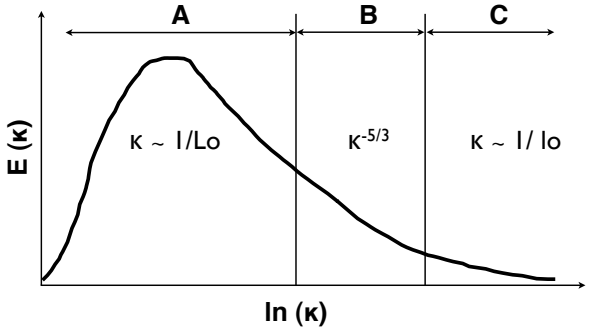

FIGURE 4.2 – Vue schématique du spectre d'énergie E, montrant les différentes régions de production d'énergie (A), de dissipation (C), et intermédiaire (B) pour laquelle dissipation et production sont négligeables. E est l'énergie, κ le nombre d'onde, l_0 la taille des plus petits tourbillons, et L_0 la taille du domaine étudié. Adapté de Kaimal et Finnigan (1994).

lo correspond à la taille des plus petits tourbillons. C'est l'échelle *interne* et elle est reliée au taux de dissipation ϵ suivant : $lo = (\nu/\epsilon)$, où ν est la viscosité cinématique. L'échelle *externe* Lo est représentative de la taille du domaine étudié. A partir de cette analyse du spectre de la turbulence, Kolmogorov (1941) propose deux hypothèses : (i) Lorsque la distance r entre les deux points est petite devant l'échelle externe Lo ($r << Lo$), alors la fonction de structure ne dépend que de la viscosité cinématique ν et du taux de dissipation moyen de l'énergie ϵ ; (ii) Si cette distance est également grande devant l'échelle interne ($lo << r << Lo$), alors la fonction de structure D_{vv} ne s'écrit qu'en fonction du taux de dissipation de l'énergie. Cette deuxième

proposition conduit par analyse dimensionnelle à l'Eq. (4.18) :

$$D_{vv}(r) = C_{ste}\epsilon^{2/3}r^{2/3} \tag{4.18}$$

Pour un scalaire comme l'indice de réfraction de l'air n, la fonction de structure D_{nn} dépend à la fois du taux de production des inhomogénéités et de la fréquence de dissipation N.

$$D_{nn}(r) = C_{nn}r^{2/3} \tag{4.19}$$

D_{nn} s'écrit également suivant (Eq. (4.19)) :

$$D_{nn}(r) = C_{ste}\frac{N}{\epsilon^{1/3}}r^{2/3} = C_n^2 r^{2/3} \tag{4.20}$$

où C_n^2 est appelé le paramètre de structure de l'indice de réfraction de l'air.

Kolmogorov (1941) a montré que la cascade d'énergie pour la vitesse (zone inertielle) suivait dans le domaine fréquenciel une loi en $\kappa^{-5/3}$ (figure 4.2). Tatarskii (1961) montre à partir des équations (4.17) et (4.19), que la densité spectrale pour l'indice de réfraction de l'air peut s'écrire suivant l'Eq. (4.21) :

$$\Phi_{nn}(\kappa) = 0.033C_n^2\kappa^{-11/3}exp(-\kappa^2/\kappa_m^2) \tag{4.21}$$

où κ est l'amplitude du nombre d'onde et $\kappa_m = 5.92/l_0$. Cette relation relie donc la *densité spectrale* au *paramètre de structure de l'indice de réfraction de l'air*. On peut trouver une démonstration de cette loi d'échelle dans Wheelon (2001) et dans Berdja (2007).

3 Du paramètre de structure de l'indice de réfraction de l'air à celui de la température

3.1 Dépendance de l'indice de réfraction aux propriétés de l'air et à la longueur d'onde

L'indice de réfraction d'un gaz ($\bar{n}$) dépend de la composition du gaz, et de ses variables d'état : température ($\bar{T}$), pression ($\bar{p}$), humidité spécifique ($\bar{q}$) et de la longueur d'onde considérée. Sachant que dans l'atmosphère, la composition de l'air est essentiellement variable en vapeur d'eau, on peut décrire la composition de l'air comme une combinaison d'air sec et d'air humide. L'indice de réfraction s'écrit suivant l'Eq. (4.22) :

$$\bar{n} = \bar{n}(\lambda, \bar{p}, \bar{T}, \bar{q}) \tag{4.22}$$

La dépendance de l'indice de réfraction de l'air a été décrite par des formulations empiriques basées sur des mesures expérimentales, dont la forme générale est donnée par l'Eq. (4.23) :

$$\bar{n} - 1 = m_1(\lambda)\bar{p}/\bar{T} + m_2(\lambda)\bar{e}/\bar{T} \tag{4.23}$$

où $\bar{e}$ est la pression partielle de vapeur d'eau (la pression partielle pour l'air sec est $\bar{p}$ - $\bar{e}$). Andreas (1989) et Kohsiek et Herben (1983), ainsi que d'autres auteurs ont proposé des formulations pour des longueurs d'ondes et conditions de pression particulières.

3.2 Fluctuations de l'indice de réfraction de l'air

Les fluctuations de l'indice de réfraction de l'air sont décrites en fonction des fluctuations des propriétés thermodynamiques de celui-ci, en partant de l'équation (4.23). Après avoir décomposé les variables d'état (P, T, n, e) suivant la décomposition de Reynolds (Eq. (3.3)), et en utilisant l'Eq. (4.23), la fluctuation de $\bar{n}$ s'écrit suivant l'Eq. (4.24) :

$$n' = m_1(\lambda)\frac{\bar{p}}{\bar{T}}\frac{p'}{\bar{p}} - m_1(\lambda)\frac{\bar{p}}{\bar{T}}\frac{T'}{\bar{T}} + m_2(\lambda)\frac{\bar{e}}{\bar{T}}\frac{e'}{\bar{e}} - m_2(\lambda)\frac{\bar{e}}{\bar{T}}\frac{T'}{\bar{T}} \tag{4.24}$$

Les coefficients A_P, A_T et A_q sont définis comme $A_P = m_1\frac{\bar{p}}{\bar{T}}$, $A_T = -m_1\frac{\bar{p}}{\bar{T}} - m_2\frac{\bar{e}}{\bar{T}}$, $A_q = m_2\frac{\bar{e}}{\bar{T}}$. Ces trois coefficients dépendent de la longueur d'onde et des valeurs moyennes des variables d'état.

3.3 Expression de C_n^2 en fonction de C_T^2

Partant des équations (4.16) et (4.20), en insérant l'expression de $\bar{n}$ comme une fonction de $\bar{p}$, $\bar{e}$ et $\bar{T}$ comme décrit par l'Eq. (4.23), et en utilisant les coefficients A_x décrits précédemment, le paramètre de structure de l'indice de réfraction de l'air C_n^2, s'écrit suivant l'Eq. (4.25) :

$$C_n^2 = \frac{A_pA_p}{pp}C_p^2 + \frac{AqAq}{qq}C_q^2 + \frac{A_TA_T}{TT}C_T^2 + 2\frac{A_pA_q}{pq}C_{pq} + 2\frac{A_pA_T}{pT}C_{pT} + 2\frac{A_qA_T}{qT}C_{qT} \tag{4.25}$$

Près de la surface et aux échelles considérées dans cette étude, nous supposons valides les hypothèses de **?** qui indiquent que $p'/\bar{p} << \mathrm{T'}/\bar{T}$, $T' << \bar{T}$ et $\rho'_{air} << \bar{\rho}_{air}$. On peut donc négliger les termes de pression C_{pq}, C_{pT} et C_{pp}. L'équation se réduit à l'Eq. (4.26) :

$$C_n^2 = \frac{A_qA_q}{qq}C_q^2 + \frac{A_TA_T}{TT}C_T^2 + 2\frac{A_qA_T}{qT}C_{qT} \tag{4.26}$$

Il existe très peu d'informations sur les paramètres de structure C_{qT}, et C_q^2 (Moene, 2003). Il est courant de contourner cette difficulté en utilisant d'autres informations entre les fluctuations de T et de q, comme le rapport de Bowen, ou le coefficient de corrélation entre $\bar{T}$ et $\bar{q}$. Plusieurs auteurs ont proposé des relations directes entre C_n^2 et C_T^2 : (Wesely, 1976b; Kohsiek, 1982). Moene (2003) a proposé une manière plus explicite de relier C_n^2 à C_T^2. Celle-ci est basée sur l'hypothèse de structures spatiales identiques de T et q dans la gamme intertielle (Moene, 2003). Cette hypothèse permet d'amener après simplification à l'équation (4.27) :

$$\overline{C_n^2} = \frac{A_TA_T}{\bar{T}\bar{T}}C_T^2\left(1 + \frac{A_q}{\bar{q}}\frac{\bar{T}}{A_T}\frac{C_p}{L_v}\beta^{-1}\right)^2 \tag{4.27}$$

Cette équation permet de relier le paramètre de structure de la température au paramètre de structure de l'indice de réfraction de l'air. Cette équation suppose valide l'hypothèse de Boussinesq. Cependant, il est nécessaire de mentionner que dans certains cas (convection importante par exemple), cette hypothèse n'est pas vérifiée. Nous verrons dans la partie III traitant de la scintillométrie, comment relier le paramètre de structure de la température (C_T^2) au flux de chaleur sensible (H).

Résumé

Ce chapitre a introduit deux volets primordiaux pour l'étude de la turbulence dans la couche limite de surface, et de l'utilisation d'un scintillomètre dans ce milieu : (i) la caractérisation des propriétés aérodynamiques des surfaces pour caractériser la relation entre propriétés de surface, et profils verticaux dans la CLS ; (ii) l'introduction des concepts de propagation d'une onde dans un milieu turbulent, à la base de la théorie de la scintillométrie. Il a été montré que le paramètre de structure de l'indice de réfraction de l'air pouvait s'écrire en fonction du paramètre de structure de la température, sous certaines conditions. La partie III de cette thèse montre comment accéder au flux de chaleur sensible H à partir de la variance d'un signal électromagnétique se propageant dans un milieu turbulent.

5 Propriétés aérodynamiques de la CLS du bassin versant de l'Ara

Ce chapitre est dédié à la caractérisation des propriétés aérodynamiques de la surface du bassin versant de l'Ara. Les paramètres introduits précédemment (z_0 et d) sont déterminés expérimentalement à partir d'un dispositif mis en place spécifiquement pour cette étude.

1 Introduction

Les paramètres aérodynamiques sont nécessaires pour l'estimation des flux turbulents par les méthodes de profil ou par scintillométrie. D'un point de vue aérodynamique, les caractéristiques d'une surface homogène se résument à seulement deux paramètres : la rugosité z_0 et la hauteur de déplacement d. Ceci n'est pas valable pour des surfaces hétérogènes, pour lesquelles il est nécessaire d'effectuer des calculs d'agrégation évoqués dans le chapitre 4 (Eq. (4.14)).

Plusieurs méthodes sont possibles pour estimer les paramètres aérodynamiques (Lettau et Davidson, 1957; Lloyd *et al.*, 1992; Martano, 2000; Zhao *et al.*, 2008). Elles sont basées sur l'équation du profil de vent dans la CLS (Eq. (4.13)) et nécessitent que les conditions de la théorie des similitudes soient vérifiées ce qui est rarement le cas dans le milieu naturel. En particulier la condition d'homogénéité horizontale qui se traduit en général par une condition sur l'homogénéité du couvert est rarement respectée. De même pour la condition d'état stationnaire.

L'approche présentée dans cette étude consiste à étudier des surfaces homogènes. Chacune de ces surfaces représente une classe de végétation identifiée sur le bassin versant. Ensuite, suivant une méthode d'agrégation, il est proposé une estimation des paramètres d et z_0 sur une surface hétérogène composée de ces petites surfaces homogènes.

2 Démarche adoptée

2.1 Choix de surfaces représentatives

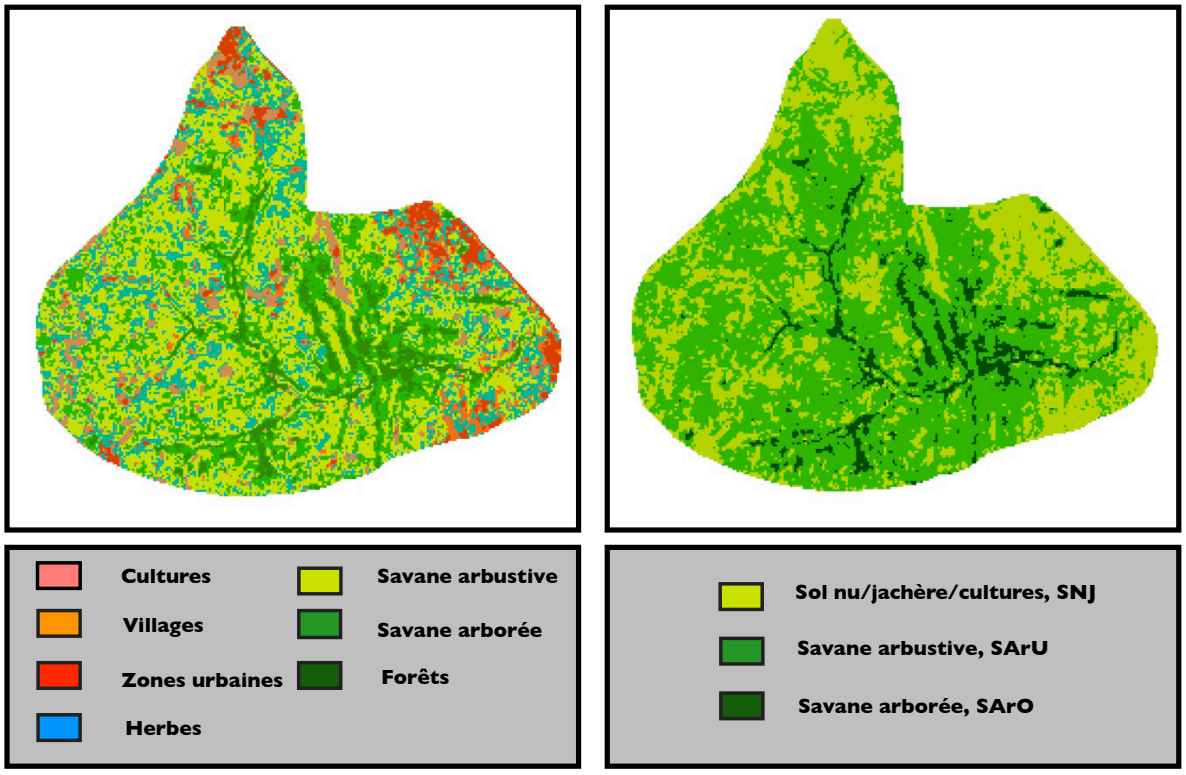

FIGURE 5.1 – (1) Classification établie par Zin *et al.* (communication personnelle), à partir d'images SPOT à 20 m ; et (2) simplification de la classification à partir d'observations de terrain.

Le bassin versant de l'Ara possède une grande hétérogénéité de couverts. La figure 5.1 (1) présente la classification établie par Zin *et al.* (communication personnelle) à partir d'images SPOT à 20 m et déjà présentée figure 2.2.

Pour notre étude, il est nécessaire de choisir des surfaces aérodynamiquement homogènes, afin de pouvoir les instrumenter et les caractériser. Il conviendra par la suite, de mettre en place une méthode d'agrégation, afin d'estimer une valeur des paramètres aérodynamiques sur une zone constituée d'un ensemble de petites surfaces homogènes que l'on aura caractérisées.

La première étape de notre démarche consiste donc à diviser le bassin versant en surfaces identiques d'un point de vue aérodynamique. Nous avons proposé une simplification de la classification de Zin *et al.* (communication personnelle) à partir d'observations de terrain, avec comme critères la hauteur et la densité de la végétation.

Cette nouvelle classification regroupe les classes précédentes en trois classes (figures 5.1 (2) et 5.3) : (1) la végétation supérieure à 2 ou 3 m est définie comme *savane arborée ou SArO* (Fig. 5.3 milieu) ; (2) les petits arbustes, peu denses, d'une hauteur maximale de 2 m (*savane*

arbustive ou SArU) (Fig. 5.3 gauche) ; (3) les surfaces qui regroupent les cultures, jachères, sols nu et surfaces anthropisées sont regroupées sous la dénomination *sol nu/jachère ou SNJ* (Fig. 5.3 droite) [1]. Ces surfaces suivent le cycle marqué par les contraintes climatiques (Seghieri *et al.*, 2009; Blanchard, 2007).

2.2 Méthodes d'estimation des paramètres aérodynamiques

Les premières méthodes pour estimer ces paramètres ont été proposées par Lettau et Davidson (1957), puis Robinson (1962). De nouvelles approches ont été possibles dans les années 1990 (Lloyd *et al.*, 1992), par la mise en oeuvre de matériel récent de mesure de la vitesse du vent à haute fréquence (50 Hz) à trois dimensions (anémomètres soniques). Enfin, certains auteurs ont également proposé des méthodes de résolutions mathématiques par itérations (Zhao *et al.*, 2008), ou par minimisation d'une variable en se basant sur l'adimensionalité des paramètres pertinents (Martano, 2000).

Nous avons retenu trois méthodes : (i) la méthode dite *aérodynamique* qui est basée sur des mesures de vent à plusieurs hauteurs ; (ii) la méthode de *Lloyd* et al. *(1992)* qui décrit le profil de vitesse à l'aide d'un anémomètre sonique, en effectuant des mesures successives, et non-simultanées de u_* à différentes hauteurs ; (iii) la méthode de *Martano (2000)* qui nécessite une mesure temporelle de u_* à seulement une hauteur.

La *méthode aérodynamique* consiste à réaliser des mesures de vent simultanément à au moins deux hauteurs. Elle est considérée comme assez approximative, et nécessite des longues séries temporelles pour donner des résultats cohérents avec la littérature. A partir de l'Eq. (4.13), et en ne considérant que les cas neutres (*i.e*, $\xi = 0$), il est possible d'obtenir un système d'équation à trois inconnues d, z_0 et u_*. Il faut ensuite émettre une hypothèse soit sur d, soit sur z_0 pour calculer l'autre paramètre. Nous avons utilisé cette approche (Guyot, 2006) pour établir une première approximation des paramètres aérodynamiques sur le bassin versant de l'Ara.

La *méthode de Lloyd* et al. *(1992)* consiste à réaliser des mesures de $\overline{u}$ et de u^* à l'aide d'un anémomètre sonique placé successivement à différentes hauteurs. Pour des conditions neutres ($\xi = 0$), la pente de la droite $k.\overline{u}{=}f(u*) = ln((z-d)/z_0)$ est une fonction de z, d et z_0. Pour des mesures à différentes hauteurs, $(z-d)/z_0$ est alors une fonction linéaire de z dont la pente est $1/z_0$ et la valeur à l'origine est $-d/z_0$. Lloyd *et al.* (1992) ont montré que cette méthode pouvait être appliquée pour des couverts végétalisés complexes dont la hauteur de déplacement dépend non seulement de la hauteur des arbustes, mais aussi de leur densité et de leur répartition. Lloyd *et al.* (1992) ont appliqué cette méthode à un couvert de brousse tigrée, dans le sud du Niger. Cette végétation est proche de certaines zones du bassin versant de l'Ara.

La *méthode de Martano (2000)* considère que le problème de recherche de d et z_0 peut s'exprimer par une recherche de minimisation d'une fonction d'une seule variable par la méthode

1. Dans la suite du manuscrit, il sera souvent fait état des acronymes SArU, SArO et SNJ pour désigner les classes de végétations.

des moindres carrés. A partir du profil de vent (Eq. (4.13)) , il est possible d'écrire l'Eq. (5.1) :

$$\langle\left[\frac{K_v.\overline{u}(z)}{u_*} - \ln\left(\frac{z-d}{z_0}\right) + \psi\left(\frac{z-d}{L_{mo}}, \frac{z_0}{L_{mo}}\right)\right]^2\rangle_m = \min(z_0, d) \tag{5.1}$$

La recherche de la variance minimum (*i.e*, min(z_0, d) = 0) conduit à écrire l'Eq. (5.2) :

$$\langle\ln\left(\frac{z-d}{z_0}\right)\rangle = \langle\frac{K_v.\overline{u}(z)}{u_*}\rangle + \langle\psi\left(\frac{z-d}{L_{mo}}, \frac{z_0}{L_{mo}}\right)\rangle \tag{5.2}$$

Il est possible de définir la fonction S (z_0, d), comme égale aux deux membres de l'équation précédente. Ainsi, l'Eq. (5.1) se réécrit comme :

$$\langle[S(z_0,d) - < S(z_0,d) >]^2\rangle_m = \min(z_0,d) = \sigma_S^2 \tag{5.3}$$

Les valeurs de z_0 et de d seront alors trouvées pour σ_S^2 minimum, et l'Eq. (5.2) vérifiée. Un calcul itératif initialisé par des valeurs de d, z_0 et S permet d'obtenir les paramètres recherchés après moins de dix itérations.

Cette méthode nécessite seulement une hauteur de mesure du vent avec un anémomètre sonique qui fournit $\overline{u}$, u_* et z/L_{mo} . Il est donc possible de l'appliquer à des jeux de données d'anémomètres soniques sur de longues périodes (une année), comme c'est le cas pour la station pérenne de Nalohou. Cette méthode est donc appliquée d'une part à des données annuelles sur le site de Nalohou (figure 2.7) permettant de renseigner l'évolution temporelle des paramètres aérodynamiques. D'autre part une campagne spécifique a été effectuée et a permis de tester les deux méthodes.

3 Matériel

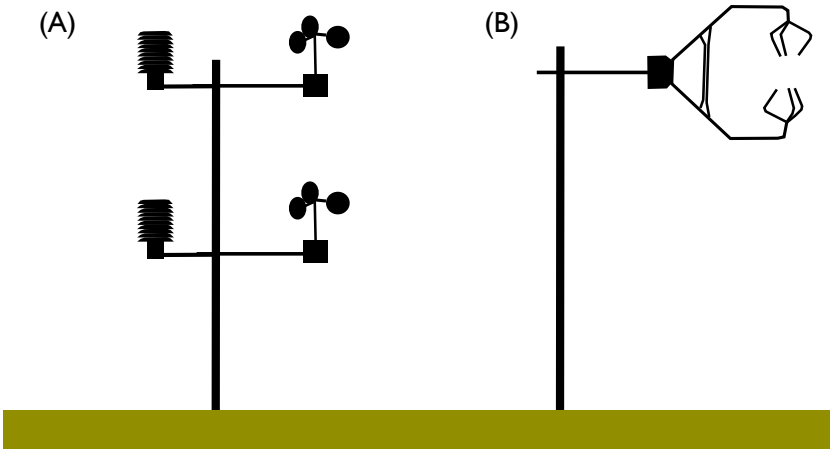

FIGURE 5.2 – (A) Première campagne : mat météorologique avec anémomètres à coupelle et thermistances à deux hauteurs ; (B) Seconde campagne : anémomètre sonique au sommet du mat météorologique.

A partir de prospections sur le terrain, nous avons pu identifier trois sites représentatifs de chaque classe de végétation. A ces trois sites s'adjoint le site de la station pérenne de Nalohou, qui est installé sur du sol nu/jachère. Nous avons effectué deux campagnes de mesures en 2006 et en 2008. En 2006, les deux saisons (sèche en avril, et humide en octobre) ont été documentées. Le matériel utilisé pour cette campagne est un mat météorologique équipé d'anémomètres à coupelle et de capteurs de température et d'humidité à deux hauteurs (Fig. 5.2 (A)). Pendant la campagne de mars 2008 (en saison sèche), nous avons utilisé un mat météorologique équipé d'un anémomètre sonique (Fig. 5.2 (B)) avec lequel nous avons effectué des mesures sucessives à plusieurs hauteurs. Le tableau 5.1 présente les périodes de mesures.

Période de mesure Jours	Durée Heures	Site de mesure	Capteurs	Variable	Hauteur
Première campagne, en avril 2006					
04/04/06-05/04/06	24	Nalohou	A100 et thermistances	$\overline{T}$, $\bar{u}$, RH	1.9 et 4.7 m
05/04/06-06/04/06	48	Savane arborée	—	—	4.4 et 6.1 m
07/04/06-09/04/06	48	Sol nu/jachère	—	—	3.4 et 6.1 m
10/04/06-11/04/06	48	Savane arbustive	—	—	3.4 et 6.1 m
Première campagne, en octobre 2006					
09/11/06-11/11/06	48	Savane arbustive	A100 et thermistances	—	4.3 et 6.05 m
11/11/06-13/11/06	48	Savane arborée	—	—	4.3 et 6.05 m
13/11/06-15/11/06	48	Sol nu/jachère	—	—	4.3 et 6.05 m
Seconde campagne, en mars 2008					
07/03/08-11/03/08	72	Savane arbustive	CSAT3	$\overline{T}$, $\bar{u}$, $\bar{v}$, $\bar{w}$, u', v', w', T'	7.4, 9.75 et 12 m
11/03/08-17/03/08	120	Savane arborée	—	—	8, 10 et 12 m
17/03/08-22/03/08	120	Sol nu/jachère	—	—	4, 8 et 12 m

TABLE 5.1 – Campagnes de mesures : périodes d'acquisition des données, sites, capteurs, variables mesurées et hauteurs de mesure.

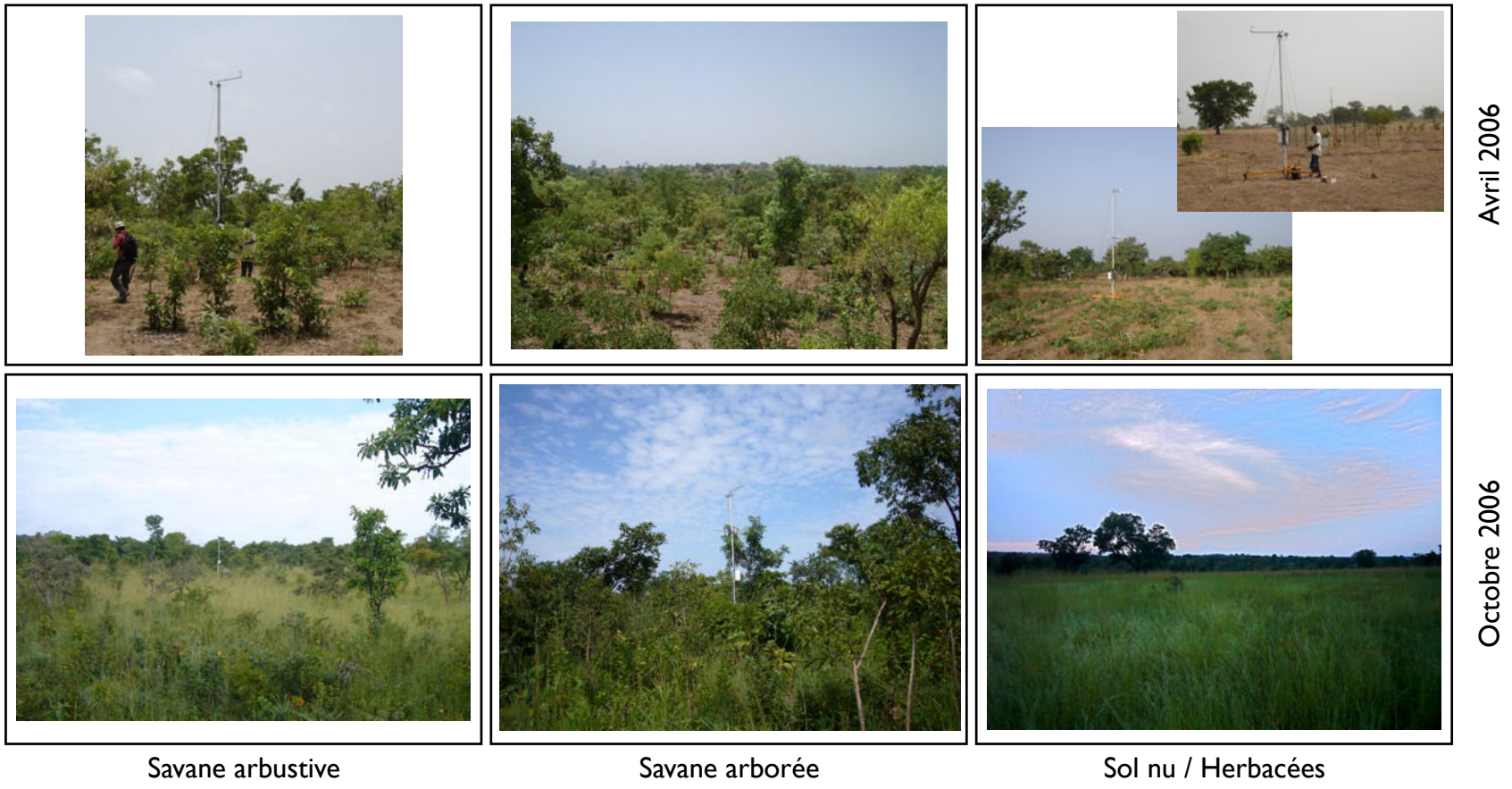

FIGURE 5.3 – Photographies des sites de mesures avec un mat météorologique équipé d'anémomètres à coupelles, de capteurs de température, et d'humidité à deux hauteurs.

Nous disposons donc pour cette étude de trois séries de données issues de deux campagnes (résumées dans le tableau 5.1) :

1. Des données de vent et de température à deux hauteurs, acquises en avril et octobre 2006 lors de campagnes de terrain sur les trois types de couverts. La figure 5.3 montre le mat météorologique, sur les trois sites instrumentés, pour ces deux phases de mesures.
2. Des données des trois composantes de la vitesse du vent, et de température, à haute fréquence, mesurées à l'aide d'un anémomètre sonique lors d'une campagne de terrain en mars 2008 sur les mêmes sites de mesure (Fig. 5.4).

FIGURE 5.4 – Photographie du mat météo équipé de l'anémomètre sonique sur le site de sol nu/jachère en mars 2008.

3. Des données de l'anémomètre sonique de la station de Nalohou pour une année quasi-complète en 2006. Cette station est située sur une jeune jachère (non-cultivée depuis 2005).

Les données de l'anémomètre sonique ont été traitées avec le logiciel *EdiRe* (University of Edinburgh, UK) [2]. Les processus de traitement incluent des corrections de despiking, de l'angle d'attaque et fréquencielles (Aubinet *et al.*, 1999). Les données ont été traitées de manière à corriger les défauts d'alignement de l'anémomètre sonique en suivant la méthode "planar fit", qui permet de prendre en compte la légère déclivité du terrain. Les flux présentés dans les chapitres suivants ont subi une correction avec la méthode de double rotation à chaque pas de temps, et non par la méthode de "planar fit".

2. http ://www.geosc.ed.ac.uk/abs/research/micromet/EdiRe/

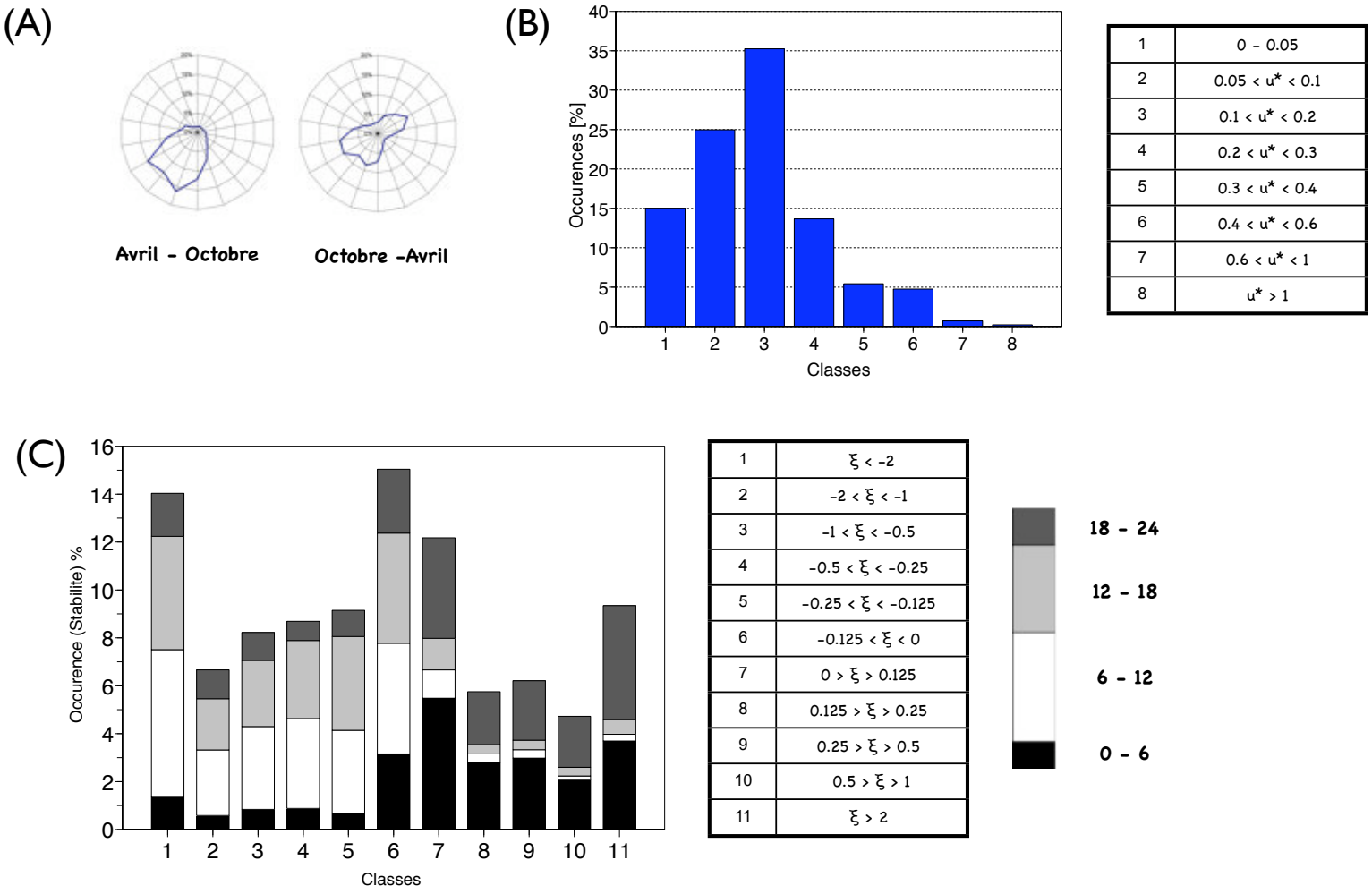

FIGURE 5.5 – (A) Rose des vents ; (B) Occurrence de l'échelle de vent u_* ; (C) Occurrence des conditions de stabilité atmosphérique ($\xi = (z - d)/L_{mo}$) au niveau de la station de l'anémomètre sonique de Nalohou des jours 90 à 365 de l'année 2006. Les barres grisées de (C) indiquent les heures de quatre périodes de 6h chacune de la journée.

4 Résultats

4.1 Eléments de climatologie locale

Pour caractériser la couche limite de surface d'un point de vue aérodynamique, seules les conditions de neutralité (-0.125 $< \xi <$ 0.125), pour des vents supérieurs à 1 m/s et peu variables en intensité et en direction, sont considérées.

La figure 5.5 (A) montre, pour l'année 2006, la variabilité de la direction du vent à 2 m au niveau de la station de Nalohou (Fig. 2.7). Deux périodes sont distinguées, afin de mieux différencier les régimes de vent dominants. La période d'octobre à avril, en saison sèche, subit des vents du nord-est. Les vents de sud-ouest en période humide sont associés aux remontées discontinues du flux de mousson lors de sa mise en place. La figure 5.5 (B) présente la distribution de l'échelle de la vitesse du vent u_*. Dans plus de 50 % des cas, l'échelle de vent est comprise entre 0.05 et 0.2, ce qui correspond à des conditions avec peu de cisaillement.

La distribution des conditions de stabilités mesurées sur le site de Nalohou est illustrée sur la figure 5.5 (C). Six classes de cas instables et cinq classes de cas stables sont présentées. Les classes 1 et 11 sont des cas pour lesquels on sort du domaine de validité des fonctions de Businger. L'ensemble des cas pour lesquels les fonctions de Businger sont valables représentent 77 % des données. Les situations stables ont lieu principalement la nuit (gris sombre et noir), tandis que les situations instables ont lieu le jour (gris clair et blanc). Les situations proches de la neutralité (classes 6 et 7 pour lesquelles -0.125 $< \xi <$ 0.125) représentent 27 % des occurrences. Elles ont lieu le jour (pour les valeurs négatives) et la nuit (pour les valeurs positives), montrant clairement des changements de stabilité au crépuscule et à l'aurore. Les conditions neutres sont également rencontrées durant les journées nuageuses, pendant lesquelles la convection thermique n'est pas trop développée.

Pour résumer, il ressort que les conditions adéquates pour pouvoir appliquer la théorie des similitudes de MO sont réunies pendant certaines périodes au niveau de la station de Nalohou. En effet, l'atmosphère est proche de la neutralité près de 27 % du temps, souvent à l'aurore et au crépuscule, et les fonctions de Businger sont applicables pour 77 % des cas. Le vent est peu variable, et suit deux régimes distincts (nord-est et sud-ouest). La vitesse moyenne du vent est faible cependant, ce qui rend très discriminante la condition de ne conserver que les vents supérieurs à 1 m/s.

4.2 Paramètres aérodynamiques

La méthode aérodynamique a été appliquée à la première série de données. Guyot (2006) a évalué la hauteur de déplacement de chaque surface, en définissant un périmètre représentatif et en relevant les hauteurs et densités d'arbres dans ce périmètre. En utilisant la relation empirique de Stanhill (1969), il est alors possible de déterminer une hauteur de déplacement à partir de la hauteur réelle du couvert. Ensuite, en suivant Brutsaert (1982) il est possible de prendre en compte la répartition spatiale et la densité des arbres pour avoir une estimation de d sur la

zone de mesure. La résolution de l'équation (4.13) est rendue possible par la connaissance de la hauteur de déplacement (d) et de la mesure du vent à deux hauteurs, qui donne accès à la longueur de rugosité. Lettau (1969) propose également une estimation de z_0 à partir de mesures de densité et répartition du couvert, mais cette méthode était difficilement applicable dans notre cas. Dans la continuité de Guyot (2006), une estimation des paramètres aérodynamique a été effectuée et utilisée dans Guyot *et al.* (2009) pour le calcul du flux de chaleur sensible. Le tableau 5.3 présente ces résultats.

La méthode de Lloyd *et al.* (1992) est appliquée à la seconde série de données. Celles-ci ont été filtrées en utilisant un critère sur la vitesse du vent et une condition sur la stabilité. En effet, le profil de vent présenté au chapitre 3, n'est valable que pour des conditions pour lesquelles -2 $< \xi <$ 1. Dans un premier temps, afin de considérer également les états qui ne sont pas neutres, des fonctions de correction de la stabilité (formes intégrées des fonctions de Businger-Dyer) ont été utilisées. Ces fonctions faisant diverger les résultats, des filtres sur la stabilité et sur l'amplitude du vent ont été appliqués pour distinguer les conditions neutres. Le choix des filtres est effectué de manière à retenir suffisamment de données (Annexe 2).

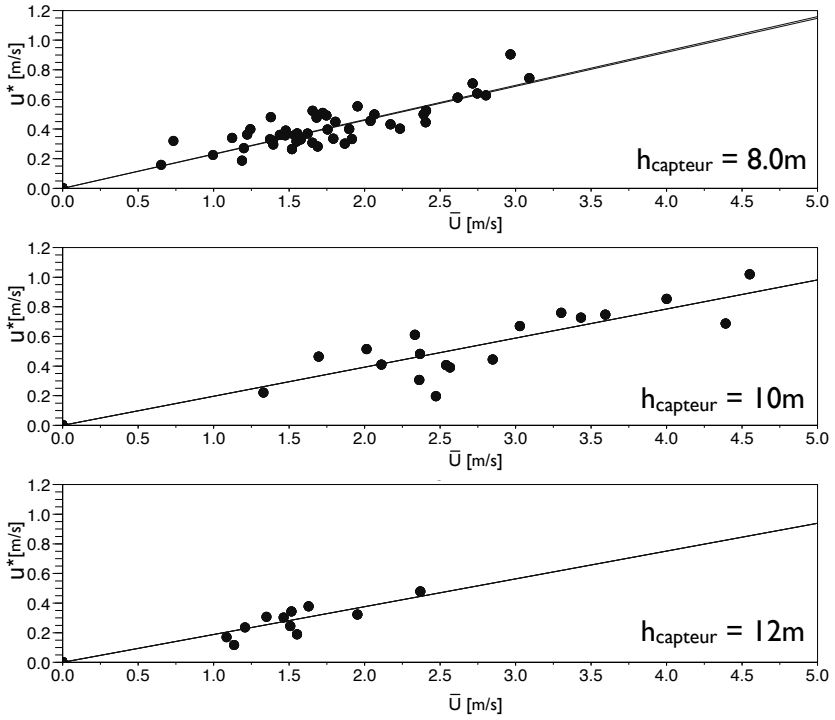

FIGURE 5.6 – Données semi-horaires de $u*$ [m/s] en fonction de $\overline{u}$ [m/s] correspondant aux conditions proches de la neutralité (-0.07 $< \xi <$ 0.07) pour le site de savane arborée aux hauteurs 8, 10 et 12 m. Les droites de régression sont forcées à l'origine.

Les filtres sur le vent sont compris entre 0 et 2 m/s, avec un filtre progressif en fonction de l'altitude de mesure du capteur. Les valeurs de $\overline{u}$ pour lesquelles la variance associée lui est supérieure ($\overline{u} < \sigma_{\overline{u}}$) sont également écartées.

La figure 5.6 montre la relation $u^* = \mathrm{f}(\overline{u})$ obtenue pour le site de savane arborée pour chaque hauteur de mesure $h_{capteur}$. La régression linéaire est forcée à l'origine, et donne alors des valeurs

de $(z-d)/z_0$ pour chaque hauteur de mesure. Suivant la période de mesure, ainsi que la hauteur du capteur, les conditions de vent et de stabilité rencontrées ont été différentes. Il en résulte que le nombre de données disponibles est différent pour chaque couple de $\overline{u}$, u^*. En annexe 2 sont présentés les résultats pour la savane arbustive et le sol nu/jachère (figures 15.7 et 15.8).

La figure 5.7 montre l'exemple de $(z-d)/z_0 = f(z)$ permettant d'accéder aux valeurs de d et z_0 pour la savane arborée pour un filtre de -0.07 $< \xi <$ 0.07.

Il n'est pas possible de calculer de pente de régression dans le cas de la savane arbustive, car le nombre de valeur chute lorsque le filtre rétrécit (Annexe 2, figure 15.6). Cette méthode est très sensible au filtre (Annexe 2, figure 15.7). Les résultats pour la jachère et la savane arbustive sont donnés en annexe 2 (figures 15.9 et 15.10).

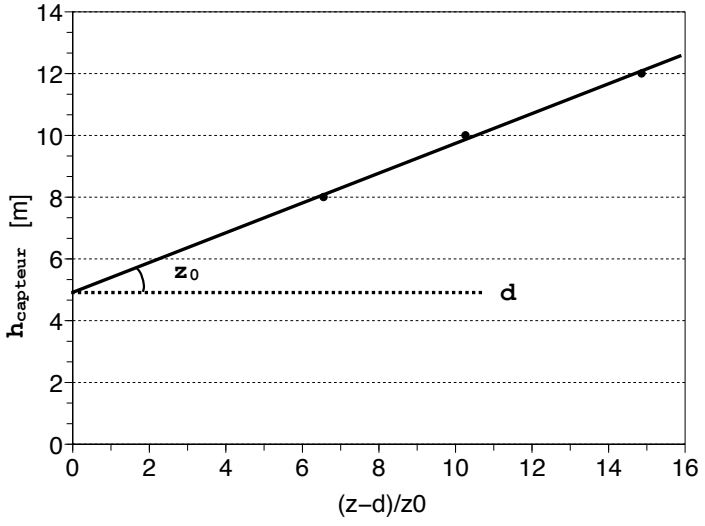

FIGURE 5.7 – Exemple de $f\ (z) = (z-d)\ /\ z_0$, dérivées des régressions entre $\overline{u}$ et u_* pour les trois hauteurs de mesure, tracé en fonction de la hauteur de mesure $h_{capteur}$ pour les critères de filtres retenus pour la savane arborée. La hauteur de déplacement est l'ordonnée à l'origine, et la longueur de rugosité, la pente de la régression.

La méthode de Martano (2000) a été appliquée à la station pérenne de Nalohou, et au jeu de données de mars 2008. D'une manière générale, les filtres utilisés amènent à ne retenir que les conditions de stabilités telles que -2 $< \xi <$ 1, des conditions de vent telles que $\overline{u} >$ 1m/s et ayant une variance inférieure à 1 m/s. Cependant, la convergence du calcul nécessite de resserrer ou élargir les filtres, pour assurer la convergence de la méthode, ou pour avoir un échantillon suffisamment important. C'est le cas notamment lorsque l'on utilise les données obtenues avec la position du capteur la plus haute, où le vent est plus fort et donc la surface vue par le capteur est plus étendue que celle vue par les capteurs situés plus bas. Ces modifications de filtres sont indiquées dans le tableau 5.3, sous l'onglet "Remarques".

Pour la station de Nalohou, les calculs ont été effectués sur des périodes indiquées dans le tableau 5.2, avec des périodes plus courtes et donc plus documentées pour des forts gradients temporels de LAI (figure 2.5).

Pour les données de mars 2008, la méthode est moins robuste que pour le site de Nalohou, car les séries de données sont plus courtes, et n'ont de ce fait qu'une faible représentativité statistique. Les résultats sont reportés dans le tableau 5.3.

Intervalle en jours à partir du 01/01/2006	Equivalence DOY	d [m]	z_0 [m]
94-121	108	0.0	0.097
121-152	137	0.2	0.065
152-161	157	0.2	0.053
161-171	166	0.4	0.085
171-181	176	0.8	0.068
202-213	208	0.8	0.049
217-223	220	0.8	0.025
232-244	238	0.7	0.051
244-255	250	0.8	0.066
255-266	261	1.25	0.094
286-296	291	1.15	0.014
296-304	300	1.55	0.086
305-309	307	1.40	0.096
334-335	335	1.40	0.26
335-346	341	0.4	0.4
346-358	352	0.2	0.34

TABLE 5.2 – Hauteurs de déplacement, et longueurs de rugosité déterminées sur le site de sol nu/jachère de Nalohou, à partir des données issues de l'anémomètre sonique, par la méthode de Martano pour l'année 2006.

4.3 Discussion

La méthode aérodynamique a été utilisée dans un premier temps pour établir une estimation approximative des paramètres aérodynamiques sur le bassin versant. Les résultats obtenus sont du même ordre de grandeur que pour ceux obtenus avec la méthode de Lloyd *et al.* (1992). La mauvaise description du profil de vent à l'aide de seulement deux mesures à deux hauteurs est un point faible de cette méthode.

La méthode de Lloyd *et al.* (1992) est très sensible au filtre appliqué sur la stabilité. Il est néanmoins envisageable d'obtenir des valeurs en accord avec la littérature dans le cas de la savane arborée. La hauteur de déplacement est égale à 4.8 m pour une longueur de rugosité de 0.8 m. Pour les cultures, la valeur de z_0 estimée en considérant d nul, atteint 50 cm ce qui est probablement sur estimé. Cette rugosité est très forte en comparaison des valeurs proposées par Guyot (1999).

La méthode de Martano (2000) apporte des résultats satisfaisants. En effet, les valeurs calculées sont de l'ordre de grandeur des données de la littérature (Lloyd *et al.*, 1992; Guyot, 1999). Il faut cependant distinguer deux types de résultats, qui dépendent du type de données utilisées :

	d [m]	z_0 [m]	Remarques
Sol nu/jachère			
Méthode Aérodynamique	0	0.003	
Martano 4 m	0.2	0.15	
Martano 8 m	0.6	0.4	$-1 < \xi < 1$
Martano 12 m	-0.2	0.33	$u > 1.5$ m/s
Moyenne	0.4	0.29	
Ecart type	0.14	0.09	
Savane arborée			
Méthode Aérodynamique	1.19	0.21	
Martano 8 m	3.0	0.73	$u > 0.8$ m/s
Martano 10 m	3.0	0.58	$-1 < \xi < 1$
Martano 12 m	5.0	0.57	$-1 < \xi < 1$
Moyenne	4.0	0.76	
Ecart type	1.3	0.22	
Méthode de Lloyd	4.8	0.6	
Savane arbustive			
Méthode Aérodynamique	0.27	0.13	
Martano 7.4 m	0.4	1.05	
Martano 9.75 m	0.4	0.71	$-1 < \xi < 1$
Martano 12 m	3.5	0.84	$u > 1.2$ m/s
Moyenne	0.4	0.88	
Ecart type	0	0.12	

TABLE 5.3 – Hauteurs de déplacement et longueurs de rugosité estimées à partir des trois méthodes. Pour le sol nu/jachère et la savane arbustive, nous avons exclu les valeurs irréalistes pour le calcul de la moyenne. Les remarques indiquent des modifications sur le filtrage.

(i) Les résultats obtenus à partir des données de la station de Nalohou (tableau 5.3), sur un cycle annuel complet, montrent une très bonne corrélation entre les hauteurs de déplacement estimées par cette méthode, et l'évolution de la hauteur observée des herbes (figures 5.10 et 5.8). Stanhill (1969) estime que la hauteur de déplacement équivaut à 0.7 fois la hauteur réelle de la végétation. Nos résultats sont dans la gamme d'erreur de mesure des herbacées. L'évolution de z_0 est cohérente : durant les premiers mois de la saison sèche, z_0 reste faible (8 cm), puis décroît lors de la croissance rapide des herbacées. On imagine que cette période correspond à une homogénéisation du terrain due à la croissance des herbes qui remplissent les espaces sur le sol. Ensuite, au cours de la deuxième partie de la saison des pluies, z_0 augmente à nouveau jusqu'à atteindre 13 cm, ce qui s'explique par le fait que les herbes ne poussent plus alors de manière tout à fait homogène (certains terrains sont plus propice à la croissance, d'autres moins), et que les herbes deviennent alors plus rigides. Enfin, dans la dernière partie de l'année, z_0 diminue, jusqu'à retrouver la valeur initiale. La gamme de variation des valeurs de z_0 est relativement faible, et nécessiterait une validation ultérieure, en exploitant les données de l'anémomètre sonique des années 2007 à 2009.

(ii) Les résultats obtenus à partir des données de la mission de mars 2008 sur les savanes donnent des résultats cohérents avec la littérature, et sont en accord avec la formule empirique de Stanhill (1969). Cependant, la courte période pendant laquelle nous avons des données exploitables (c'est à dire présentant des conditions de vent et de stabilité adéquates) induit une forte incertitude sur nos résultats. Pour la savane arborée, la hauteur de déplacement est $d = 4.0 \pm 0.76$ m, et la longueur de rugosité $z_0 = 1.3 \pm 0.22$ m (tableau 5.3). Pour la savane arbustive, la hauteur de déplacement correspondant à la mesure à 12 m peut s'expliquer par une différence de représentativité : le capteur est placé plus haut et voit un périmètre plus grand, dans lequel on trouve une végétation plus haute et plus dense. Ceci pourrait se vérifier en associant une étude d'empreinte de l'appareil de mesure. Les mesures à 7.4 m et 9.75 m ont été finalement retenues : $d = 0.4$ m, et $z_0 = 0.88 \pm 0.12$ m.

4.4 Conclusion

La méthode de Martano (2000) apporte les résultats les plus cohérents par rapport à la littérature, les plus proches de la loi empirique de détermination de d, et qui plus est, avec une estimation sur leur incertitude. La méthode de Lloyd *et al.* (1992) permet de confirmer les estimations faites à partir de la méthode Martano. On obtient une gamme de valeurs possibles plus large, dans laquelle on retrouve les estimations par Martano.

La méthode aérodynamique a montré sa faiblesse lorsque l'on ne dispose pas d'un profil de vent suffisamment documenté, et sur une période longue. Les premières estimations faites par ce biais sont cependant du bon ordre de grandeur.

Dans la suite de ce manuscrit, nous allons nous référer aux résultats obtenus à l'aide de la méthode de Martano. Cependant, dans le cas des savanes arbustives et arborées, ces mesures sont ponctuelles, et valables pour la saison sèche, période pour laquelle la végétation est au

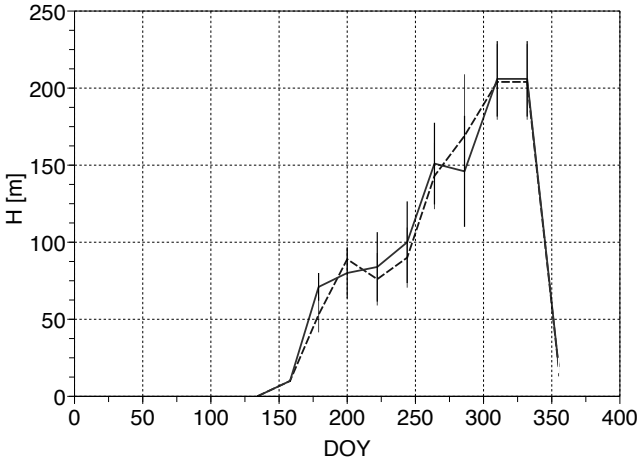

FIGURE 5.8 – Evolution annuelle de la hauteur des herbacées sur les sites de Nalohou (traits pleins), et Bira-Bira (traits discontinus). Les barres verticales correspondent aux incertitudes sur les mesures (communication personnelle, J. Seghieri).

minimum de sa surface et de sa hauteur. Afin de caractériser ces surfaces temporellement, il convient d'extrapoler ces résultats sur un cycle annuel complet.

5 Variabilité spatiale et temporelle sur un cycle annuel

Nous souhaitons extrapoler les mesures de d et de z_0 d'un instant donné à une année complète.

Le forçage climatique induit une saisonnalité de la végétation avec un cycle annuel marqué par un maximum de la végétation en fin de saison humide, comme le montrent les figures 2.6 et 5.8. Ce maximum est suivi vers décembre de la combustion volontaire des herbes, alors à leur maximum (Seghieri *et al.*, 2009). S'ensuivent alors plusieurs mois durant la saison sèche durant lesquels le sol est nu, ou préparé pour les cultures. Seuls les couverts des savanes restent identiques, gardant leurs feuilles tout au long de l'année. La croissance de la végétation se produit vers mai-juin, avec l'établissement de la saison des pluies. La croissance est alors assez rapide, et les grandes herbes et les cultures recouvrent l'ensemble du paysage. Les herbes poussent également entre les arbustes, et dans les paysages de savanes.

Pour la savane arbustive, les herbes peuvent dépasser momentanément les arbustes. Cette saisonnalité et ses imbrications spatiales, nous amènent à établir un petit modèle conceptuel décrivant l'évolution de l'ensemble du couvert dans son hétérogénéité. L'évolution des paramètres aérodynamiques est évidemment lié à l'évolution de la végétation : la hauteur de déplacement de l'ensemble de la zone augmentant avec la croissance des herbes, alors que la longueur de rugosité évolue de manière moins linéaire. Le schéma de la figure 5.9 montre une évolution idéalisée de d et z_0, pour une zone de savane arbustive, au sein de laquelle les herbes grandissent au cours de la saison humide. Le temps $t = t_0$ correspond à la saison sèche, pendant laquelle le sol est nu. Tant que $d^H < d^a$, les caractéristiques de la surface sont celle de la savane arbustive. Lorsque d^H

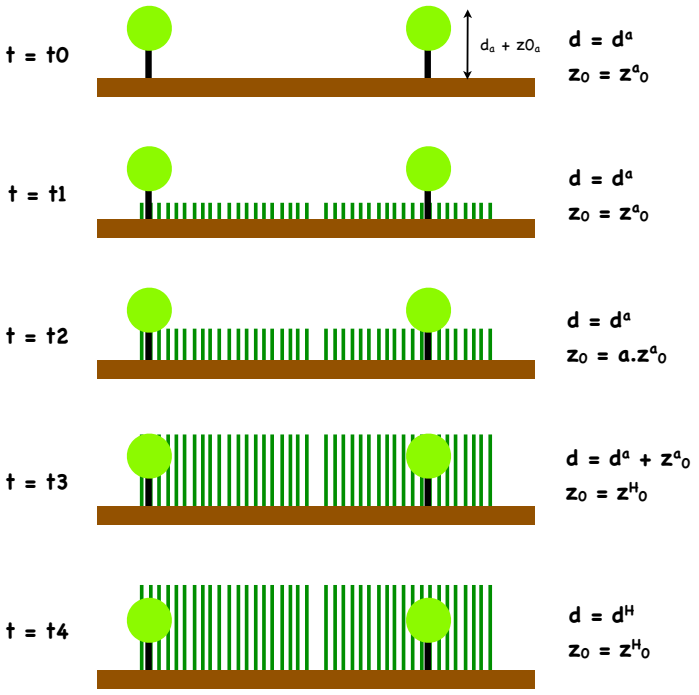

FIGURE 5.9 – Schématisation proposée de l'évolution des paramètres aérodynamiques pour la savane arbustive, lors de la croissance des herbacées. d^H (*resp.* d^a) est la hauteur de déplacement des herbacées (*resp.* des arbustes) ; z_0^H (*resp.* z_0^a) la longueur de rugosité des herbacées (*resp.* des arbustes).

$> d^a$, alors $d = d^H$ et la longueur de rugosité va être décroissante, pour ensuite être égale à celle des herbacées. A la fin de la saison humide, les caractéristiques aérodynamiques de l'ensemble sont celles des herbacées. Le brûlage des herbes en décembre ramène alors le cycle à son origine.

Les figures 5.10 (a) et (b) représentent l'évolution des paramètres d et z_0 sur l'année, pour les trois types de couvert étudiés. La savane arborée ne subit presque pas de modification de son couvert sur un seul cycle annuel. En effet, ce type de végétation est essentiellement constitué d'arbres et d'arbustes, qui ont des temps caractéristiques de croissance bien supérieurs à une année. Les paramètres d et z_0 pour la savane arborée sont gardés constants au cours du cycle annuel. Pour la savane arbustive, l'évolution de d et de z_0 a été calculée suivant la méthode décrite au paragraphe précédant. Pour les herbacées, et donc les surfaces représentatives du sol nu/jachère, d et z_0 sont ceux calculés au niveau de la station de Nalohou.

Pour la suite de cette étude, il sera nécessaire d'estimer des paramètres aérodynamiques agrégés représentatifs de surfaces hétérogènes, formées d'une juxtaposition des surfaces de savanes et de sol nu/jachères.

La hauteur de déplacement est calculée à partir de la moyenne logarythmique des valeurs ponctuelles des savanes et du sol nu/jachère, en suivant l'équation (4.14). La longueur de rugosité est estimée à partir de la même équation, et multipliée par un coefficient de correction déterminé à partir des paramètres de texture, qui caractérisent la surface du bassin versant de l'Ara (Schmid et Bunzli, 1995). La longueur d'onde caractéristique des hétérogénéités λ est inférieure à 200 m,

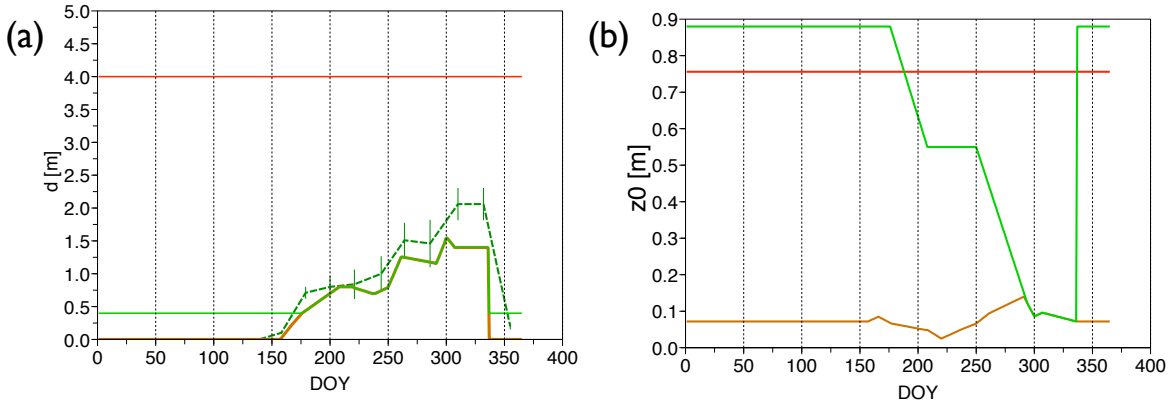

FIGURE 5.10 – Evolution (a) de la hauteur de déplacement d, et (b) de la longueur de rugosité z_0 au cours de l'année à partir de l'estimation par Martano (2000) et par extrapolation. Les traits rouges correspondent à la savane arborée, jaune à la savane arbustive et vert clair aux herbacées. Le trait vert foncé représente 0.7 fois la hauteur des herbes mesurée, et les barres verticales, l'incertitude sur cette mesure. *DOY* pour Day Of Year, ou jour de l'année.

ce qui correspond à une valeur de p de 1/500 environ. L'intensité du changement de rugosité est différent suivant la localisation dans le bassin versant (m varie de l'unité au sud du transect du scintillométre, à 3 au nord du transect). Les coefficients de correction déterminés à partir de la figure 4.1(a)-(d) sont égaux à 3.3 pour les surfaces situées au nord-est du transect du scintillomètre, et à 1 pour les surfaces situées au sud-ouest du scintillomètre.

Synthèse de la partie II

Cette partie visait à : (i) introduire les connaissances nécessaires à la compréhension du milieu turbulent, et à la propagation d'une onde dans ce milieu, afin de pouvoir développer la théorie de la scintillométrie ; (ii) analyser les propriétés de surface du bassin versant de l'Ara.

Le premier chapitre a introduit la notion de couche limite atmosphérique et de couche limite de surface. La description mathématique de ce milieu a été exposée, ainsi que les principales caractéristiques de cette zone à l'interface entre sol et atmosphère : milieu turbulent et siège des échanges d'énergie et de masse entre atmosphère et surface terrestre.

Le second chapitre a permis de décrire le milieu turbulent de la couche limite de surface à travers deux approches : (i) une approche basée sur la théorie des similitudes de Monin et Obukhov, qui décrit l'état de stabilité de l'atmosphère, et les flux turbulents en fonction de nombre adimensionalisés ; (ii) une approche statistique décrivant un milieu turbulent.

Ces deux premiers chapitres permettent la construction du troisième chapitre, qui documente les propriétés spatiales et temporelles de la surface du bassin versant de l'Ara à travers la détermination des paramètres aérodynamiques (d et z_0).

Tous les éléments sont réunis pour pouvoir aborder la partie III, qui traite de l'application de la scintillométrie à un couvert complexe comme celui du bassin versant de l'Ara, possédant une variabilité temporelle et spatiale de sa couverture végétale.

Troisième partie

ELEMENTS DE SCINTILLOMETRIE A GRANDE OUVERTURE

6 La mesure par scintillométrie

Ce chapitre a pour objectif de présenter un court historique du développement de la mesure par scintillométrie, des années 1970 jusqu'à son utilisation de manière opérationnelle. Dans une seconde section seront exposées les applications du scintillomètre à grande ouverture (LAS) à différents cas d'étude au cours des dix dernières années.

1 Introduction - Historique

La scintillométrie à grande ouverture (ou Large Aperture Scintillometer, LAS) a été développée dans les années 1970. La chronologie des principales étapes dans le développement de cette technologie sont décrits dans les travaux de review de Hill *et al.* (1992), Hill (1992) et de Bruin (2002).

La première description d'un phénomène de scintillation optique est proposée par Sir Isaac Newton dans l'ouvrage intitulé "Opticks" (Newton (1730) cité par Hill (1992)). Il faut attendre 1852, pour que Arago (Arago (1852) cité par Hill (1992)) fasse une description qualitative du phénomène en observant la scintillation des étoiles et des planètes.

L'étude de la scintillation optique de l'atmosphère apparaît comme un problème scientifique moderne, lors de la publication par Obukhov (1953) d'un article sur l'effet de l'atmosphère sur la propagation des ondes. Tatarskii (1967) s'appuie sur les lois émises par Obukhov pour proposer une description du spectre comme une loi en puissance. Les premières mesures de scintillation auront lieu en Russie en 1956. Le but de ces études est de mesurer l'évolution de l'indice de réfraction de l'air C_n^2 conjointement aux paramètres micro-météorologiques et aux statistiques de scintillation. Ces premières expériences ont constitué la base de la théorie de la scintillométrie.

Par la suite, des expériences auront lieu aux Etats-Unis à la fin des années 1960 (Lee et Harp, 1969; Fried, 1969). L'objectif est alors de s'affranchir des problèmes de scintillation pour l'astronomie et les systèmes de communication optique (entre autre pour les utilisations à des fins militaires). Cependant, quelques scientifiques réaliseront l'intérêt de ces études pour l'observation de l'atmosphère. Les premiers travaux seront entrepris à la NOAA à Boulder.

Wesely et Derzko (1975) utilisent la fusion d'images pour déterminer la valeur du paramètre de structure de l'indice de réfraction de l'air. Ils montrent qu'il est intéressant de déterminer ce paramètre C_n^2, afin d'accéder indirectement au flux de chaleur sensible H, et latent LE, par le paramètre de structure de la température C_T^2 et de l'humidité C_q^2. Wesely (1976b), suggère que la mesure simultanée de C_n^2 par des techniques optique et acoustique, peut amener à la détermination de C_T^2 et C_q^2, et de fait aux flux H et LE, pour des conditions très instables. Wesely (1976a) utilise à la fois la fusion d'images et d'autres instruments météorologiques pour déterminer H et LE. Coulter et Wesely (1980) développent à la fois des techniques de rétro diffusion du son et de scintillation pour obtenir ces mêmes flux.

Wyngaard et Clifford (1978) utilisent la variance d'un signal laser pour déterminer C_n^2, et donc C_T^2 à partir duquel ils estimèrent H. Leur méthode montre une bonne correspondance entre ce flux H, et une estimation par Eddy Corrélation, mais leur technique était limitée à des conditions très instables. Wyngaard *et al.* (1978) établissent la relation théorique entre flux, paramètre de structure de la température, de l'humidité et de la vitesse. Ils montrent que la mesure de ces paramètres de structure permettait d'accéder aux flux de chaleur, d'humidité et de mouvement quelle que soit la stabilité. Ils émettent alors l'hypothèse que la scintillométrie micro-ondes pourrait être utile dans l'estimation de C_q^2.

Kohsiek (1982) effectue la première expérience de scintillométrie utilisant trois longueurs d'ondes. Le but est de mesurer par cette technique C_T^2, C_q^2 et le paramètre croisé C_{Tq}. Malheureusement, il ne put acquérir toutes les données nécessaires.

Hill et Ochs (1983) proposent la première stratégie de mesure des flux de chaleur, d'humidité et de quantité de mouvement, quelles que soit les conditions de stabilité en utilisant trois longueurs d'ondes (visible, 10 microns et millimètres) (voir également (Andreas, 1990)). Kohsiek et Herben (1983) confirment cette hypothèse par des mesures, en supposant que seules deux longueurs d'onde suffisaient en émettant une relation entre C_T^2 et C_q^2.

Hill (1988) obtient les flux d'humidité et de chaleur par trois méthodes : scintillation avec deux longueurs d'onde, C_T^2 et C_q^2 par des thermomètres à thermistance et des hygromètres et par l'Eddy Corrélation. Les trois méthodes donnent des résultats très similaires.

Andreas (1989) relie la méthode de scintillation à deux longueurs d'onde (une IR et une micro-onde) à la théorie de similitude de Monin et Obukhov.

Finalement, à la fin des années 1980, les bases de la méthode par scintillation sont établies, et de nombreuses expériences pratiques démontrent son applicabilité. Cependant, au cours des dix années suivantes, très peu de progrès sont réalisés. C'est seulement à la fin des années 1990 et au début du XXIème siècle, que la scintillométrie connaît un nouvel essor, ce que de Bruin (2002) appelle « La renaissance de la scintillométrie ».

De nombreux travaux d'applications, mais aussi de développement instrumental sont alors réalisés. Dès lors, l'intérêt pour ce type d'instrument n'a cessé de croître.

Le paragraphe suivant traite de la poursuite des investigations dans le domaine de la scintillométrie. Il s'appuie sur le travail de review de Meijninger (2003), complété avec la période 2003 - 2009 concernant l'applicabilité de la scintillométrie.

2 Application des méthodes scintillométriques (en particulier à grande ouverture)

Depuis une dizaine d'années environ, l'intérêt pour la scintillométrie s'est fait grandissant. Les premiers prototypes restaient limités dans leur utilisation au concepteur, ou à l'équipe dans laquelle l'appareil avait vu le jour. La fabrication et la mise en vente d'appareil par quelques entreprises d'appareillage météorologique (Kipp and Zonen, Scintec) permet aujourd'hui une plus large utilisation de ces instruments.

Ne sont décrites ici, que les applications du scintillomètre à large ouverture. D'autres types de scintillométrie existent, dont le fonctionnement est basé sur les mêmes principes, mais oeuvrant dans des longueurs d'onde différentes, ou selon des configurations d'appareils de mesure un peu différentes (scintillomètre à petite ouverture (SAS) ou scintillométrie micro-onde).

Sans être exhaustif, les tableaux 6.1 et 6.2 présentent les études réalisées avec un LAS pendant les dix dernières années.

Au début du « renouveau de la scintillométrie », les différents auteurs ont cherché à démontrer la bonne correspondance entre les mesures du flux de chaleur sensible mesuré par le LAS, et des mesures alors plus conventionnelles comme les mesures de flux par anémomètres soniques (De Bruin *et al.*, 1995; Cain *et al.*, 2001). Bastiaanssen (1999) a également cherché à comparer les mesures de H par LAS à des mesures plus intégratives comme les mesures par satellite. L'intérêt de ces études était de valider la mesure du LAS, et de démontrer l'intérêt de ce type d'appareil.

Par la suite, Chehbouni *et al.* (2000) puis Meijninger *et al.* (2002b) ont cherché à prouver la validité du LAS sur des couverts hétérogènes. L'approche de Meijninger *et al.* (2002b) a été de valider la mesure par LAS en la comparant à des mesures ponctuelles par EC sur les surfaces connues. L'agrégation des mesures ponctuelles était supposée correspondre à la mesure intégratice du LAS. Cette expérience eu lieu à Flevoland-Fields au Pays Bas, sur un couvert composé d'un patchwork de cultures, sur une surface plane.

Kohsiek *et al.* (2002), Hoedjes *et al.* (2002) et Hartogensis (2006) ont travaillé sur les aspects techniques de la mesure, afin de prévenir les effets de saturation, et d'étudier les effets de la stabilité atmosphérique le long du transect.

L'application de la mesure sur des terrains avec de la topographie a fait l'objet d'investigations par Chehbouni *et al.* (2000), puis Hartogensis *et al.* (2003) et Lagouarde *et al.* (2006). Ces auteurs ont introduit le principe de hauteur équivalente du faisceau et ont montré l'applicabilité de la mesure LAS sur des terrains avec une topographie marquée (paysages urbain et naturel).

Dans ces dernières années, un intérêt grandissant pour l'applicabilité du LAS dans le domaine des sciences atmosphériques de surface, a vu le jour. Schuettemeyer *et al.* (2006) ont tenté de fermer le bilan en énergie en étudiant deux sites de couvert homogène en Afrique de l'Ouest, pour accéder à des séries temporelles d'évapotranspiration. Hoedjes *et al.* (2007) et Ezzahar *et al.* (2009) ont montré l'intérêt de la mesure scintillométrique pour l'agronomie, et la perte évaporative sur des couverts agricoles.

Récemment, Timmermans *et al.* (2009) ont cherché à étudier l'empreinte de mesure du LAS, pour quantifier de quelle surface cet appareil était représentatif. Ces travaux sont encore au stade de l'investigation.

Parallèlement à ces travaux, le développement de la scintillométrie micro-onde connaît un intérêt certain (Meijninger *et al.*, 2002b), mais des difficultés subsistent quand à son utilisation pour mesurer directement l'évapotranspiration (Green *et al.*, 2001).

La plupart des études citées plus haut montrent que le LAS était efficace sur des terrains hétérogènes, avec de la topographie marquée. Elles ont montré également que la théorie de similitude de MO restait valide dans la majeure partie des cas, avec seulement quelques réserves pour les cas stables. Cependant, il reste des questions ouvertes. Entre autres, la représentativité de la mesure sur un couvert hétérogène. Jusqu'alors, seul Meijninger (2003) a proposé une empreinte de scintillomètre.

Le LAS est en passe de devenir un outil de référence dont l'utilité a été prouvée pour l'hydrologie et pour la mesure des flux de surface sur couverts hétérogènes. Dans les chapitres suivants sont exposés la méthodologie employée pour calculer le flux de chaleur sensible avec le LAS, la représentativité spatiale de cette mesure dans le contexte ouest-africain ainsi que l'incertitude sur la mesure résultante.

Publication Auteur	Objet de l'étude	Type de terrain	Topographie marquée	Flux mesuré/estimé*
De Bruin *et al.* (1995)	Comparaison de méthodes pour obtenir H	homogène	non	H
Anandakumar (1999)	Comparaison LAS/EC	homogène (surfaces agricoles)	non	H
Bastiaanssen (1999)	Comparaison LAS / Algorithme Satellite	hétérogène	non	H
Poggio *et al.* (2000)	Terrain complexe	homogène et hétérogène	oui	H
Chehbouni *et al.* (2000)	Complexité de terrain	hétérogène, cactus, arbustes	oui	H
Meijninger et De Bruin (2000)	Opérabilité de scintillométres	homogène (vignes)	non	H
Green *et al.* (2001)	Comparaison LAS avec scintillomètre micro-ondes	homogène (prairies)	non	H, LE
Cain *et al.* (2001)	Comparaison LAS/EC	homogène (champ d'orge)	non	H
Meijninger *et al.* (2002a)	Hétérogénéité de la surface	hétérogène (zone agricole)	non	H
Hoedjes *et al.* (2002)	Advection, stabilité atmosphérique	homogène, irrigué	non	H, $LE*$
Lagouarde *et al.* (2002)	Hétérogénéité de la surface	hétérogène (surface agricole)	non	H
Kohsiek *et al.* (2002)	Aspects opérationnels, scintillométrie longue portée (XLAS)	homogène (prairie)	non	H
Weiss (2002)	Applicabilité de MOST	homogène/hétérogène	oui	H
Hartogensis *et al.* (2003)	Hauteur équivalente du faisceau	hétérogène, cactus, arbres, sol nu	oui	H
Meijninger (2003)	Hétérogénéité de la surface	hétérogène	non	H
Kanda *et al.* (2004)	Détermination de paramètres aérodynamiques	urbain	oui	H
Meijninger *et al.* (2005)	Hétérogénéité de la surface, et combinaison LAS-MWS	hétérogène (forêt, cultures)	oui	H, $LE*$
Lagouarde *et al.* (2006)	Hétérogénéité de la surface	urbain	oui	H
Hartogensis (2006)	Etude du signal	homogène/hétérogène	oui	H
Schuettemeyer *et al.* (2006)	Fermeture du bilan en énergie	hétérogène (forêt, sol nu, arbustes)	oui	H, $LE*$
Ezzahar *et al.* (2007)	Hétérogénéité des surfaces	hétérogène (parcelles agricoles)	non	H
Hoedjes *et al.* (2007)	Comparaison LAS/EC, empreinte	homogène (parcelle agricole irriguée)	non	H
				.../...

TABLE 6.1 – Liste non-exhaustive des cas d'applications de la scintillométrique infrarouge à large ouverture (LAS) (Adapté de Meijninger (2003) et complété).

Publication Auteur	Objet de l'étude	Type de terrain	Topographie marquée	Flux mesuré/estimé*
				.../...
Asanuma et Lemoto (2007)	Comparaison LAS/EC	homogène (prairie de 0.2 m de hauteur d'herbes)	non	H
Von Randow *et al.* (2008)	Comparaison de footprint et mesures LAS/EC	hétérogène (forêt tropicale)	oui	H
Kleissl *et al.* (2008)	Etude comparative de LAS	homogène (prairies)	oui	H
Ezzahar *et al.* (2009)	Hétérogénéité de la surface	hétérogène (savane)	non	H, $LE*$

TABLE 6.2 – Liste non-exhaustive des cas d'applications de la scintillométrique infrarouge à large ouverture (LAS) (suite).

7 Calcul du flux de chaleur sensible H

Ce chapitre décrit la méthodologie employée pour calculer le flux de chaleur sensible à partir de la mesure de la fluctuation du signal scintillométrique. La prise en compte de la topographie, et de la hauteur de la végétation dans le calcul, est également expliquée.

1 Mesure de C_n^2 par scintillométrie

La scintillométrie consiste à mesurer la variance (σ_χ^2) de l'intensité logarithmique χ d'un signal électromagnétique. Le dispositif scintillométrique consiste en un émetteur qui émet dans la direction du récepteur le long d'une distance L.

Les fluctuations de la solution de l'équation de propagation des ondes, dans le cas d'ondes sphériques dans un milieu statistiquement homogène et localement isotrope, sont écrites en suivant Lawrence et Strobhbehn (1974) suivant l'équation (7.1) :

$$\sigma_\chi^2 = \sigma_{logI}^2 = 4\pi^2 k^2 \int_0^L dx \int_{l_0}^{L_0} \kappa \Phi_{nn}(\kappa) \sin^2\left(\frac{\kappa^2 x(L-x)}{2kL}\right) d\kappa \tag{7.1}$$

où σ_χ^2 est la variance du logarithme de l'intensité I, k , le nombre d'onde avec $k = 2\pi/\lambda$ avec λ la longueur d'onde du signal, L la longueur du trajet optique et $\Phi_{nn}(\kappa)$ la densité spectrale pour l'indice de réfraction de l'air n, définie précédemment dans le chapitre 4.

En utilisant l'expression de la densité spectrale en fonction du paramètre de structure (Eq. (4.21)), Wang *et al.* (1978) déduisent l'Eq. (7.2) :

$$\sigma_\chi^2 = 0.124 k^{7/6} L^{11/6} \bar{C}_n^2 \tag{7.2}$$

L'étude de la variance du logarithme des fluctuations d'un signal électromagnétique se propageant dans un milieu turbulent, permet donc de mesurer C_n^2. L'équation (7.2) est l'intégration de l'équation (7.1) pour une onde sphérique, et pour un détecteur ponctuel. La solution de propagation est légèrement différente pour les ondes planes, et mène à des constantes d'intégration

légèrement différentes. De même, la variance de log I est différente lorsque le diamètre du faisceau, ou l'ouverture du récepteur est grand devant $\sqrt{\lambda L}$.

L'équivalent de l'équation (7.2) pour un LAS peut être écrite comme l'équation (7.3), où $W(x)$ est exprimé par l'équation (7.4). $W(x)$ peut être considérée comme une fonction de pondération pour le calcul de la moyenne spatiale de C_n^2. Dans l'équation (7.3), x est la distance du point considéré par rapport au récepteur. Dans l'équation (7.4), J_1 est la fonction de Bessel, et les termes L, k et κ ont été décrits précédemment. D est l'ouverture du scintillomètre. Le terme entre crochets tient compte de l'ouverture moyenne du LAS. Dans le cas d'une ouverture très petite (D tendant vers 0), ce terme tend vers 1 et on retrouve l'expression de $W(x)$ donnée par l'Eq. (7.1).

$$\sigma_\chi^2 = \int_0^L C_n^2 W(x) dx \tag{7.3}$$

$$W(x) = 4\pi^2 k^2 \int_0^\infty d\kappa\kappa\Phi(\kappa) \sin^2\left(\frac{\kappa^2 x(L-x)}{2kL}\right) . \left[\left(\frac{2J_1(0.5\kappa D\frac{x}{L})}{0.5\kappa D\frac{x}{L}}\right) . \left(\frac{2J_1(0.5\kappa D(1-\frac{x}{L})}{0.5\kappa D(1-\frac{x}{L})}\right)\right]^2 \tag{7.4}$$

La fonction de poids est tracée sur la figure 7.1 pour un trajet optique de 2400 m. La valeur de D est donnée par le constructeur (Scintec). Sa forme traduit une plus grande importance du centre du transect par rapport aux bords.

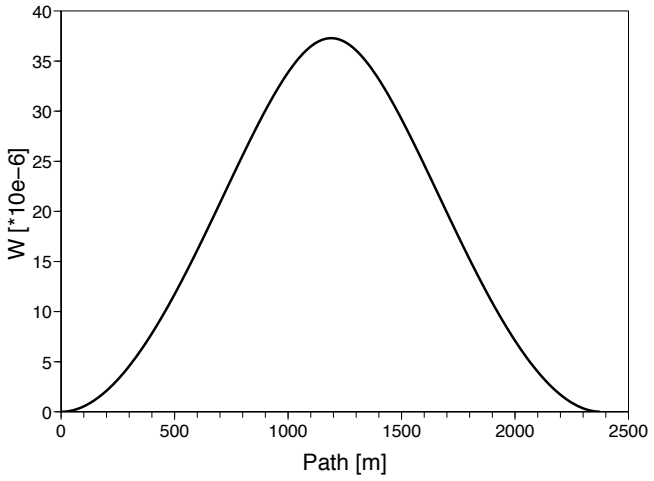

FIGURE 7.1 – Fonction de poids $W(x)$ (Eq. (7.4)) du LAS pour un trajet optique de 2400 m.

L'intégration des équations (7.3) et (7.4) combinée avec l'équation de Kolmogorov décrivant le spectre de l'indice de réfraction (Eq. (4.21)), et l'Eq. (7.3) nous permettent d'écrire C_n^2 en fonction de σ_χ^2 suivant l'Eq. (7.5) :

$$\overline{C_n^2} = 4.629\sigma_\chi^2 D^{7/3} L^{-3} \tag{7.5}$$

où D est l'ouverture optique de l'émetteur et du récepteur.

2 Dérivation du flux de chaleur sensible à partir de C_n^2

Dans cette étude, nous utilisons un scintillomètre LAS (BLS 900) fabriqué par Scintec. Sa longueur d'onde est de 880 nm qui correspond à la gamme infrarouge du spectre électromagnétique. Pour les signaux proches de l'infrarouge, la moyenne de C_n^2 le long du transect, notée $\overline{C_n^2}$ peut s'exprimer en fonction du paramètre de structure de la température $\overline{C_T^2}$ comme démontré par Wesely (1976c) et Kohsiek (1984) (Eq. (7.6)) (voir également Eq. (4.27)) :

$$\overline{C_T^2} = \left(\frac{\overline{T}^2}{A_T^2}\right) \overline{C_n^2} (1 + \frac{0.03}{\beta})^{-2} \tag{7.6}$$

où $A_T^2 \sim -0.78\bar{p}/\bar{T}10^{-6}$ est une fonction des caractéristiques atmosphériques moyennes. Ce terme de correction rend compte des fluctuations d'humidité. Moene (2003) a démontré que cette correction n'est pas nécessaire dans la plupart des situations. En effet, pour un rapport de Bowen β grand, la correction est négligeable par rapport à l'unité, tandis que pour un β faible, c'est à dire pour des flux de chaleur sensible petits, la correction absolue sur H reste faible en comparaison aux autres termes du bilan d'énergie. Pour les cas intermédiaires, cela amènerait une correction de 6 % sur H, ce qui représente une erreur absolue maximum de 12 W/m^2 dans notre cas. Dans cette étude, nous avons choisi de ne pas utiliser ce terme correctif. Nous verrons dans la partie IV au chapitre 12, la justification de ce choix. Dans notre cas, il arrive que nous rencontrions de la convection importante, et l'hypothèse de Boussinesq n'est alors plus vérifiée. Nous conserverons cependant cette hypothèse, tout en connaissant les limites de son applicabilité.

Dans la CLS, nous avons vu précédemment que la théorie des similitudes de MO relie le flux de chaleur sensible H à l'échelle de température T^*. Pour des conditions stationnaires, et une surface horizontale homogène, la théorie établit les relations entre C_T^2 et l'échelle de vent et de température (Eq. (7.7)) :

$$\frac{\overline{C_T^2}}{T^{*2}} = (z_b - d)^{-2/3}\, \Phi_u \left(\frac{z_b - d}{L_{mo}}\right) \tag{7.7}$$

où z_b est la hauteur du faisceau au dessus de la surface, Φ_u est une fonction universelle du paramètre de stabilité $(z_b - d)/L_{mo}$. Dans cette étude, la fonction Φ_u est celle décrite par Thiermann et Grassl (1992) suivant l'Eq. (7.8). L'annexe 4 décrit l'ensemble des fonctions Φ_u proposées par les différents auteurs.

$$\Phi_u \left(\frac{z_b - d}{L_{mo}}\right) = 4\, k^{-2/3}\, \beta_1 \left[1 - C_{TT2}\, \frac{z_b - d}{L_{mo}} + C_{TT3} \left[\frac{z_b - d}{L_{mo}}\right]^2\right]^{-1/3} \tag{7.8}$$

avec $\beta_1 = 0.86$, $C_{TT2} = 7$ et $C_{TT3} = 20$.

Une procédure itérative sur les équations Eq. (4.13), (7.7) et (4.5) permet une estimation de H à l'aide de l'équation (4.6). La capacité thermique massique est prise constante $c_{air} = 1004$ J/kg^1/K^1, et ρ_{air} est calculé toutes les demi-heure, à partir des données météorologiques de température et de pression de l'air.

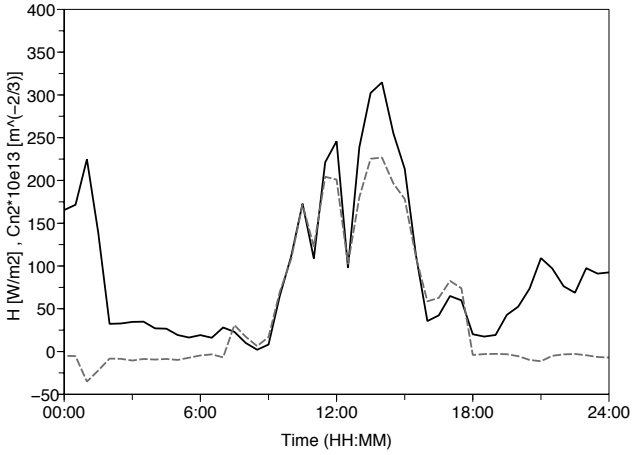

FIGURE 7.2 – Séries temporelles du paramètre de structure de l'indice de réfraction de l'air C_n^2 (traits pleins), et du flux de chaleur sensible H calculé à partir de C_n^2 (traits discontinus) pour une journée nuageuse en 2006, calculé à partir de C_n^2 observé.

Durant la journée, H et C_n^2 sont bien corrélés (figure 7.2). Par contre, pendant la nuit, H est presque nul malgré les fluctuations de C_n^2. En effet, pendant la nuit, le profil dans la CLS est stable, donc les variations de l'indice de réfraction de l'air sont associées à des effets de cisaillement, aux ondes internes, mais aussi à des entrées d'air plus froid venant des couches supérieures. Ainsi, le C_n^2 peut être important alors que les flux de chaleur sensible restent faibles.

L'équation (7.5) est valide pour une faible dispersion turbulente. En effet, si la turbulence est trop importante, le signal rencontre de la dispersion multiple, qui n'augmente plus σ_χ^2. Cet effet de saturation amène à une sous-estimation de H (Clifford *et al.*, 1974). De manière pratique, pour prévenir de ces effets de saturation, le scintillomètre doit être installé à une hauteur minimale, hauteur à laquelle il rencontrera une turbulence plus faible (Hartogensis *et al.*, 2003). Effectivement, plus la hauteur est importante, plus la possibilité de mesurer des tourbillons de taille importante sera élevée. De plus, le BLS 900 inclut une procédure de correction de cet effet basée sur l'algorithme de Clifford *et al.* (1974). Si seulement σ_χ^2 dépasse une valeur maximum, alors un code d'erreur est généré en plus de la valeur mesurée. Nous n'avons jamais rencontré de tels types d'erreurs lors des périodes d'observation analysées dans cette étude. Enfin, le BLS 900 produit deux faisceaux parallèles (voir figure 7.3b) qui sont distingués l'un de l'autre par le récepteur. Par la suite, l'instrument calcule l'indice de scintillation $0,5 * (\sigma_{\chi 1}^2 + \sigma_{\chi 2}^2) - \sigma_{\chi 1 \chi 2}$, où les indices 1 et 2 réfèrent aux disques correspondants, et $\sigma_{\chi 1 \chi 2}$ est la covariance des intensités reçues par les disques 1 et 2. Dans ce travail de thèse, nous avons dérivé le flux de chaleur sensible de l'indice de réfraction de l'air $\overline{C_n^2}$, lui même calculé à partir de cet indice de scintillation. Ce dernier est moins sensible à l'atténuation du signal.

3 Configuration du dispositif expérimental

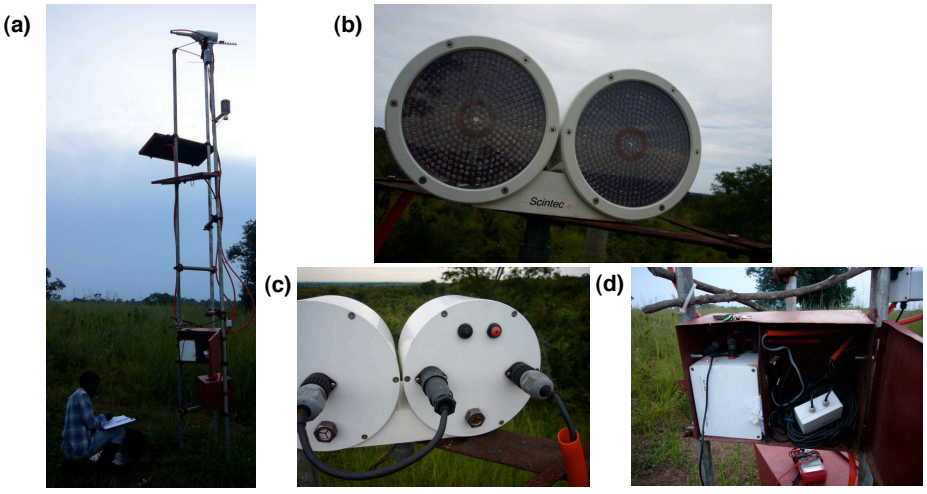

FIGURE 7.3 – Clichés du dispositif scintillométrique en octobre 2007 : (a) Récepteur et centrale d'acquisition ; (b) doubles disques de l'émetteur ; (c) partie arrière de l'émetteur ; et (d) centrale d'acquisition au niveau du récepteur.

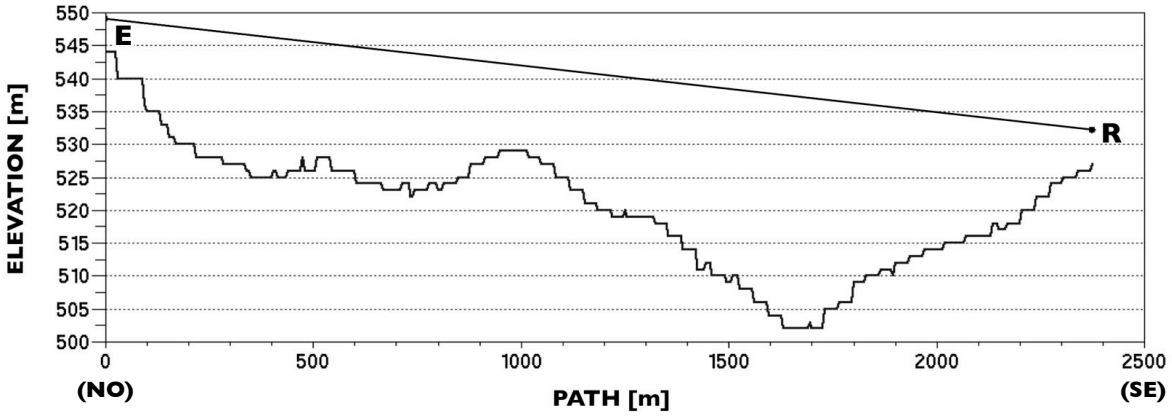

FIGURE 7.4 – Transect du dispositif scintillométrique. (E) représente l'émetteur, et (R) le récepteur.

Le LAS est situé dans la partie basse du bassin versant, la plus proche de l'exutoire (figure 7.5). L'émetteur et le récepteur sont disposés sur deux versants se faisant face comme le montre la figure 7.4. L'émetteur et le récepteur sont situés sur des tours de 5 m de hauteur. La longueur du trajet optique est de 2375 m entre l'émetteur et le récepteur. La ravine de l'Ara est visible à la distance 1650 m de l'émetteur (figure 7.4), elle est précédée par une faible dénivellation due à la présence d'une petite butte sur le trajet E-R. La topographie est peu marquée (pente moyenne de 3 %), et la hauteur maximale entre le trajet optique et le sol est de 36 m au niveau de la ravine.

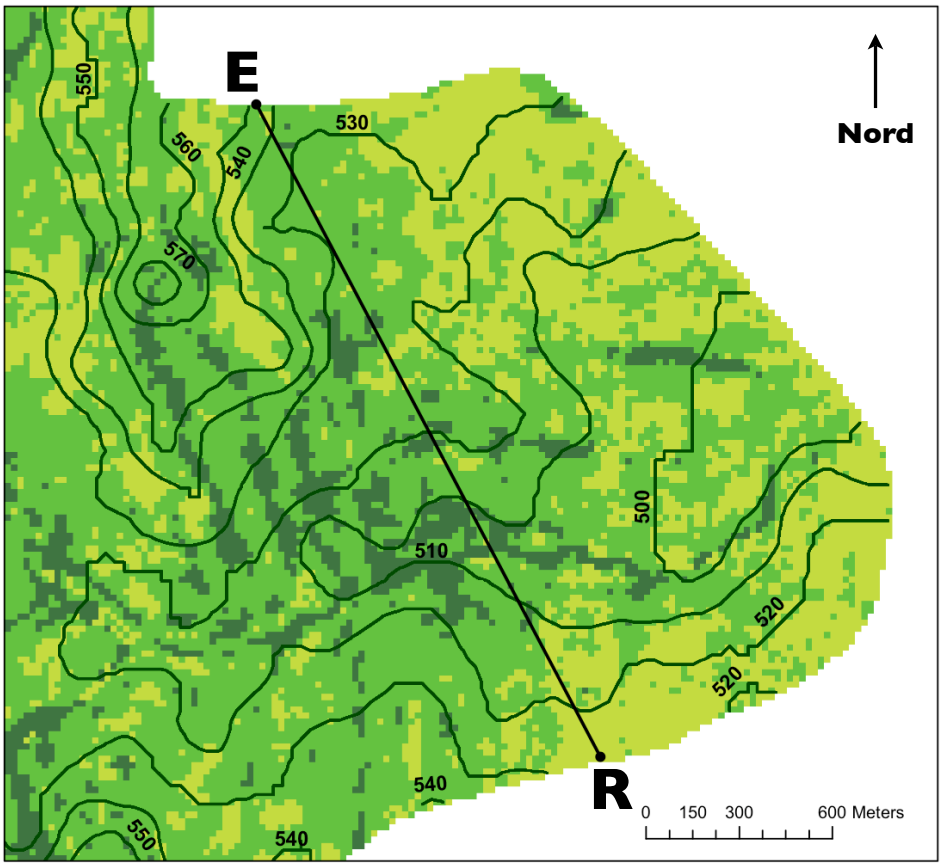

FIGURE 7.5 – Agrandissement de la carte du chapitre 2. Isocontours tous les 10 m.

Directement sous le faisceau, la végétation est variable, avec en partant de l'émetteur, des alternances de savane arbustive et savane arborée, ainsi que quelques zones de sol nu/jachère vers le récepteur (figure 7.5).

De part et d'autre du faisceau, la végétation sous-jacente est également assez variable : dans la partie sud-ouest, on observe une concentration plus importante de savane arborée et savane arbustive, alors que dans la partie nord-est, la classe de sol nu/jachère occupe une plus grande surface.

4 Hauteur équivalente du faisceau

La présence combinée de relief et de végétation impose d'introduire la notion de hauteur équivalente, pour estimer directement le flux à partir de l'indice de réfraction de l'air (Chehbouni *et al.*, 2000). Ces auteurs ont montré qu'il était possible de corriger la hauteur du faisceau en introduisant une hauteur équivalente $(z-d)_{eq}$ ou h_{eq}, prenant en compte la topographie sous le faisceau et en la pondérant par la fonction de poids $W(x)$(figure 7.1) du scintillomètre comme indiqué par l'Eq. (7.9) :

$$(z-d)_{eq} = \left[\int_0^1 (z_x - d_x)^{-4/3} W(x) dx\right]^{-3/4} \tag{7.9}$$

où z_x est la différence de hauteur entre le faisceau et le sol, et d_x est la hauteur de déplacement, tout deux définis à la distance normalisée x.

La hauteur équivalente a donc été calculée pour chaque jour de l'année.

Il est donc nécessaire de prendre en compte simultanément la variation de la topographie, et la variation de la hauteur de végétation sous le faisceau pour résoudre l'équation (7.9). La hauteur équivalente étant l'un des paramètres les plus sensibles pour le calcul de H, nous avons effectué une étude de sensibilité à la végétation sous-jacente. De plus, le terrain perpendiculairement au faisceau n'est pas parfaitement plat, ce qui implique que l'on doit étudier l'incidence de cette pente latérale sur le calcul de h_{eq}.

Nous avons cherché à calculer la hauteur équivalente pour un faisceau décalé de 20 m et de 40 m de part et d'autre du faisceau réel. Puis, nous avons fait l'hypothèse que l'écoulement moyen se faisait parallèlement à la pente moyenne perpendiculaire au transect du scintillomètre pour ne tenir compte que de la variabilité de la topographie, et les décalages virtuels ont été réalisés parallèlement à la pente moyenne.

Nous avons calculé la pente moyenne perpendiculairement au faisceau, en utilisant huit transects espacés de 300 m (figure 7.6). La pente moyenne sur les 8 transects est de 2.0 ± 1 % au Nord, et de 3.5 ± 1 % au sud. La pente utile pour calculer h_{eq}, comprise en +70 m et -70 m du faisceau, est égale à 2.8 ± 0.6 %. Le faisceau a été déplacé virtuellement vers le sud-ouest, puis vers le nord-est, de 20 m et 40 m pour chaque côté, en remontant le faisceau parallèlement à la pente moyenne (moyennant l'hypothèse que les flux suivent la pente moyenne au dessus de la

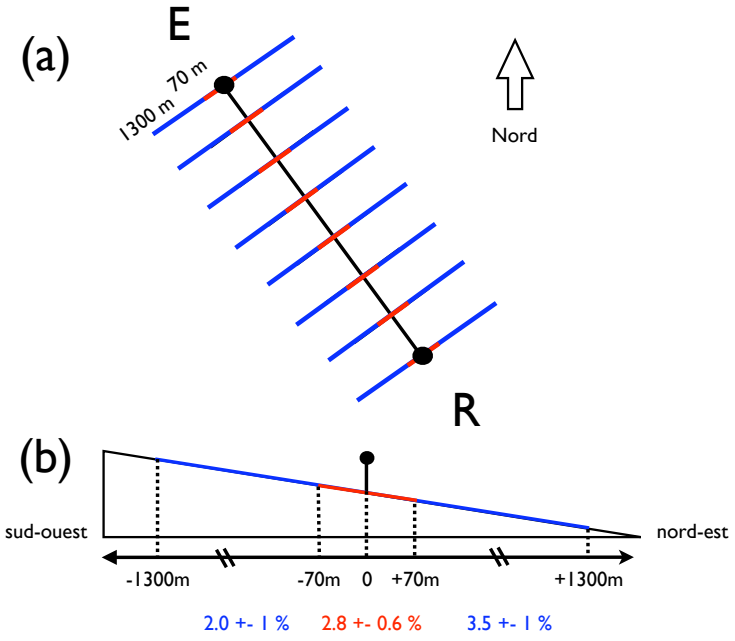

FIGURE 7.6 – (a) Transects utilisés pour calculer la pente autour du faisceau. (b) Vue en coupe du transect du LAS, avec les pentes moyennes pour les intervalles indiqués.

végétation). Les hauteurs équivalentes du faisceau ont été calculées à partir des quatre faisceaux virtuels et du faisceau réel.

Les cinq hauteurs équivalentes h_{eq} ont pu être calculées par cette méthode (deux pour le sud-ouest, deux pour le nord-est et une sous le faisceau). Ces h_{eq} sont calculées pour chaque jour sur un cycle annuel complet, à partir des paramètres aérodynamiques calculés dans la partie II. La figure 7.7 montre l'évolution des cinq hauteurs équivalentes calculées.

Lorsque les paramètres aérodynamiques sont constants, *i.e* du jour 1 au jour 150, la hauteur équivalente est de 19 m sous le faisceau, alors que si on le déplace de 20 m vers le sud-ouest, $h_{eq} = 18.5$ m et vers le nord-est, $h_{eq} = 19.6$ m. Si l'erreur sur la répartition de la végétation est de l'ordre de 20 m, ou bien que les mesures géométriques en coordonnées latitudinales et longitudinales ont une précision de 20 m, alors l'incertitude sur h_{eq} est encadrée par ces valeurs.

Finalement, la valeur de h_{eq} retenue est celle calculée sous le faisceau, avec une incertitude correspondant aux hauteurs de déplacement calculées à $\pm$ 20 m.

L'impact sur le calcul du flux est explicité dans le chapitre 9, et dans l'annexe 5. On estime l'incertitude à 1 m pour une hauteur équivalente de 19 m, soit une incertitude relative de 5 % sur l'incertitude totale sur le flux H. Cela correspond à la moitié de l'incertitude sur le flux de chaleur sensible.

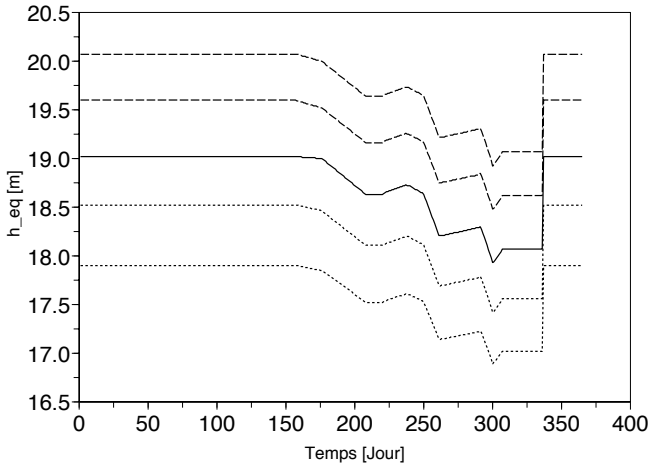

FIGURE 7.7 – Hauteur équivalente h_{eq} du faisceau du LAS pour les cinq cas d'étude (trait plein : sous le faisceau, traits discontinus : au sud-ouest du faisceau, traits gras discontinus : au nord-est du faisceau).

Conclusion

Le calcul du flux de chaleur sensible à partir de la fluctuation du signal électromagnétique, nécessite de prendre en compte la configuration du dispositif expérimental, et en particulier la topographie. Nous avons adopté les recommandations de Lagouarde *et al.* (2006) en introduisant une hauteur équivalente sous le faisceau. De plus, nous avons pris en compte l'évolution du couvert végétal sous le faisceau au cours de l'année pour tenir compte de la variation annuelle de la hauteur équivalente. Nous avons effectué une étude de sensibilité qui a permis de caractériser l'erreur moyenne sur la hauteur équivalente à 1 m.

8 Représentativité de la mesure : concept d'empreinte

Ce chapitre présente la méthodologie employée pour estimer l'empreinte vue par le LAS, en terme d'aire et de répartition de couvert sur cette surface.

1 Introduction

La fonction d'*empreinte* ("footprint") décrit la contribution relative de chaque surface source, par unité de force de la source, au flux scalaire mesuré. L'expression mathématique de cette fonction a été proposée pour la première fois par Pasquill et Smith (1983). Puis, Gash (1986) a adapté la formulation proposée par Pasquill et Smith (1983) pour la description de surfaces hétérogènes. Mathématiquement, la relation entre le flux et l'empreinte proposée par Gash (1986) s'écrit comme l'Eq. (8.1) :

$$F(x, z_m) = \int_{-\inf}^{x} S_F(x) f_t(x, z_m) dx \tag{8.1}$$

où F représente le flux, f_t la fonction de transfert, ou fonction d'empreinte, S_F est le flux de surface ou terme source. z_m est la hauteur de mesure par rapport au sol (pour un capteur ponctuel, z_m = $h_{capteur}$ - d). Le vent moyen est dans la direction principale x. D'une manière générale, la fonction d'empreinte atteint un maximum à une certaine distance du point de mesure, et diminue de part et d'autre de ce maximum (qui correspond au maximum de contribution au flux total mesuré).

On peut distinguer deux types d'approches pour estimer l'empreinte de mesure : (i) une approche analytique par les solutions eulériennes de l'équation de diffusion-advection d'un scalaire dans un champ de vent homogène ; (ii) une approche par simulations soit lagrangienne stochastique, soit par les grandes échelles de la turbulence (Large-Eddy Simulations ou LES).

Ces deux approches sont limitées par des hypothèses dans leur énoncé, et reposent sur le principe d'inversion de panache.

Les premiers modèles historiquement développés sont les modèles de type Eulérien analytique. Ils s'appuient sur une hypothèse de distribution gaussienne de la vitesse, dans la direction transverse et sont restreints aux échelles caractéristiques de la couche de surface (quelques auteurs sont proposés dans le tableau 8.1). De plus, la diffusion turbulente dans la direction de l'écoulement doit être faible comparée à l'advection (hypothèse de Taylor). Il est nécessaire de décrire le profil de vent vertical pour ce type de modèle. Certains modèles, et parmi les plus utilisés (Horst et Weil, 1992) reposent sur des profils de vents basés sur la théorie des similitudes de Monin et Obukhov. Haenel et Grünhage (1999) ont proposé une amélioration en utilisant des profils en loi de puissance.

Les approches lagrangiennes stochastiques (quelques auteurs sont proposés dans le tableau 8.1) sont basées sur une description statistique de particules d'air indépendantes. Ces approches nécessitent une intégration numérique et donc un temps de calcul plus important. Il est nécessaire d'apporter une description du champ de vitesse et les statistiques de la turbulence. Ces approches offrent l'avantage de pouvoir assouplir les contraintes d'utilisation et peuvent s'adapter à de la diffusion en trois dimensions et à de la turbulence non Gaussienne. Hsieh *et al.* (2000) ont proposé une approche hybride par l'intermédiaire d'une solution analytique, paramètrée sur des résultats de simulations lagrangiennes stochastiques.

Modèle	Type de profil atmosphérique	Observations
Eulérien analytique		
Pasquill (1972); Gash (1986); Schuepp *et al.* (1990)	uniforme	
Horst et Weil (1992); Horst (1999)	MO	
Haenel et Grünhage (1999)	loi de puissance	
Hsieh *et al.* (2000)	hybride	
Lagrangien stochastique		
Baldocchi (1997); Rannik *et al.* (2000)	MO	végétation (forêts)
Leclerc *et al.* (1997); Su et Leclerc (1998)	-	modélisation LES

TABLE 8.1 – Quelques modèles d'empreintes proposés par différents auteurs (adapté de Schmid (2002)).

La plupart de ces modèles décrivent une fonction de répartition suivant un axe partant du point de mesure dans la direction du vent principal. Il s'avère cependant nécessaire d'introduire un modèle de dispersion latérale, pour affiner la représentation de l'empreinte, et de prendre en compte les trois dimensions. Plusieurs auteurs ont décrit des modèles de dispersion latérale, ou de diffusion. Parmi ceux ci, nous avons choisit de décrire le modèle de Gryning *et al.* (1997). Ce modèle décrit la dispersion latérale comme un processus dû à la turbulence de l'air, négligeant les effets de cisaillement dans la direction du vent, qui pourraient devenir importants sous des conditions stables. En considérant la dispersion latérale décrite par une fonction de Gauss, l'empreinte d'une mesure ponctuelle ($f_{2D}(x,y,z_m)$) peut être décrit comme dans l'Eq. (8.2) :

$$f_{2D}(x,y,z_m) = \frac{f_t(x,z_m)}{2(\pi)^{1/2}\sigma_y} exp\left(-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}\right) \tag{8.2}$$

où f est la même fonction de transfert que dans l'Eq. (8.1), y est la distance perpendiculaire à la direction du vent moyen, et σ_y représente la dispersion latérale.

La fonction $f_{2D}(x,y,z_m)$ de l'Eq. (8.2) décrit l'empreinte d'un appareil de mesure ponctuel, comme un anémomètre sonique par exemple. Cependant, le scintillométre à large ouverture ne mesure pas un scalaire en un point, mais suivant un trajet optique entre un récepteur et un émetteur. Il faut donc superposer la fonction de transfert décrite précédemment à une fonction de répartition propre au scintillomètre.

L'approche classique consiste à discrétiser en un ensemble de points suivant l'axe s du trajet optique. A chaque point, l'empreinte est pondérée par la fonction de poids du scintillomètre (Eq. (7.4)), afin de prendre en compte la contribution de chaque point au signal mesuré par le LAS.

2 Etude de cas sur le bassin versant de l'Ara

2.1 Introduction

Dans cette section, on s'intéresse à évaluer la variabilité de l'empreinte du scintillomètre en fonction des conditions atmosphériques locales, pour : (i) connaître la représentativité spatiale de la mesure ; (ii) estimer le lien entre le flux mesuré, et le type de surface échantillonnée (couvert végétal) ; (iii) déterminer la surface sur laquelle sera effectuée le bilan en énergie.

On comparera également les résultats obtenus à ceux d'un anémomètre sonique *fictif*, placé à la même hauteur que la hauteur équivalente du LAS, au centre du transect du scintillomètre et pour les mêmes conditions de stabilité et de vent.

2.2 Matériel et méthodes

2.2.1 Choix du modèle

Pour notre étude, et pour simplifier la mise en oeuvre du calcul des empreintes, pour l'ensemble des combinaisons des paramètres d'entrée, nous souhaitons ne retenir qu'un seul modèle. Ce modèle doit être facile par le nombre réduit de paramètres à utiliser et un faible temps de calcul. Le modèle de Hsieh *et al.* (2000) a été retenu. Afin de vérifier ce modèle, il est dans un premier temps comparé au modèle de Horst et Weil (1992), qui est un modèle utilisé par plusieurs auteurs (Ezzahar *et al.*, 2009; Meijninger, 2003), mais qui ne possède pas de solution analytique, et pour lequel les contributions au flux doivent être résolues numériquement. Ce n'est pas le cas du modèle de Hsieh *et al.* (2000), qui possède des solutions analytiques.

Une description du modèle de Horst et Weil (1992) est proposée en Annexe A de Hsieh *et al.* (2000). La section suivante décrit le modèle de Hsieh *et al.* (2000).

2.2.2 Le modèle de Hsieh

Le modèle de Hsieh *et al.* (2000) repose sur un principe d'adimensionalisation des paramètres. Il est basé sur des hypothèses des modèles de Gash (1986), et de Horst et Weil (1992). Il revient à utiliser trois échelles caractéristiques : x la distance au capteur, L_{mo}, et z_u qui sont des échelles de longueur fonction de z_m et de z_0. Hsieh *et al.* (2000) propose de définir le nombre adimensionnel x/L_{mo}, suivant l'Eq. (8.3) :

$$\frac{x}{L_{mo}} = f\left(\frac{z_u}{L_{mo}}\right) \tag{8.3}$$

Ensuite, Hsieh *et al.* (2000) calculent des fonctions f à partir du modèle lagrangien de Thomson (1987) ce qui leur permet de définir une dépendance de x/L_{mo} en fonction des autres variables et de constantes (Eq. (8.4)) :

$$\frac{x}{\mid L_{mo} \mid} = \frac{-1}{K_v^2 ln(F/S_0)} D(z_u/ \mid L_{mo} \mid)^P \tag{8.4}$$

où F est le flux mesuré, D et P sont des constantes données par Hsieh *et al.* (2000) en fonction des conditions stables ($D = 2.44\,;\ P = 1.33$), instables ($D = 0.28\,;\ P = 0.59$) ou neutres ($D = 0.97\,;\ P = 1$). Pour le cas neutre, la solution est alors égale à la solution analytique proposée par Gash (1986).

A partir de la définition de Gash (1986) (Eq. 8.1), il est possible de définir la fonction d'empreinte suivant l'Eq. (8.5) :

$$f(x, z_m) = \frac{1}{K_v^2 x^2} D z_u^P \mid L_{mo} \mid^{1-P} \exp\left(\frac{-1}{K_v^2 x} D z_u^P \mid L_{mo} \mid^{1-P}\right) \tag{8.5}$$

La figure 8.1 montre une relativement bonne correspondance entre les modèles de Hsieh *et al.* (2000), Horst et Weil (1992) et Thomson (1987) pour les cas neutres. Pour les cas instables, on observe une différence notable : le modèle de Hsieh voit le maximum de contribution au flux total estimé d'environ 20 m plus éloigné du capteur que celui de Horst et Weil (1992) pour les conditions d'entrée choisies. Le maximum du modèle de Hsieh est cependant plus proche du modèle de Thomson (1987), qui possède une approche plus physique. Par contre, pour les cas stables, les modèles sont très différents en amplitude, comme pour la position du maximum.

Les cas instables ou neutres représentent des situations pour lesquelles nous porterons le plus d'intérêt. En effet, pendant la nuit où la stratification est stable, H est presque nul, et il s'avère donc peu intéressant de connaître la représentativité de sa mesure. Le modèle de Hsieh est donc tout à fait adapté pour répondre à nos besoins.

2.2.3 Gamme de variabilité des paramètres d'entrée

Il convient d'établir une échelle de variation de chaque paramètre d'entrée du modèle d'empreinte : *stabilité* (L_{mo}), *direction du vent* ($Dir\ u$), *rugosité* (z_0) et *hauteur du capteur* (z_m).

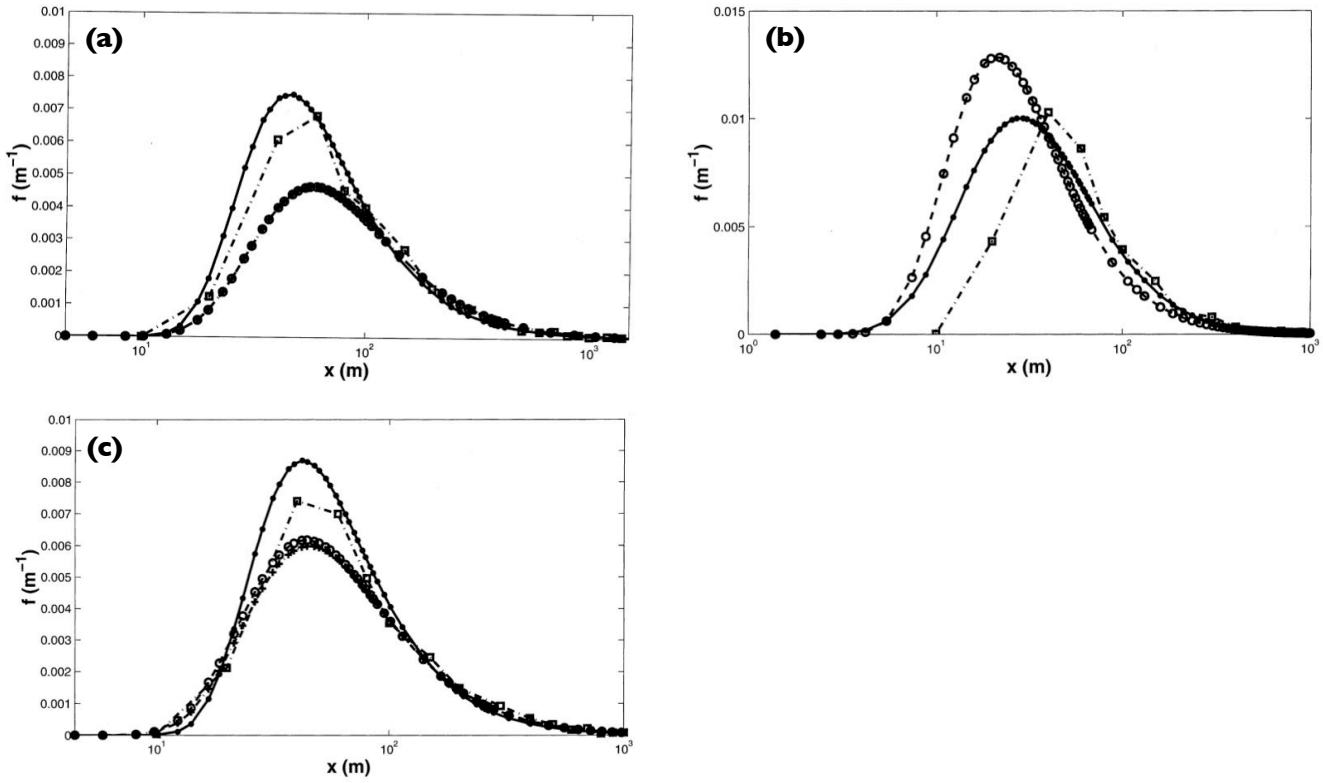

FIGURE 8.1 – Contribution au flux total estimé (f) par les modèles de Hsieh *et al.* (2000) (cercles), de Horst et Weil (1992) (points) et de Thomson (1987) (losanges) pour $z_0 = 0.04$ m et $z_m = 4$ m : (a) pour un cas instable (L_{mo} = -50 m) ; (b) pour un cas neutre ; et (c) pour un cas stable ($L_{mo} = 100$ m) (figures issues de Hsieh *et al.* (2000)).

Les paramètres aérodynamiques de surface vont être très dépendants de la saison et de la variabilité inter-annuelle (figure 5.10). Cela implique que z_m varie (figure 7.7), mais également la rugosité $< z_0 >$ de la surface sous le vent, intégrée à l'échelle de l'empreinte.

Cette variabilité inter-annuelle doit être prise en compte dans le calcul des empreintes. Il est difficile pendant la saison humide, au vu de la forte variabilité des paramètres d et z_0, de balayer tous les paramètres à chaque pas de temps.

Nous avons donc choisi de faire une étude de sensibilité à la hauteur z_m pendant la saison sèche (soit h_{eq} dans le cas du LAS), pour voir comment ce facteur influe sur l'estimation de l'empreinte. Le choix de cette période est motivé par la plus grande stationnarité de d et de z_0.

Pour la saison humide (jour 260), les empreintes ont été calculées pour des situations atmosphériques neutres et instables. Ces cas sont les plus fréquents en journée lorsque les flux sont non-nuls (Fig. 5.5).

Quatre domaines de stabilité ont été choisis : un cas stable (L_{mo} = 50 m, soit $\xi \sim 0.4$), un cas neutre, et deux cas instables (L_{mo} = -64 m et L_{mo} = -16 m). Les cas instables proches de la neutralité ont été plus documentés au vu des conditions réelles de stabilité observées, avec des occurrences fortes de cas neutres et faiblement instables (Fig. 5.5).

Pour ces échelles de stabilité, nous avons calculé des empreintes pour six directions de vent, comme représenté sur la figure 8.2. Les directions de vent à 0 degrés et à 180 degrés n'ont pas été calculées, car elles représentent des cas avec très peu d'occurrences, et avec une surface représentative très faible.

La rugosité de départ est fixée à z_0 = 0.6 m, calculée d'après une combinaison linéaire sur les trois types de couvert d'après les valeurs estimées au chapitre 5. L'estimation de l'empreinte permet de connaître la répartition du couvert et de calculer z_0. On procède alors par itération sur z_0 jusqu'à converger vers une valeur de longueur de rugosité stable. En général, une seule itération suffit.

2.2.4 Aspects pratiques

Le calcul de la contribution de chaque type de végétation au flux est effectué dans Scilab où on discrétise le domaine d'étude à la résolution des observations de végétation (20 m). Dans un premier temps, les calculs sont effectués dans un repère lié au scintillomètre, puis on effectue un changement de repère dans le SIG, ce qui permet de déterminer la contribution de chaque zone à la mesure du flux, et de distinguer la proportion de chaque type de couvert à cette contribution.

2.3 Résultats et discussion

L'incidence de z_m sur la position du maximum de la fonction d'empreinte est présentée sur la figure 8.3 pour des conditions neutres et une longueur de rugosité de 0.6 m. Les valeurs de z_m ont été balayées de 15 à 25 m avec des pas de 0.5 m pour une résolution du calcul de footprint de 1 m. Il ressort qu'une erreur de 1 m sur z_m induit une erreur de 7 m sur la position du

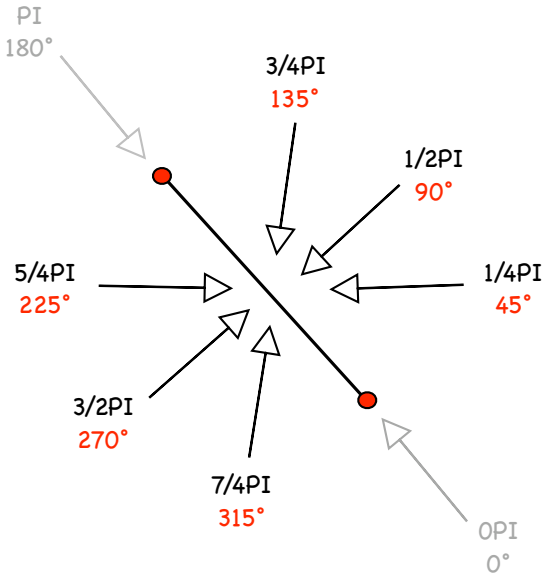

FIGURE 8.2 – Angles d'attaque du vent par rapport au transect (les 6 directions calculées, et les deux directions parallèles au transect).

maximum de l'empreinte. Comme la résolution de la végétation utilisée est de 20 m, cette erreur est acceptable.

A partir de l'étude des empreintes du LAS et de l'anémomètre sonique, nous avons cherché à caractériser : (1) La variabilité de la surface vue par les instruments et leur pertinence pour l'étude des surfaces aux échelles *hydrologiques* ; (2) la représentativité des couverts échantillonnés.

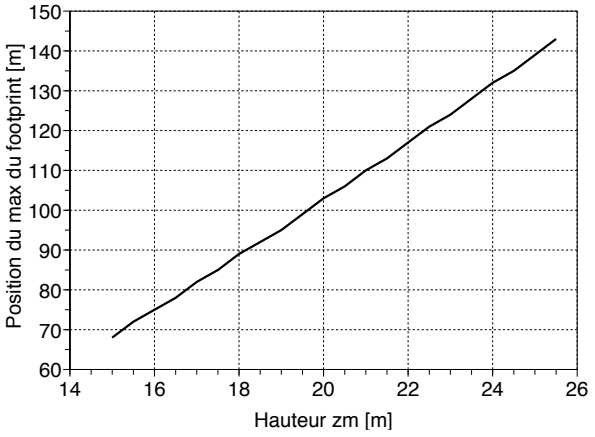

FIGURE 8.3 – Distance du maximum de contribution de la fonction de transfert en fonction de la hauteur du capteur z_m. Conditions neutres et $z_0 = 0.6$ m.

(1) - Variabilité de l'aire vue par le LAS et un anémomètre sonique fictif, placés à la même hauteur (z_m = 19 m) Le but de la comparaison entre les empreintes du LAS, et de l'anémomètre sonique fictif placé au centre du transect, est de donner des ordres de grandeur

sur les différences en terme de surface représentative de la mesure. Le tableau 8.2 représente les aires moyennes (moyenne sur les six directions) pour chaque stabilité considérée pour les deux capteurs. En particulier pour les cas neutres et instables, l'anémomètre sonique fictif "voit" une surface beaucoup plus petite que le LAS. L'empreinte de mesure du sonique est plus de 300 fois plus petite dans les cas instables, et 14 fois plus petite pour les cas neutres. Pour les cas stables, l'anémomètre sonique voit une surface six fois plus petite que le LAS. Il faut cependant pondérer ces considérations par le fait que le choix de la dispersion latérale influe sur l'empreinte calculée pour l'anémomètre sonique. Une dispersion latérale plus élevée entraînerait une surface plus importante pour l'anémomètre sonique.

	Neutre [N]		**Instable** $[L_{mo}]$ = -64 m		**Instable** $[L_{mo}]$ = -16 m		**Stable** $[L_{mo}]$ = 50 m	
	LAS	**EC**	**LAS**	**EC**	**LAS**	**EC**	**LAS**	**EC**
Aire [km^2]	1.1	0.078	0.52	0.0014	0.47	0.0028	2.7	0.46

TABLE 8.2 – Surface représentative (90 % du flux pour l'empreinte) pour les quatre cas étudiés, pour l'anémomètre sonique fictif (EC), et pour le LAS.

La figure 8.4 montre les empreintes du LAS et de l'anémomètre sonique pour deux conditions de vent de sud et de sud-ouest. Le vent perpendiculaire au transect correspond au cas avec le plus d'occurrences. L'empreinte du LAS est déformée, lorsque le vent n'est plus perpendiculaire au transect, alors qu'elle reste inchangée pour l'anémomètre sonique. On observe pour les empreintes du LAS, qu'entre les contributions à 70 % et à 90 %, il y a une grande différence.

(2) - Quel type de couvert est échantillonné par la mesure du LAS ? La figure 8.5 montre la distribution de la végétation dans les empreintes du LAS, en fonction de la direction du vent. Pour chaque direction, la répartition correspond à la moyenne des répartitions pour les quatre cas de stabilité, sans pondération en fonction des occurences. La variabilité de couvert est fonction des cas de stabilité explorés. On distingue nettement deux groupes, pour lesquels les répartitions de végétation sont assez homogènes : (i) les vents venant du sud-ouest ; et (ii) les vents du nord-est. Pour les vents de sud-ouest (270°), la savane arbustive représente près de 70 % du total, loin devant la savane arborée (plus de 20 %) et le sol nu/jachère (environ 10 %). Pour les vents de nord-est (90°), la savane arbustive ne représente plus que 55 % environ, devant le sol nu/jachère (moins de 40 %) et la savane arborée (entre 5 et 10 %). Pour les vents de sud-ouest, on observe une sensibilité à la direction du vent légèrement plus importante que pour les vents de nord-est (315°).

La figure 8.6 montre pour chaque surface considérée (surface des bassins et/ou représentative de mesure), la répartition de végétation associée, pour toutes les directions de vent et de stabilités considérées, avec des longueurs de rugosité de saison sèche. La répartition de végétation dans le bassin versant de l'Ara est très proche de celle de la Donga, avec environ 30 % de sol nu/jachère, 60 % de savane arbustive, et 10 % de savane arborée.

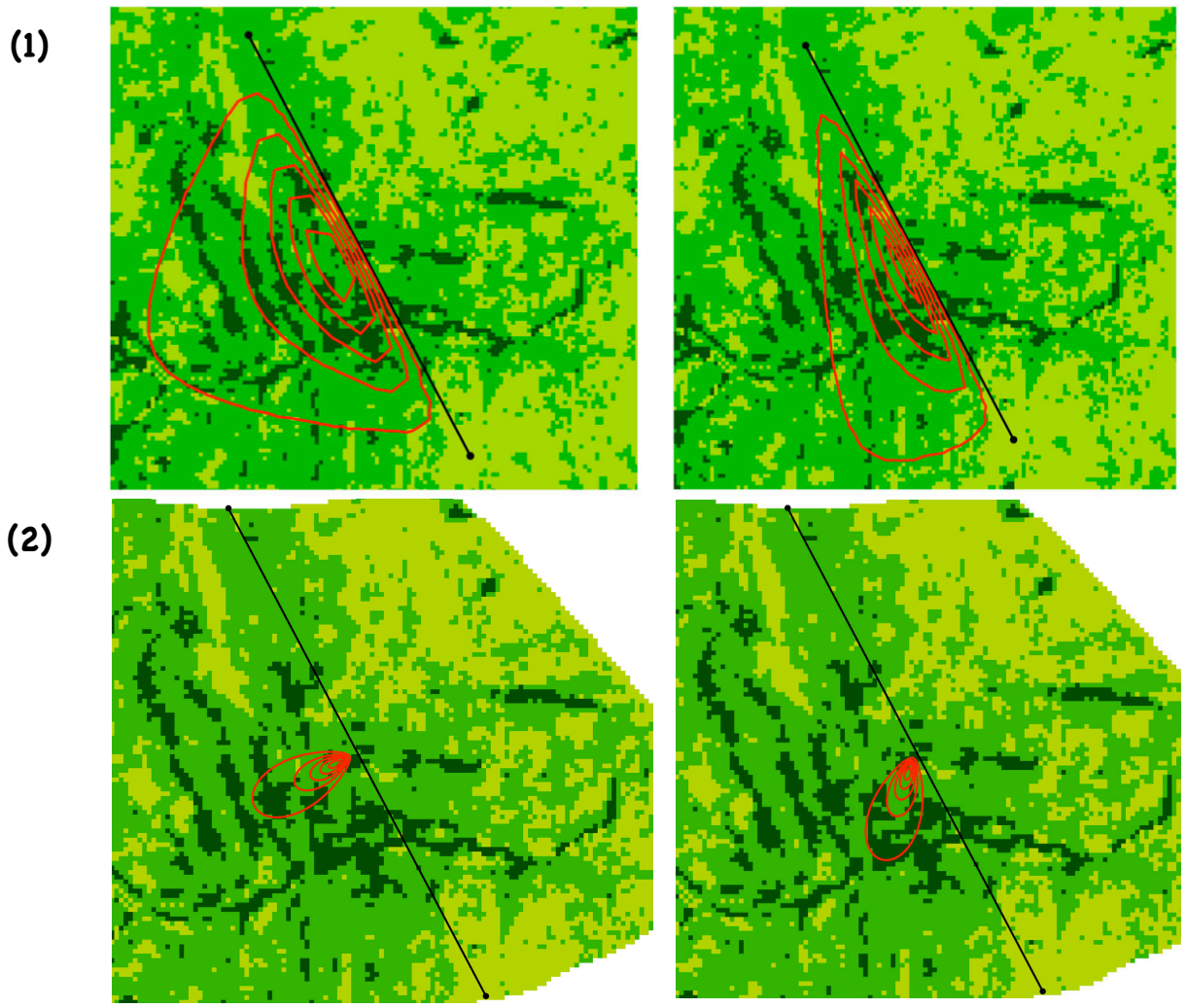

FIGURE 8.4 – (1) Empreinte du LAS pour des conditions neutres, $z_m = 19$ m, et pour deux directions de vent ; (2) identique à (1) mais pour l'anémomètre fictif placé au centre du transect. Les contours représentent 10 %, 30 %, 50 %, 70 % et 90 % de contribution au flux mesuré. Le fond de carte est le même qu'au chapitre 2, soit savane arborée (vert foncé), savane arbustive (vert clair), et sol nu/jachère (jaune).

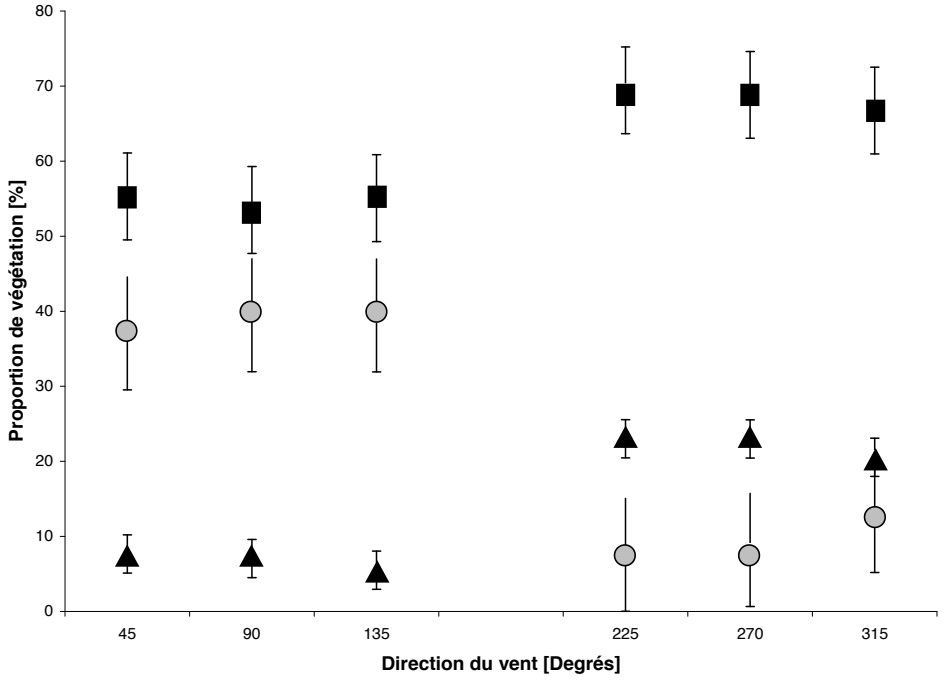

FIGURE 8.5 – Distribution de la végétation en fonction des directions de vent (comme défini sur la figure 8.2 (les barres représentent l'écart type par rapport à la moyenne sur les 4 stabilités). Savane arbustive (carrés noirs), savane arborée (triangles noirs), et sol nu/jachère (disques gris).

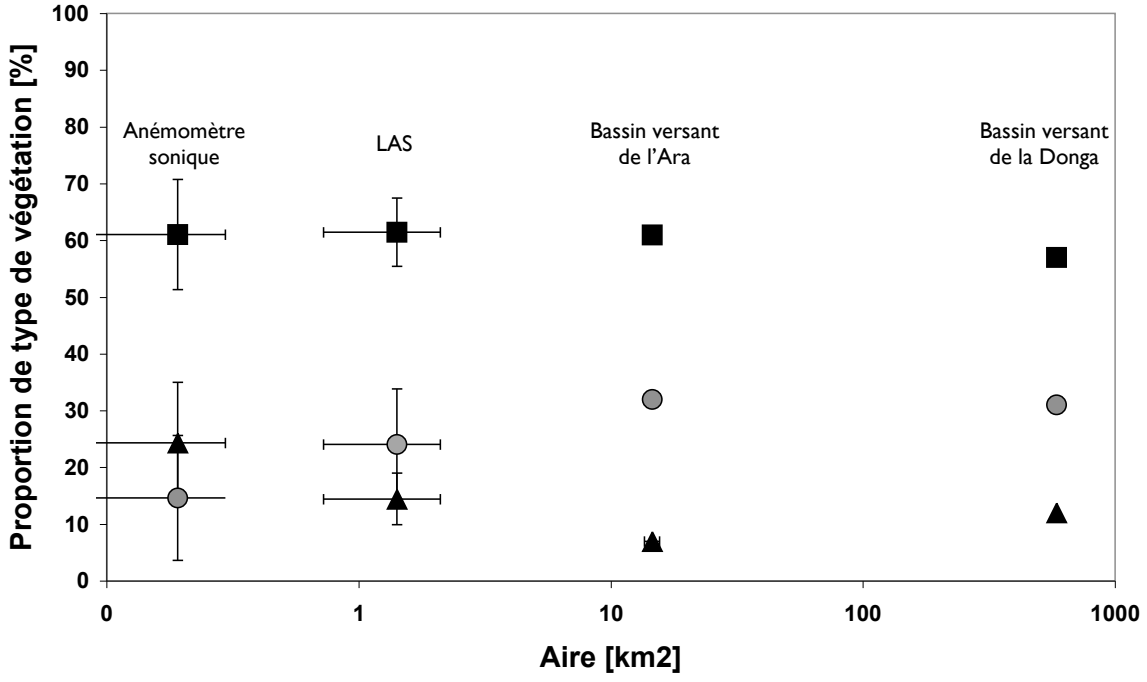

FIGURE 8.6 – Distribution de la répartition de la végétation en fonction des aires des surfaces considérées : instruments et bassin versants. Savane arbustive (carrés noirs), savane arborée (triangles noirs), et sol nu/jachère (disques gris).

L'empreinte de l'anémomètre sonique représente assez mal ces répartitions (15 % de sol nu/jachère, 25 % de savane arborée, et 60 % de savane arbustive). Cette répartition traduit essentiellement le fait que ce capteur est très sensible à son emplacement de mesure. Ici, il a été choisi de l'installer virtuellement au milieu du transect, ou la végétation est assez dense. Ceci explique la forte proportion de savane arborée. La sensibilité de la mesure par Eddy Corrélation est également observable par la taille des barres d'incertitude, qui indiquent l'écart type par rapport à la moyenne sur la stabilité. En fonction de l'état de l'atmosphère, cet instrument verra des surfaces plus ou moins grandes, et donc de représentativités spatiales différentes.

L'empreinte du LAS par contre, est moins sensible à la stratification atmosphérique. Le LAS est également plus proche des répartitions de la Donga et de l'Ara, avec 15 % de savane arborée, 25 % de sol nu/jachère et 60 % de savane arbustive. Il "voit" légérement plus de végétation dense, par rapport aux répartitions des deux bassins versants, de l'Ara et de la Donga.

Conclusion

Un modèle analytique simple permet d'estimer l'empreinte de mesure du LAS sous diverses conditions atmosphériques. Nous avons vu au chapitre 5, que les conditions le plus souvent rencontrées en journée sont des conditions instables, avec deux directions de vent principales (nord-est, ou sud-ouest). Pour le calcul du flux H, nous utiliserons deux types de surface d'empreinte : nord-est et sud-ouest, pour des conditions instables. La répartition du couvert et l'agrégation des paramètres aérodynamiques seront faites à partir de ces surfaces. Nous utiliserons également le modèle de Hsieh *et al.* (2000) pour estimer l'empreinte de l'anémomètre sonique situé à Nalohou pour les mêmes conditions atmosphériques.

9 Validité de la mesure

Malgré la reconnaissance de la validité de la mesure du flux de chaleur sensible par scintillométrie sur des couverts hétérogènes en présence de topographie (Lagouarde *et al.*, 2006; Meijninger, 2003), il est nécessaire de montrer que le calcul effectué dans notre étude est pertinent pour les objectifs visés. Dans une première section, une estimation de l'incertitude de notre mesure est explicitée. Ensuite, la dynamique du signal mesuré est examinée, en comparant C_n^2 au rayonnement net. Enfin, une comparaison entre le flux de chaleur sensible estimé par le LAS, et celui déduit d'un anémomètre sonique placé sur une surface de sol nu/jachère sera exposée.

1 Incertitudes sur la mesure

L'annexe 5 détaille le calcul de l'estimation de l'incertitude obtenue sur H à partir des incertitudes de mesure des différentes variables nécessaires à son calcul. Le tableau 9.1 récapitule les erreurs de chaque terme entrant dans le calcul du flux de chaleur sensible à partir de la mesure.

Terme	Incertitude relative
$\frac{\triangle \rho}{\rho}$	0.03
$\frac{\triangle Cp}{Cp}$	0.004
$\frac{\triangle u_*}{u_*}$	0.025
$\frac{\triangle T_*}{T_*}$	0.07
$\frac{\triangle H}{H}$	0.13

TABLE 9.1 – Liste des incertitudes relatives sur le flux H.

Il est possible de distinguer les erreurs sur des variables conventionnellement mesurées (variables d'état de la thermodynamique) comme la température et la pression qui interviennent dans ρ_{air}. Ces incertitudes entraînent une erreur sur le flux H de 3 %, ce qui est important. L'incertitude la plus importante est apportée par T_*. L'annexe 5 met en relief l'importance (5 %) de la hauteur équivalente dans l'estimation de cette incertitude.

Kleissl *et al.* (2008) ont effectué une étude d'intercomparaison de LAS de deux différents constructeurs (Kipp and Zonen et Scintec) sur un même site. Ils montrent que la déviation entre deux appareils de même conception était plus faible pour les Scintec que pour les Kipp and Zonen. Kleissl *et al.* (2008) ont également démontré d'après les déviations mesurées que l'erreur de mesure sur H était de l'ordre de 10 %.

L'incertitude sur le calcul de H est de l'ordre de 13 %. Cette valeur est tout à fait comparable à l'erreur de mesure de l'appareil identifiée par Kleissl *et al.* (2008).

2 Dynamique du signal

Les figures 9.1 et 9.2 montrent les séries temporelles de l'indice de réfraction de l'air normalisé et du rayonnement net. On observe une très bonne corrélation entre ces deux variables, même pour la journée avec nuages (figure 9.1), pour laquelle les fluctuations de Rn sont également suivies de variations dans la même direction de C_n^2.

Pendant la nuit, Rn est négatif et constant, alors que l'évolution de C_n^2 est positive, et présente quelques pics qui pourraient être associés à des entrées d'air provenant des couches supérieures (Lothon *et al.*, 2008; **?**). Les fluctuations d'indice de réfraction étant causées par des instabilités de température et des oscillations de stratification, la scintillométrie ne permet pas de différencier les flux positifs et négatifs. Les valeurs élevées de C_n^2 la nuit correspondent à priori à des flux H négatifs.

Ces observations apportent une validation indirecte de la mesure de C_n^2.

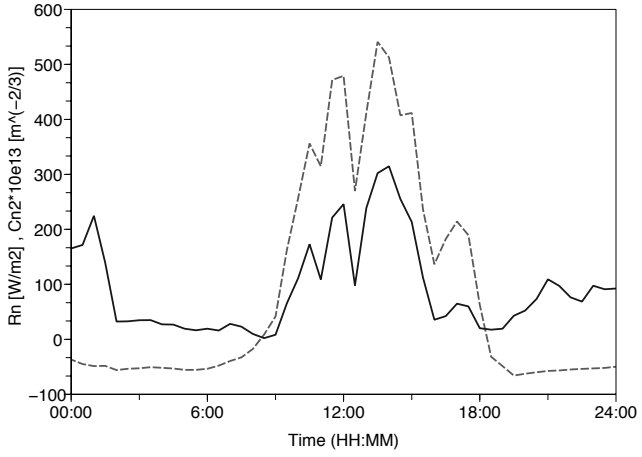

FIGURE 9.1 – Séries temporelles du paramètre de structure de l'indice de réfraction de l'air C_n^2 (traits pleins), et du rayonnement net Rn (traits discontinus) pour une journée de temps nuageux (jour 53 de l'année 2006).

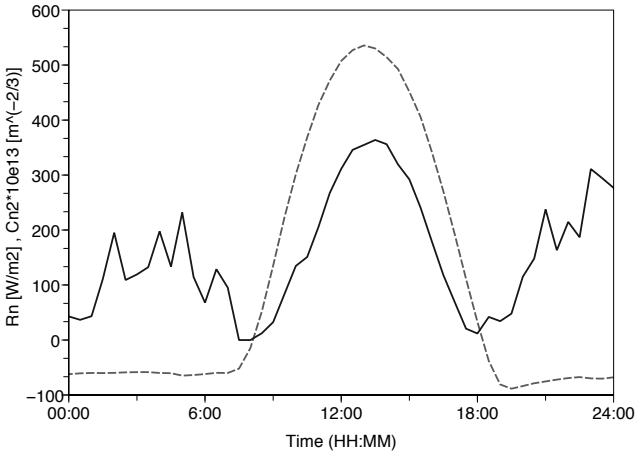

FIGURE 9.2 – Séries temporelles du paramètre de structure de l'indice de réfraction de l'air C_n^2 (traits pleins), et du rayonnement net Rn (traits discontinus) pour une journée de temps clair sans nuage (jour 56 de l'année 2006).

3 Intercomparaison avec une estimation de H par Eddy-Covariance

Les mesures de l'anémomètre sonique sont situées au niveau de la station pérenne de Nalohou, sur une jachère dont le cycle de la végétation est décrit dans la partie II, proche du récepteur du LAS (à environ 500 m de distance). L'empreinte de mesure de cet instrument a une surface très faible (figure 9.3) car la hauteur z_m du capteur est de seulement 4.95 m. Cet instrument ne voit donc qu'un couvert homogène, composé de sol nu en saison sèche, et d'herbacées en saison humide.

Nous avons sélectionné une période de 34 jours de la saison sèche 2006 pour laquelle des données d'EC et de mesures de fluctuation du signal étaient disponibles (du jour 82 (26 mars 2006) jusqu'au jour 116 (28 avril)). Une pluie de 28 mm a lieu le jour 109 (Guyot *et al.*, 2009). La figure 9.4 montre l'évolution temporelle des flux de chaleur sensible estimés par EC (H_{EC}) et par scintillométrie (noté H_{LAS} ou $< H >$) pour une période de dix jours autour de cet événement.

La dynamique journalière du flux de chaleur sensible est bien reproduite par les deux instruments, mais les valeurs de H_{EC} sont légèrement plus élevées. On observe un effet de lissage sur H_{LAS} dû à l'agrégation du flux sur une surface plus étendue. Pour les deux séries, on observe une forte baisse après la pluie du jour 109. Ensuite, lorsque la surface retrouve des conditions plus sèches, après environ 5 jours, le flux de chaleur sensible retrouve des valeurs de l'ordre de 300 W/m^2 autour du milieu de journée, valeurs équivalentes à celles observées avant la pluie.

La figure 9.5 représente H_{LAS} versus H_{EC}, dans le but de souligner les différences entre les deux instruments plus que pour vérifier leur bonne correspondance. Seules les valeurs de H positives sont représentées. On remarque que H_{EC} est légèrement plus fort que H_{LAS}. Le coefficient de détermination (R^2) entre les deux estimations est de $R^2 = 0.78$, et le coefficient de régression est de $H_{EC} = 1.07 \times H_{LAS}$. Cette bonne corrélation est quelque peu surprenante,

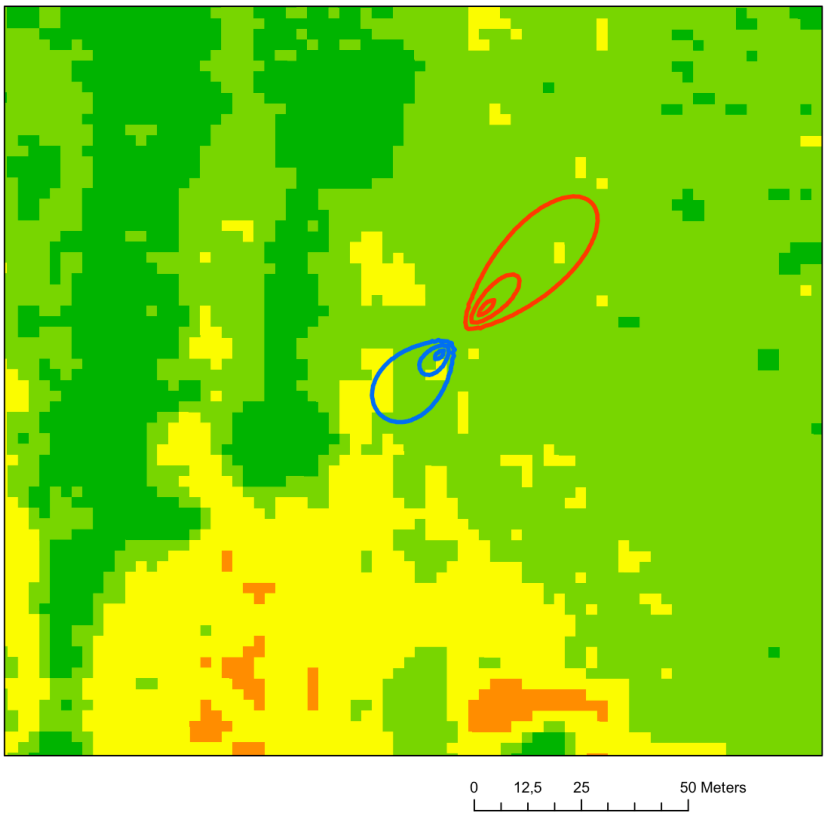

FIGURE 9.3 – Empreinte de mesure de l'anémomètre sonique situé à Nalohou pour les deux régimes de vent principaux. Empreintes calculées pour L_{mo} = -16 m et z_0 en fonction de la saison. La hauteur du capteur est inférieure en saison humide du fait de la hauteur de déplacement des herbacées, qui est plus importante que celle du sol nu. Les courbes correspondent à 25 %, 50 % et 90 % de contribution au flux. Le fond de carte est issu d'une image SPOT à 2.5 m. Les couleurs ne correspondent pas à des classes de végétation, mais des niveaux de couleurs d'une image SPOT à 2.5 m (un seul canal).

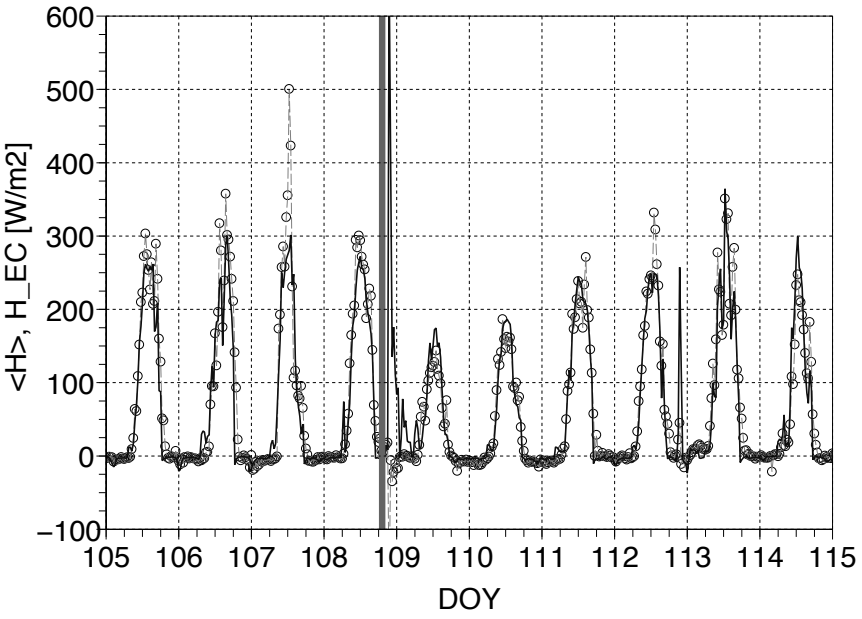

FIGURE 9.4 – Comparaison des flux de chaleur sensible estimés par scintillométrie (LAS) (traits pleins) et par EC (cercles) du jour 105 au jour 115 de l'année 2006. L'occurrence d'une pluie au jour 109 est marquée d'une ligne grise verticale. Figure extraite de Guyot *et al.* (2009).

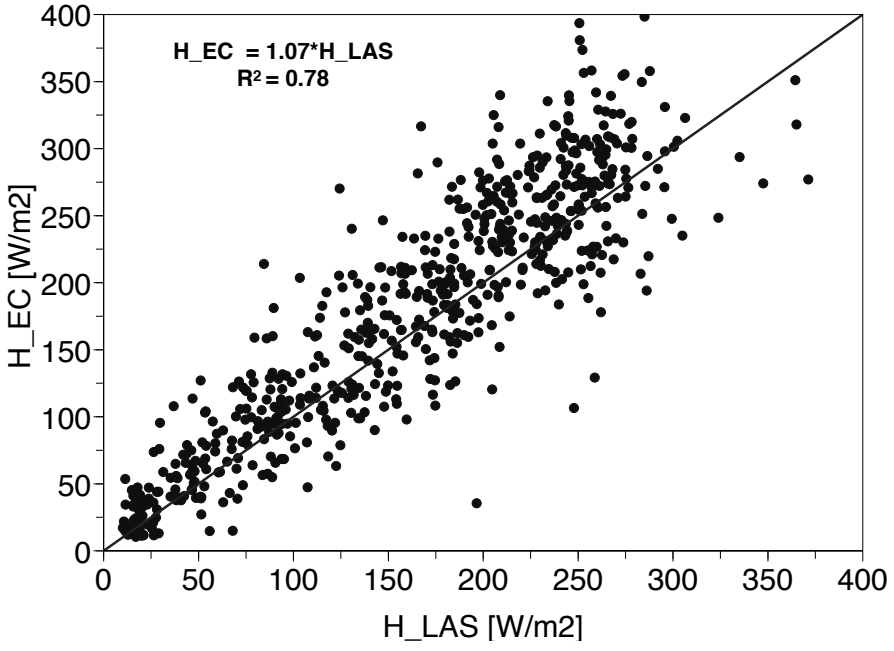

FIGURE 9.5 – Flux de chaleur sensible au pas de temps horaire : H_{EC} versus H_{LAS} des jours 82 à 116 de l'année 2006. Figure extraite de Guyot *et al.* (2009).

car les deux instruments ont des empreintes de mesure très différentes. En effet, à cette saison, l'anémomètre sonique voit un sol nu, alors que le LAS voit une zone hétérogène composée principalement de sol nu/jachère (40 %), mais aussi de savane arbustive (55 %) (chapitre 8).

Il ne faut cependant pas oublier que la plupart des données concernent des conditions de sol très sèches (du jour 82 au jour 108). On attend des données d'EC qu'elles soient plus élevées que celle du LAS, comme on peut l'observer sur la figure. Pour des conditions de sol plus humides, la différence entre EC et LAS devrait être réduite, due aux contrastes plus faibles entre les températures de surface. Cet effet peut entrer en compétition avec la transpiration à priori plus importante des ligneux. L'effet de l'homogénéisation spatiale de l'humidité de surface sur les flux est observable juste après la pluie du jour 109 sur la figure 9.4, où les flux LAS et EC sont très semblables au jour 109.

La dispersion est assez importante sur la figure 9.5. On suppose que cela provient des conditions de vent très variables. Les écarts types au pas de temps horaire de la vitesse et de la direction du vent sont respectivement de 0.5 à 1.5 m/s, et de 20 à 80 degrés, tandis que le vent reste faible (voir le chapitre 14, qui propose une étude de cas sur cette période ; les conditions de vent sont tracée sur la figure 14.2).

Ces conditions produisent une variabilité temporelle de l'empreinte et des conditions d'instationnarité à petite échelle. Cela se traduit par une variabilité des flux mesurés enregistrée par l'anémomètre sonique. Le LAS est moins sensible à ces fluctuations, parce qu'il intègre la variabilité des flux sur une aire plus grande. La dispersion est comparable aux observations rapportées par Schuettemeyer *et al.* (2006) pour des conditions similaires.

La figure 9.6 montre, pour une période d'une douzaine de jours au début du mois de juin en 2008, H estimé par EC (H_{EC}) et par le LAS (H_{LAS}). Cette période correspond au début de la croissance des herbacées (voir figure 5.8).

Comme pour la saison sèche, la dynamique du signal est bien perçue par les deux instruments, avec des pics bien corrélés pour H_{EC} et H_{LAS}. H_{EC} est sensiblement plus faible que H_{LAS} de 40 W/m^2 en milieu de journée. Contrairement à la saison sèche où la pluie affectait beaucoup le comportement de H le jour suivant, ce n'est pas le cas ici pour l'événement du jour 154 où H_{EC} et H_{LAS} sont mêmes plus forts le jour suivant (jour 154). Cela peut être dû à une augmentation du rayonnement pour cette journée de temps clair. Par contre, au jour 165, juste après la pluie, on observe une forte baisse de H_{EC} et H_{LAS} (de 50 W/m^2 par rapport au jour précédant). Certaines journées, comme les jours 155 et 161, présentent des H faibles, qui correspondent à des rayonnements observés faibles (forte nébulosité). La surestimation de H_{LAS} est également due à la non prise en compte du rapport de Bowen dans le calcul. Sa prise en compte diminuerait H_{LAS} de 10 à 15 W/m^2.

Conclusion

Le flux de chaleur sensible mesuré par l'intermédiaire du scintillomètre infrarouge présente au pas de temps horaire, une dynamique en accord avec le forçage par le rayonnement net.

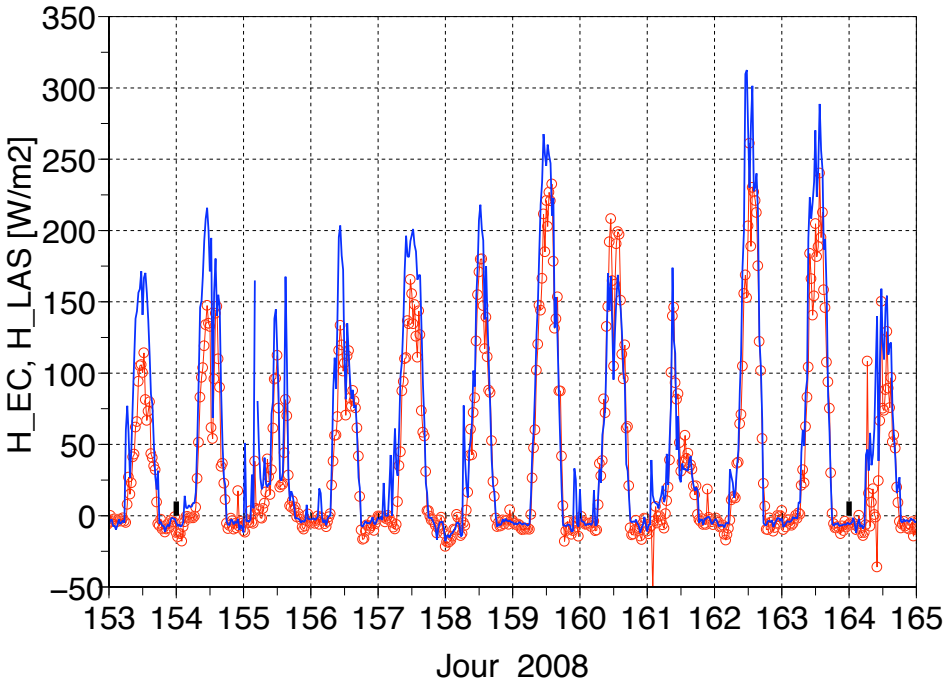

FIGURE 9.6 – Comparaison des flux de chaleur sensible estimés par scintillométrie (LAS) (traits pleins) et par EC (cercles) du jour 153 au jour 165 de l'année 2008. Deux pluies ont lieu durant cette période (jour 154 et 164) et sont marquées par des barres.

L'intercomparaison du flux de chaleur sensible obtenu par le LAS, et par la méthode par EC, à partir d'un anémomètre sonique ponctuel montre des évolutions similaires et une corrélation prouvant la capacité du LAS à enregistrer les phénomènes turbulents aux échelles d'observation. Les empreintes des deux appareils de mesure impliquent des différences entre H_{EC} et H_{LAS}, en particulier en saison sèche.

Nous estimons l'erreur sur la mesure de $< H >$ à 13 % environ. Cette erreur est de l'ordre de grandeur de l'erreur estimée par intercomparaison avec plusieurs scintillomètres par Kleissl *et al.* (2008) (10 %).

Synthèse de la partie III

Cette partie visait : (i) à présenter des éléments de scintillométrie infrarouge ; (ii) à s'intéresser à l'application de la mesure par scintillométrie IR dans le cas du bassin versant de l'Ara.

L'historique du développement de la scintillométrie a été abordé, afin d'introduire le contexte qui a amené au développement instrumental du LAS. Le cas particulier du LAS a fait l'objet d'un compte rendu bibliographique, en regardant précisément les applications de cette méthode, leur contexte et les améliorations de la méthodologie proposée par les différents auteurs, ainsi que l'avancée de cette technique. Ce chapitre conclu, suite au cheminement de plusieurs auteurs, vers une utilisation de la scintillométrie pour l'hydrologie.

Ensuite, nous nous sommes intéressés au développement théorique permettant de relier la mesure de la fluctuation du signal au flux de chaleur sensible. Nous avons exposé la méthode et la théorie de la scintillométrie. Nous avons vu que le terrain sur lequel est installé le scintillomètre est à prendre en compte dans le calcul du flux. La particularité de notre terrain complexe nous a amené à prendre en compte la topographie, mais aussi la croissance des herbacées sous le faisceau.

Nous avons cherché à caractériser l'empreinte de mesure du scintillomètre, en fonction des conditions atmosphériques. Nous avons vu la faible variabilité de l'empreinte en fonction de la stabilité, mais la forte dépendance de l'empreinte en fonction du régime de vent (Harmattan ou sud-ouest). Nous avons vu que l'empreinte possède une représentation de la distribution de la végétation très proche de celle du bassin versant de l'Ara et de la Donga. Cette observation rend pertinente la mesure au moins à l'échelle du bassin versant de l'Ara.

Enfin, nous avons cherché à valider la mesure du flux ainsi qu'à caractériser l'erreur commise sur la mesure. Une comparaison avec des mesures par EC sur une surface homogène a permis de montrer la bonne correspondance entre la dynamique du signal des deux capteurs, pendant la saison sèche et pendant la saison humide.

Nous avons tous les éléments pour utiliser le résultat du calcul du flux de chaleur sensible afin de l'intégrer à un bilan d'énergie à l'échelle de l'empreinte du LAS. La partie suivante s'intéresse aux deux autres termes du bilan énergétique à cette échelle.

Quatrième partie

ESTIMATION DE L'EVAPOTRANSPIRATION PAR BILAN D'ENERGIE

Introduction

L'évapotranspiration réelle a longtemps été et reste pour les hydrologues une variable difficile à quantifier, et souvent, pour établir des bilans hydrologiques, seules des hypothèses sur la capacité à évaporer sont formulées, sans jamais vraiment pouvoir accéder à une estimation précise de ce terme.

L'ETR intervient à la fois dans le bilan en eau et dans le bilan en énergie. Les seules mesures disponibles de l'ETR à l'heure actuelle sont soit ponctuelles (par EC) avec une bonne résolution temporelle, soit représentatives de surfaces étendues (de l'ordre du km^2) par radiométrie satellite mais avec une mauvaise résolution temporelle et spatiale, et une grande incertitude. Il existe donc un déficit de connaissance de l'ETR à une résolution temporelle horaire et à une résolution spatiale de l'ordre du km^2, représentative de surfaces hétérogènes.

Plusieurs auteurs ont adopté une démarche d'estimation de l'ETR à partir du bilan d'énergie (Heusinkveld *et al.*, 2004; Schuettemeyer *et al.*, 2006). Les premières approches ont été faîtes à partir de mesures ponctuelles des composantes du bilan d'énergie, les flux turbulents étant mesurés par EC. Ces approches ont montré la nécessité d'affiner au mieux l'estimation de chaque terme pour fermer le bilan.

Récemment, certains ont utilisé l'observation scintillométrique sur des surfaces de quelques km^2, pour effectuer un bilan d'énergie sur des couverts hétérogènes et plats (Meijninger, 2003), sur des surfaces agricoles irriguées (Hoedjes *et al.*, 2002; Ezzahar *et al.*, 2007), ou sur des surfaces hétérogènes en zone tropicale (Schuettemeyer *et al.*, 2006). Meijninger (2003) a montré qu'il était possible d'estimer l'ETR sur une surface hétérogène avec peu de topographie. Hoedjes *et al.* (2002) et Ezzahar *et al.* (2007) se sont intéressés à des surfaces agricoles irriguées, et ont montré qu'une estimation de l'ETR était cohérente avec des mesures par satellite. Schuettemeyer *et al.* (2006) montrent l'applicabilité de la mesure de l'ETR sur un couvert naturel homogène en zone soudanienne.

Cependant, ces auteurs ont travaillé à l'échelle journalière, et n'ont donc pas documenté les autres termes du bilan d'énergie, que sont le flux dans le sol et les flux radiatifs.

Notre approche consiste à adopter une démarche similaire, mais en accordant une grande importance à la fermeture du bilan en énergie *à l'échelle de la mesure scintillométrique.*

Le flux de chaleur sensible H estimé précédemment est donc utilisé. Nous ne considérons que les deux directions de vent dominant. Notre démarche consiste à effectuer un bilan en énergie

à l'échelle de la mesure de H pour ces deux conditions. Pour effectuer ce bilan, il est donc nécessaire d'estimer les deux autres termes que sont le flux dans le sol G et le rayonnement net Rn. Notre approche diffère des études précédentes dans le sens ou une attention particulière est portée à la spatialisation des autres termes du bilan, et à leur adéquation avec H calculé par l'intermédiaire du LAS.

Cette partie traite dans un premier chapitre du flux dans le sol, où sont explicitées les techniques utilisées pour son estimation, puis sa spatialisation. Le second chapitre introduit les méthodes d'estimation puis de spatialisation du rayonnement net. Enfin, le dernier chapitre présente les résultats du bilan en énergie sous la forme de flux de chaleur latente horaire. Il propose également une estimation de l'incertitude sur l'ETR, sur la sensibilité aux choix sur les termes du bilan d'énergie, ainsi qu'une comparaison avec des mesures par EC.

10 Le flux dans le sol G

Ce chapitre propose une estimation du flux de chaleur en surface, à l'échelle de l'empreinte du scintillomètre. Dans un premier temps, il est démontré l'importance à accorder à ce terme dans le bilan en énergie, en particulier pour notre cas d'étude. La méthode employée pour estimer G est discutée par comparaison entre plusieurs approches. Après avoir vu la variabilité spatiale et temporelle du flux de chaleur en surface, il est montré comment est estimé G à l'échelle de l'empreinte.

Les premiers travaux sur la conduction de la chaleur ont été effectués à Grenoble, par Joseph Fourier (portrait), alors préfet de l'Isère (Arago *et al.*, 1862). Fourier a introduit l'idée de décomposer un signal en une série d'harmoniques, appelées "Transformées de Fourier". Elle ont permis en autre de proposer une solution à l'équation de propagation de la chaleur, et de décrire l'évolution de la température dans le sol (Fourier, 1822, 1827).

1 Introduction

Le flux dans le sol G est souvent un des termes les plus négligés dans les bilans d'énergie à la surface. Cependant, il est extrêmement important d'affiner au mieux son estimation car : (i) G est une des composantes principales du bilan d'énergie puisqu'il peut atteindre jusqu'à 40 % du rayonnement net, sous des climats arides durant la journée, c'est à dire du même ordre de grandeur que H dans les mêmes conditions (Heusinkveld *et al.*, 2004; Verhoef, 2004) ; (ii) il permet en partie la résolution du problème non-résolu de la non fermeture du bilan d'énergie. Heusinkveld *et al.* (2004) ont montré qu'il était possible de quasiment fermer le bilan d'énergie en zone aride en utilisant une méthode hybride combinant plaques à flux et estimation de la

conductivité thermique. Meyers et Hollinger (2004) ont montré qu'en affinant l'estimation de G, on gagnait 10 % sur la fermeture du bilan.

Diverses méthodes ont été proposées pour estimer G en surface à l'aide de mesures de températures en profondeur (Ts), d'humidité (Θ), de températures IR en surface, et de plaques à flux. Hanks et Jacobs (1971), De Vries et Philip (1986) et Braud *et al.* (1993) ont comparé les résultats des différentes méthodes de calcul de G. Plus récemment, Liebethal *et al.* (2005) ont cherché à distinguer les erreurs sur les mesures, des erreurs sur les méthodes de calcul des flux. Les méthodes utilisant les plaques à flux ont également fait l'objet d'études cherchant à améliorer, ou bien corriger leur estimation (Philip, 1961; Watts *et al.*, 1990; Heusinkveld *et al.*, 2004).

Ces dernières années, certains auteurs ont cherché à estimer G avec plus de précision (Heusinkveld *et al.*, 2004; Liebethal et Foken, 2007). Habituellement, seules des mesures en profondeur sont disponibles, conduisant systématiquement à des valeurs sous-estimées et à des décalages temporels de la valeur maximale de G. Ce décalage dû aux propriétés de diffusion du sol, est particulièrement problématique à l'aube et au crépuscule, lorsque les variations des gradients de Rn et de G sont importants, et peuvent amener à des valeurs d'énergie disponible (Rn - G) non réalistes. L'enjeu repose donc sur l'estimation de G à la surface pour fermer le bilan d'énergie, alors que les mesures sont en profondeur.

Heusinkveld *et al.* (2004) ont montré que le flux dans le sol est mesuré avec une incertitude raisonnable, lorsque l'on utilise des plaques à flux proches de la surface (à moins de 1 cm de la surface). Si cela est possible dans le cas d'un sol sableux pour une expérience de quelques jours, ce dispositif expérimental n'est pas adapté aux surfaces exposées aux pluies sur de longues périodes. Les capteurs seraient alors rapidement exposés à l'air libre par l'érosion due au vent et aux fortes pluies. De plus, les plaques à flux ont une conductivité thermique constante, et ne peuvent tenir compte de l'évolution de la conductivité thermique du sol due à son humidité propre (Sauer *et al.*, 2003).

Ici, deux méthodes de calcul du flux G en surface sont proposées : (i) une méthode dite *calorimétrique*, basée sur des mesures de température en profondeur, et utilisant un terme inertiel de stockage ; (ii) une méthode par *harmoniques*, modélisant un flux en surface à partir de températures en profondeur par transformées de Fourier.

Les résultats de ces deux méthodes sont comparés afin de déterminer leur impact sur le bilan d'énergie. Par la suite, la variabilité spatiale de G est évaluée pour un cycle annuel. Enfin, sa spatialisation pour le bilan d'énergie, à l'échelle de l'empreinte du LAS est discutée.

2 Dispositif expérimental

Trois stations sont disposées le long d'un transect sur le versant sud-est (figure 10.1). La station haute (HS) est installée sur un terrain où il y a peu de végétation ligneuse, avec une pente de moins de 2 %. La station de milieu de versant (MS) se situe dans l'endroit du transect où la pente est la plus forte, avec une végétation basse (savane arbustive). La station de bas de

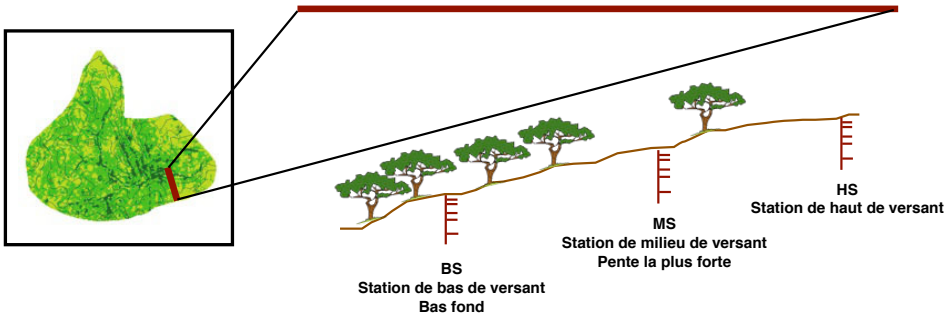

FIGURE 10.1 – Transect nord-sud de l'Ara instrumenté en mesures dans le sol, à trois niveau en bas (BS), milieu (MS) et haut de versant (HS).

versant (BS) est située dans un bas fond, et est donc la plus sujette à enregistrer des valeurs de teneur en eau importantes.

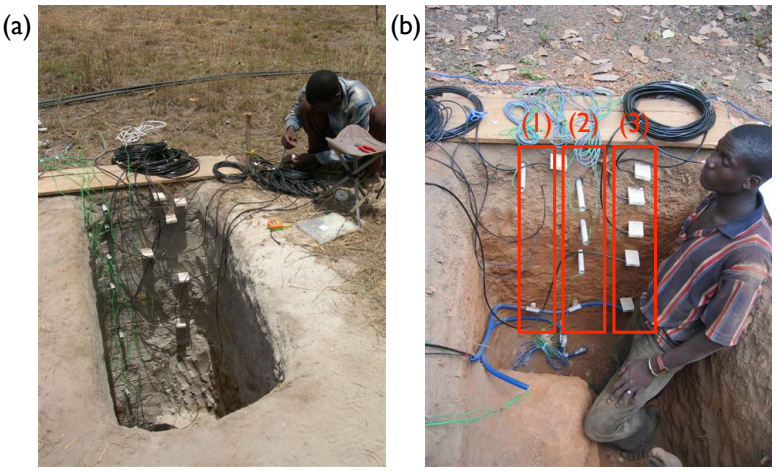

FIGURE 10.2 – (a) et (b) : Installation de capteurs de (1) température, (2) charge hydraulique, et (3) d'humidité dans le sol. Crédit photo : S. Galle.

Sur la figure 10.2, on distingue les trois types de capteurs installés dans chacune des fosses : sur la figure 10.2(b) on distingue les réflectomètres de teneur en eau (3), qui mesurent le contenu volumétrique en eau des milieux poreux en utilisant des mesures temporelles. Il est nécessaire de les étalonner en fonction du type de sol dans lequel on les installe pour calculer la teneur en eau du sol. Des sondes de température (1) (thermistances) sont également visibles sur la figure 10.2(b)(1). A ces sondes s'adjoignent des capteurs de charge hydraulique (2) (watermark) que l'on distingue figure 10.2 (b)(2). Les capteurs de température et d'humidité sont installés à 10, 20, 40, et 100 cm de la surface pour les trois sites. Une mesure à 5 cm a été rajoutée début 2008, au niveau de chacun des trois sites du versant. Elle permettra de vérifier les estimations faîtes à partir des capteurs plus profonds. Les profondeurs de chaque famille de capteurs, pour chaque site, sont indiquées en annexe 1.

La figure 10.3 illustre l'évolution temporelle des températures du sol pour quelques jours de l'année 2008, au niveau de la station BS. Les fortes amplitudes journalières en surface (température à 5 centimètres noté T_5, de plus de 15°C) sont réduites à seulement 5°C en profondeur (T_{20}). Le déphasage grandit également, au fur et à mesure que la profondeur augmente.

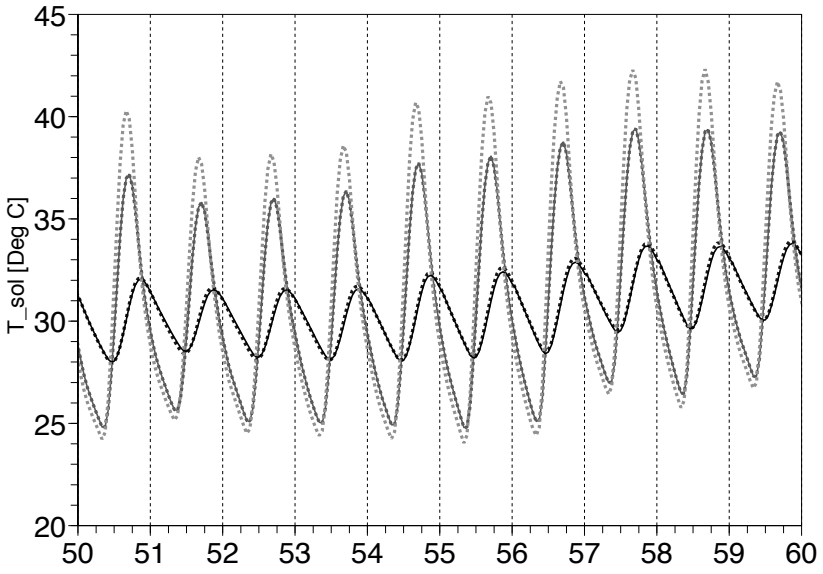

FIGURE 10.3 – Températures dans le sol au niveau de la station BS en 2008 (jours 50 à 60) ; mesurées à 5, 10 et 20 cm (en traits discontinus du plus clair au plus foncé), et modélisées à 5, 10 et 20 cm (en traits pleins).

3 Méthodes d'estimation du flux de chaleur dans le sol

Le flux de chaleur en surface ($z = 0$) est égal au gradient de température proche de la surface. On peut l'écrire comme (Eq. (10.1)) :

$$G_{z=0} = \lambda \frac{\partial T_z}{\partial z}|_{z=0} \tag{10.1}$$

où $G_{z=0}$ est le flux de chaleur en surface, λ la conductivité du sol, T_z la température du sol à la profondeur considérée, et z la profondeur à partir de la surface (z positif vers la surface).

Deux méthodes ont été considérées pour estimer le flux en surface, à partir des mesures de température (T_1 et T_2), et d'humidité, à deux profondeurs. Pour ces deux méthodes, le sol est considéré comme homogène entre la surface et 20 cm.

La "méthode calorimétrique" consiste à dériver G en intégrant l'équation de la chaleur, par la méthode des différences finies. L'équation de conduction de la chaleur (Fourier, 1822), s'écrit comme (Eq. (10.2)) :

$$\rho_s C_s \frac{\partial T}{\partial t} = \lambda \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \tag{10.2}$$

où ρ_s C_s est la capacité thermique volumique intégrée sur l'épaisseur du sol. L'intégration de cette équation entre la profondeur z_m et la surface ($z = 0$) mène à l'équation (10.3) :

$$G_{Ca} = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z}|_{z=zm} + \frac{\partial}{\partial t}\int_{z_0}^{z_m} \rho_s c_s T_m dz \tag{10.3}$$

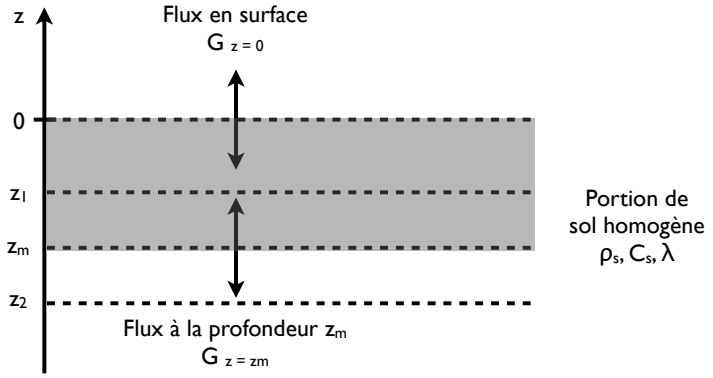

FIGURE 10.4 – Vue schématique des différentes composantes de G et du stockage de chaleur dans une couche surfacique (zone grisée).

Finalement, l'écriture de l'équation (10.3) permet d'écrire le flux en surface, comme la somme du flux à la profondeur z_m, et d'un terme de stockage de chaleur dans la couche surfacique, comme (Eq. (10.4)) :

$$G_{Ca} = \lambda \frac{T_2 - T_1}{z_1 - z_2} + \rho_s C_s \frac{T_m^{t+} - T_m^{t-}}{2dt} \frac{z_2 + z_1}{2} \tag{10.4}$$

La figure 10.4 représente schématiquement les trois composantes de l'équation (10.4). Dans l'équation (10.4), T_1 et T_2 sont les températures mesurées aux profondeurs z_1 et z_2. T_t+ et T_t- sont les températures moyennes comprises entre la surface et $(z_1 + z_2)/2$ à l'instant $t + \delta t$ et t - δt. Ici, on estime cette température équivalente à T_1.

La méthode par harmoniques consiste en une analyse par transformées de Fourier de la température mesurée à une profondeur z_1. La décomposition de Fourier permet d'écrire la température à la profondeur z_1 comme (Eq. (10.5)) :

$$T_{z1} = \sum_k C_k cos(\omega_k t + \phi_k) \tag{10.5}$$

où C_k and ϕ_k sont respectivement la norme et la phase des $k$ièmes coefficients de Fourier. $\omega_k = 2\pi k/N\delta t$ est la période de la $k$ième harmonique avec N, le nombre total de données considérées dans l'analyse de Fourrier et δt, leur pas de temps.

La solution $T\,(z,t)$ de l'équation de diffusion de la chaleur (Eq. (10.2)), pour toute profondeur z et à tout temps t, ainsi que sa dérivée temporelle $\partial T/\partial z(z,T)$ s'écrivent comme les équations (10.6) et (10.7). z_α est la profondeur équivalente de diffusion. Elle est égale à $(2\alpha_T/\omega_k)^{1/2}$ où α_T est le coefficient de diffusion de chaleur dans le sol. Il est alors possible de dériver $T_{z=0}$ et

$\delta T/\delta z$(z=0), comme décrit par Van Wijk et De Vries (1963), et Horton et Wierenga (1983). Une description des coefficients C_k est donnée en annexe de Heusinkveld *et al.* (2004).

$$T\left(z,t\right)=\sum_{k}2.C_{k}\exp\left(-\frac{z-z_{1}}{z_{\alpha}}\right)\sin\left(\omega_{k}.t+\phi_{k}-\frac{z-z_{1}}{z_{\alpha}}\right) \tag{10.6}$$

$$\frac{\partial T}{\partial z}\left(z,t\right)=\sum_{k}\frac{2.\sqrt{2}.C_{k}}{z_{\alpha}}\exp\left(-\frac{z-z_{1}}{z_{\alpha}}\right)\sin\left(\frac{\pi}{4}+\omega_{k}.t+\phi_{k}-\frac{z-z_{1}}{z_{\alpha}}\right) \tag{10.7}$$

Dans cette étude, nous avons choisi z_1 = 10 cm et z_2 = 20 cm, pour garantir au mieux les conditions d'homogénéité et une différence de température ΔT importante. Pour une couche de sol homogène sur les dix premiers centimètres de sol, α_T peut être dérivé de l'extinction d'amplitude entre T(z_1) et T(z_2) en utilisant l'équation (10.8).

$$\alpha_{T}=\frac{\omega_{D}\Delta z^{2}}{2(ln(\Delta T_{z1}/\Delta T_{z2})^{2}} \tag{10.8}$$

où ΔT_{z1} et ΔT_{z2} sont les amplitudes journalières des séries de température à z_1 et z_2 et ω_D est la pulsation journalière (en s^{-1}).

Nous avons utilisé cette méthode pour estimer α_T car il a été établi qu'elle était la plus robuste (Verhoef *et al.*, 1996). λ est calculé par $\lambda = \rho_s C_s \alpha_T$. Les modifications d'humidité des sols affectent $\rho_s C_s$. Alors, une valeur journalière pour $\rho_s C_s$ est estimée en utilisant une combinaison linéaire (équation (10.9)) entre les propriétés d'un sol sec ($\rho_d.C_d$), et les propriétés de l'eau ($\rho_w C_w$) (Hillel, 1998).

$$\rho_{s}\,C_{s}=\rho_{d}.C_{d}+\rho_{w}.C_{w}.\Theta \tag{10.9}$$

Θ est une moyenne de l'humidité volumétrique du sol mesurée par un capteur d'humidité in situ CS616 [Campbell Scientific, Shepshed, UK] à 10 cm, et les indices w and d représentent respectivement les propriétés du sol humide, et de l'eau (ρ_d = 1620 kg/m^3, ρ_w = 1000 kg/m^3, C_d = 1250 J/kg/K et C_w = 4250 J/kg/K).

Le flux dans le sol par la méthode par harmoniques G_{HA} est alors donné par les équations (10.1) et (10.7).

La méthode par harmonique permet une très bonne estimation des températures, si les caractéristiques du sol (λ, C_s, ρ_s, α_T) sont connues, et si le sol est homogène.

4 Comparaison des résultats pour les deux méthodes

Il est souhaitable d'utiliser les mesures de températures faites au plus proche de la surface pour avoir la meilleure précision pour estimer la température et le flux en surface. Il en est de même pour les mesures d'humidité. La méthode *par harmoniques* est capable d'enregistrer les

propriétés thermiques à la surface à partir de mesures à 10 cm avec suffisamment de précision. En effet, la profondeur de pénétration z_α est d'environ 16 cm pour les fluctuations journalières (Fig. 10.3). Ceci implique qu'une oscillation de 0.1 °C à 10 cm, correspond à la surface à 0.18 °C d'oscillation au pas de temps journalier. Une oscillation de 0.1°C au pas de temps horaire, causée par un couvert nuageux par exemple, correspond à une oscillation de 2 °C.

Les températures modélisées par transformées de Fourier aux profondeurs de 10 et 20 cm, sont comparées aux observations sur la figure 10.3. La moyenne des écarts quadratiques (ou RMS [1]) entre les températures observées et modélisées pour l'ensemble de l'année 2008 est de 0.05°C à 10 cm et de 0.18°C à 20 cm.

Les propriétés thermiques du sol sont quelques peu différentes d'une station à une autre, mais poursuivent tout de même une dynamique similaire. En moyenne, pour les conditions de sol sec, la valeur typique de α_T est d'environ 0.6 10^{-6} m^2/s, et peut atteindre jusqu'à 3.0 10^{-6} m^2/s, pour les conditions humides, après la pluie. La conductivité thermique est d'environ ~ 1 W/m/K, pour les conditions sèches, et de ~ 3.5 W/m/K, pour les sols humides.

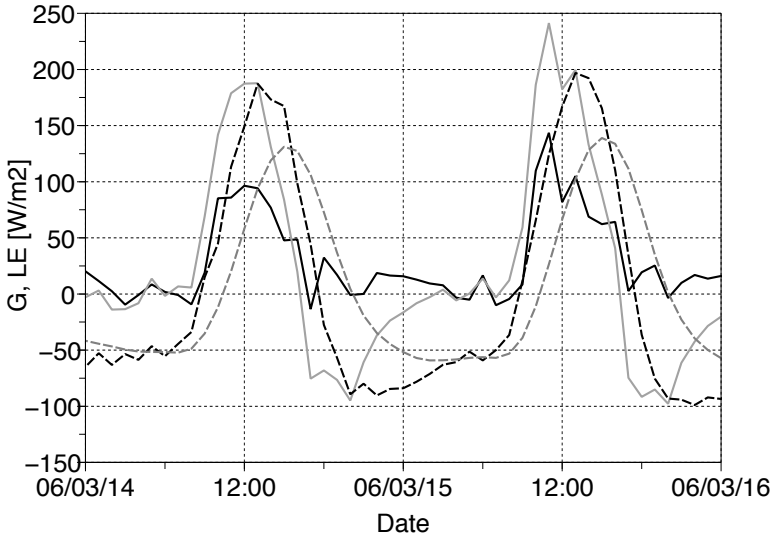

FIGURE 10.5 – Flux de chaleur dans le sol (G) (traits pointillées) et flux de chaleur latente (LE) (traits pleins) sur une période de deux jours. Les lignes grises réfèrent à la méthode "Calorimétrique", et les lignes noires à la méthode par "Harmoniques".

La figure 10.5 montre pour une période de 2 jours en mars 2006, la comparaison entre les valeurs de G estimées par les deux méthodes décrites dans la section précédente. L'estimation du flux de chaleur latente est réalisée par bilan à l'aide de Rn qui est décrit dans le chapitre suivant. L'impact de l'utilisation de ces méthodes sur le flux de chaleur latent résultant, est également représenté sur la figure 10.5. Les valeurs maximales de G résultant de la méthode par harmoniques sont de l'ordre de 25 % plus importantes que celles issues de la méthode calorimétrique.

1. Root Mean Square

Un décalage temporel est également observé et atteint à peu près deux heures entre les deux séries. L'impact sur l'estimation du flux de chaleur latent est important. LE, estimé par la méthode calorimétrique, montre des valeurs non-réalistes qui atteignent jusqu'à -100 W/m^2 à la fin de la journée (comme au crépuscule du 14 mars). Cela indiquerait de la condensation, ce qui n'est pas possible compte tenu des conditions atmosphériques lors de ces deux journées (partie V, chapitre 14, figure 14.1). Par contre, LE oscille autour de zéro sur la figure 10.5 et n'excède que rarement -30 W/m^2 la nuit sur toute la période de mesure quand G est estimé avec la méthode par harmoniques, ce qui correspond à la plupart des hypothèses sur le cycle diurne de la végétation. Pendant la journée, les valeurs de LE sont également assez différentes suivant la méthode employée pour le calcule de G (près de 50 % de différence sur les maxima pour les 14 et 15 mars 2006). Ceci indique que des erreurs importantes peuvent être faites sur le flux de chaleur latente résiduel, suivant que l'on utilise une méthode ou l'autre.

Compte tenu de ces éléments, nous utiliserons la méthode *par harmoniques*, pour l'estimation du flux dans le sol G, et ainsi fermer le bilan en énergie.

5 Variabilité spatiale et temporelle de G

Le flux en surface n'est pas homogène sur la surface du bassin versant. Il varie en fonction de la composition du sol, des conditions d'humidité en surface, du couvert végétal, et de l'ensoleillement. Les mesures dont nous disposons sont représentatives de trois sites ayant chacun ses caractéristiques propres. Cette section vise à caractériser la variabilité spatiale et temporelle de G en surface.

La figure 10.6 montre pour l'année 2008, les valeurs journalières maximales, minimales et moyennes du flux en surface sur les trois sites. Les pluies sont journalières, entre 6h et 6h du jour suivant. Pour toutes les stations, le cycle annuel de G est marqué par la saisonnalité des précipitations, et par l'apport d'énergie extérieur *via* les flux radiatifs. En saison sèche, les amplitudes journalières sont maximales (presque 400 W/m^2 d'amplitude), et la moyenne journalière est proche de zéro. Lorsque commencent les premières pluies, les amplitudes restent fortes car l'apport d'énergie est aussi important, mais la variabilité est plus importante, et la moyenne journalière peut atteindre - 60 W/m^2 après une pluie. Cette période intermédiaire entre la saison sèche et la saison humide, se caractérise par une forte variabilité, et une baisse progressive des amplitudes des flux jusqu'à la saison humide. Entre les jours 200 et 300, la moyenne journalière est peu variable et proche de 0, avec des amplitudes plus faibles qu'entre les jours 0 et 150 (de l'ordre de 200 W/m^2). La période transitoire, entre les deux périodes précédentes et la fin de l'année (entre les jours 150 et 200 et 300 et 365), présente une très faible variabilité, et des moyennes journalières proches de 0. Les amplitudes remontent progressivement jusqu'à la saison sèche de l'année suivante.

Nous observons ici que l'hypothèse qui consiste à négliger le flux en surface pour fermer les bilans d'énergie journalier, n'est pas toujours valable dans notre cas, notamment pour certains jours dans la période de transition de la saison sèche à la saison humide.

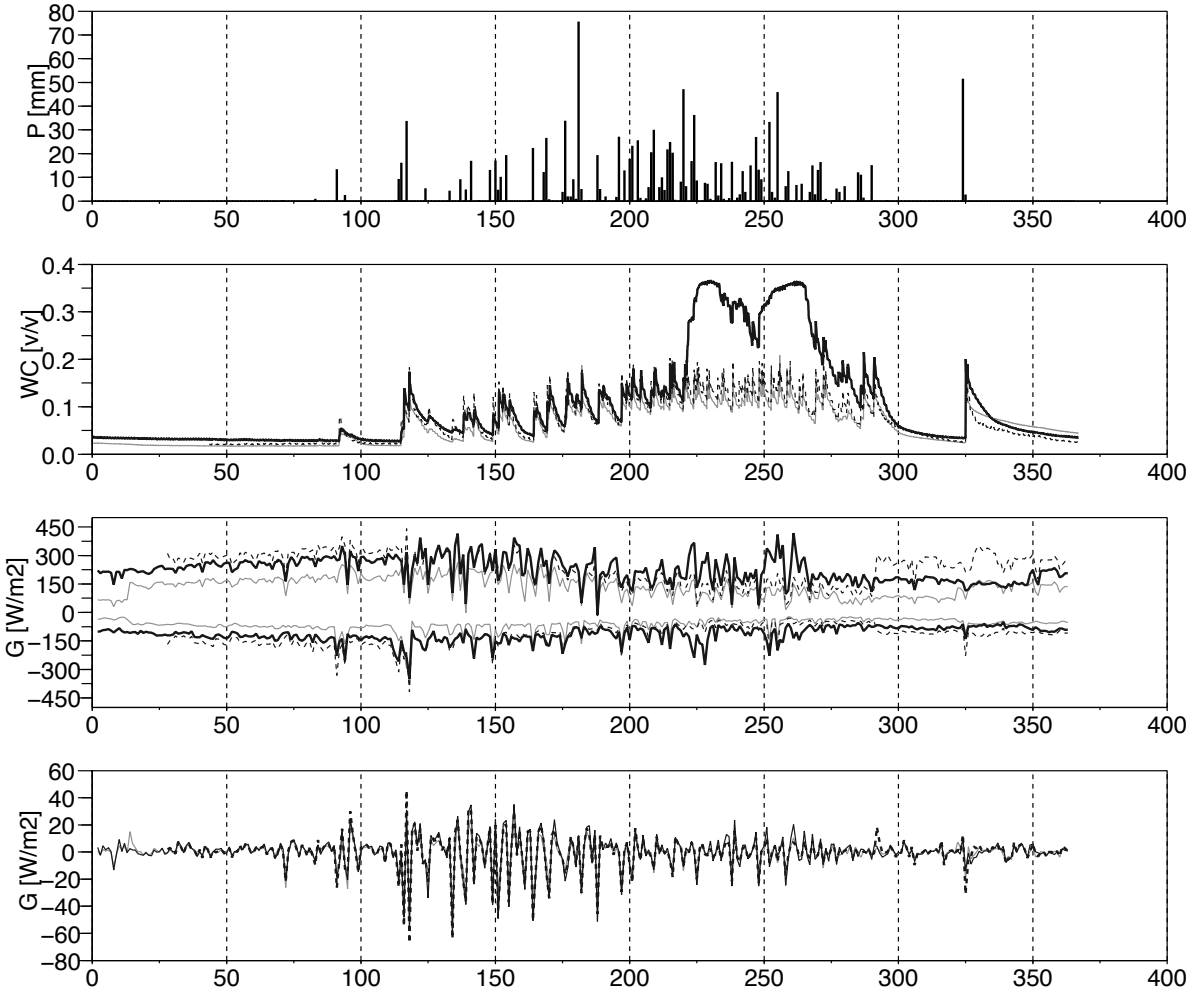

FIGURE 10.6 – Evolution temporelle pour l'année 2008 : des précipitations (P), de l'humidité du sol (WC), des maxima et minima et de la moyenne journalière du flux de chaleur en surface. Les trois stations sont représentées : HS (trait plein clair), MS (trait discontinu) et BS (trait plein noir).

La figure 10.6 montre également les différences entre les trois sites pour l'année 2008. Au niveau des moyennes journalières, les stations montrent des flux très proches. Aux stations BS et MS, les amplitudes journalières sont très similaires alors qu'à la station HS, les amplitudes des flux sont plus faibles. Pendant la saison humide, ces différences sont moins marquées.

La station BS présente une humidité plus marquée en saison humide (humidité à 5 cm entre 20 et 30 %). Ceci engendre une réponse du flux de surface plus importante du fait de la meilleure conductivité du sol.

Sur la figure 10.7, le flux en surface aux trois sites est tracé, pour les trois périodes de l'année 2008. La première période correspond à la saison sèche, où G est assez fort en journée, de l'ordre de 300 W/m^2 au maximum pour les stations de bas et milieu de versant. La station HS se distingue par des flux plus faibles.

La seconde période correspond à la saison intermédiaire entre la saison sèche et la saison humide, marquée par des pluies discontinues. Deux événements pluvieux ont lieu les jours 141 et 148 en soirée. Juste après la pluie, la chaleur est déstockée (G négatif) car l'humidité augmente, et la température baisse avec l'eau des précipitations, plus froide que le sol. Durant les journées suivantes, *i.e* les jours 142 et 149, les flux au niveau des trois stations sont similaires, traduisant le fait que le sol est humide partout, homogénéisant ainsi la conductivité thermique. Au jour 146, il y a une baisse du rayonnement net, qui se traduit par des flux G également plus faibles. La troisième période correspond au milieu de la saison humide, marquée par des pluies fréquentes et un sol humide. Globalement, les flux sont plus faibles (200 W/m^2 au maximum). La végétation, présente sur toute la surface du bassin, est à une température de surface plus faible que celle du sol nu. L'amplitude des flux est donc diminuée.

D'une manière générale, quelque soit la période considérée, G_{HS} est plus faible que G_{MS} et G_{BS}. Des flux plus forts aux stations du bas et du milieu de versant, traduisent une meilleure conductivité du sol, qui permet de stocker plus facilement la chaleur. Cette meilleure conductivité est liée aux deux facteurs suivants : une humidité du sol plus importante, et un sol moins végétalisé.

6 Agrégation de G et utilisation pour le bilan

L'estimation de G est établie au pas de temps horaire, pour les trois stations le long du versant. Pour effectuer le bilan d'énergie sur la surface de l'empreinte du LAS, il est nécessaire d'estimer $< G >$ à cette échelle. Nous ne disposons pas de données spatialisées sur les types de sol, l'humidité et l'ombrage dû à la végétation. Ces variables sont pourtant fortement corrélées à la variabilité spatiale de G.

La contribution relative de l'estimation de G sur chaque site à un flux spatialisé $< G >$ à l'échelle de l'empreinte est donc difficile à quantifier, compte tenu du manque d'observations. Une moyenne pondérée ne permettrait pas de réduire cette incertitude de manière objective.

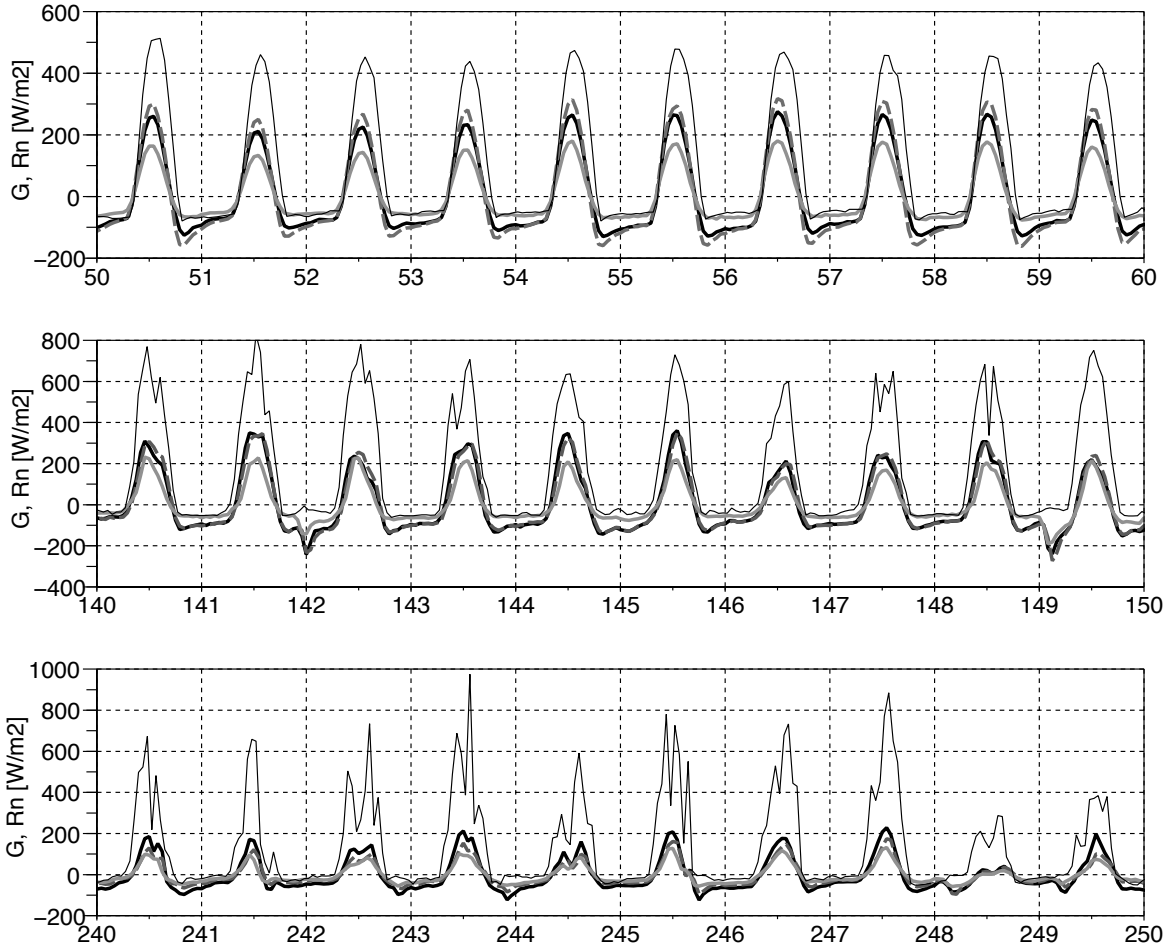

FIGURE 10.7 – Evolution du flux de chaleur en surface pour trois périodes de l'année 2008 (saison sèche (en haut), saison intermédiaire entre la saison sèche et la saison humide (au milieu), et saison humide (en bas)) pour les trois sites : G_{HS} (trait plein clair), G_{MS} (trait discontinu), G_{BS} (trait plein noir). Le rayonnement net calculé pour la saison sèche est également indiqué en traits fins.

Par défaut, nous avons donc convenu d'effectuer une combinaison linéaire, avec le même poids pour chaque station pour estimer le flux de chaleur en surface à l'échelle de l'empreinte du scintillomètre, $< G >$. L'hypothèse est faite que statistiquement, l'agrégation de trois mesures indépendantes, sur des sites ayant des caractéristiques différentes, est meilleure qu'une estimation ponctuelle. Le flux de chaleur agrégé est donc calculé simplement par l'Eq. (10.10) :

$$< G >= \frac{1}{n} \sum_{n} G_n = 1/3 \times G_{BS} + 1/3 \times G_{HS} + 1/3 \times G_{MS} \tag{10.10}$$

où $< G >$ représente la mesure de G spatialisé au versant, et G_{BS}, G_{MS} et G_{HS} les calculs locaux du flux de chaleur en surface, au niveau des différentes stations de bas, milieu et haut de versant, respectivement.

11 Le rayonnement net Rn

Ce chapitre documente la variabilité du rayonnement net sur la surface hétérogène de l'empreinte de mesure du scintillomètre.

Le rayonnement net se caractérise par : (i) une variabilité temporelle, qui dépend de la position relative des astres Terre et Soleil, et de la composition de l'atmosphère ; (ii) une variabilité spatiale, qui dépend des caractéristiques du type de surface rencontrée sur le bassin versant.

1 Bilan des échanges radiatifs à la surface terrestre

Le rayonnement net (Rn) correspond au bilan de tous les termes du rayonnement, aux courtes et grandes longueurs d'onde, à la surface sol-atmosphère, suivant l'équation (11.1) :

$$Rn = R_{SW\downarrow} - R_{SW\uparrow} + R_{LW\downarrow} - R_{LW\uparrow} \tag{11.1}$$

où $R_{SW\downarrow}$, $R_{SW\uparrow}$ sont les rayonnements aux courtes longueurs d'onde (visible, ou SW pour Short Wave) et $R_{LW\downarrow}$, $R_{LW\uparrow}$ et grandes longueurs d'onde (Infra-rouge, ou LW pour Long Wave) montant et descendant [1].

Les termes positifs $R_{SW\downarrow}$ et $R_{LW\downarrow}$ sont alimentés par le rayonnement global, le rayonnement atmosphérique et le rayonnement terrestre réfléchi par les nuages. Les termes de perte, négatifs, sont l'émission terrestre, la réflexion du rayonnement atmosphérique et global par la surface.

L'albédo est défini comme la fraction du rayonnement solaire réfléchie par une surface. L'albédo est sensible à la texture, à la longueur d'onde, à l'angle d'incidence du rayonnement solaire, ainsi qu'à l'humidité de la surface. L'albédo dans les courtes longueurs d'onde, n'est pas le même que dans les grandes longueurs d'onde. L'albédo est également variable en journée, car l'angle d'incidence du soleil varie. Dans la suite du manuscrit, on fera état de l'albédo dans les courtes longueurs d'onde, au pas de temps journalier, moyenné entre 6h et 18h.

1. Les notations ↑ et ↓ sont les normes préconisées par l'OMM.

2 Méthodologie et instrumentation

On fait l'hypothèse, que pour les trois classes de végétation identifiées dans la partie II, le bilan radiatif est homogène spatialement et représentatif de cette classe. Chacune de ces surfaces est instrumentée avec des capteurs de rayonnement, dans les courtes et grandes longueurs d'ondes. Les annexes 1 et 3 spécifient les caractéristiques des capteurs. La figure 11.1 donne l'emplacement des trois stations, sur chacune des classes de végétation. La station pérenne (Fig. 11.1 (3)), installée sur un sol nu/jachère, est équipée de capteurs permettant de mesurer les quatre composantes du bilan radiatif de l'Eq. (11.1). La végétation sur ce site suit l'évolution annuelle décrite dans la partie II. Les couverts de savane arbustive et de savane arborée sont équipés de capteurs mesurant le bilan radiatif dans les grandes et courtes longueurs d'onde. La station pérenne est équipée de capteurs de rayonnement depuis 2005, et les surfaces de savanes arborées et arbustives depuis novembre 2008.

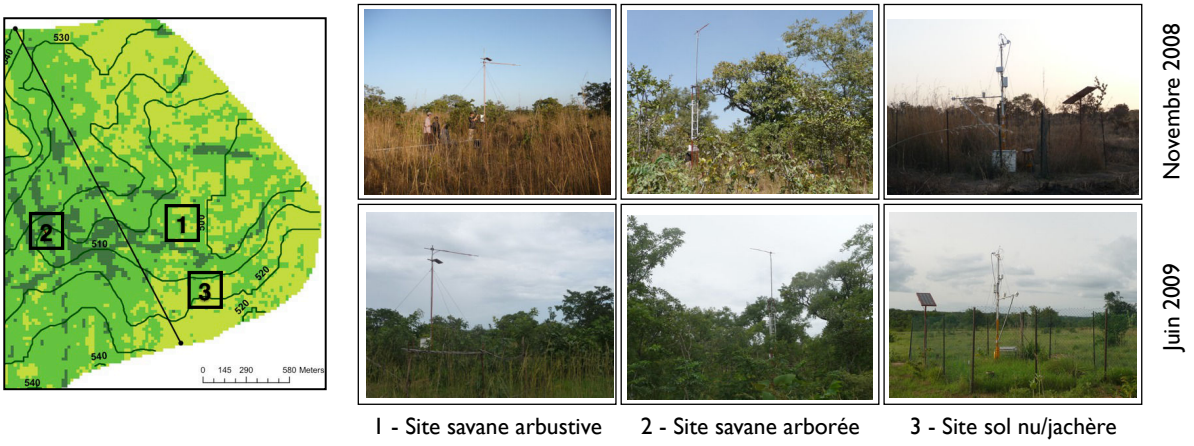

FIGURE 11.1 – Emplacements des capteurs installés sur les différents sites de mesure en début de saison humide et en début de saison sèche.

3 Variabilité spatiale et temporelle des flux radiatifs

Ne disposant pas de mesure sur les trois types de couvert pour les années 2006 à 2008, il est nécessaire d'extrapoler les valeurs du rayonnement à l'échelle de la mesure de H, ou sur l'ensemble du bassin versant. Notre démarche est la suivante : (i) on analyse la variabilité des composantes incidentes ($R_{SW\downarrow}$ et $R_{LW\downarrow}$) ; (ii) on analyse les évolutions de l'albédo et du bilan LW pour les trois surfaces échantillonnées de décembre 2008 à juin 2009 ; (iii) enfin, on propose une estimation du rayonnement net sur chaque surface tout au long de l'année.

3.1 Variabilité spatiale des composantes incidentes

Nous souhaitons vérifier si le rayonnement incident dans les courtes et grandes longueurs d'onde peut être considéré comme homogène à l'échelle du bassin versant. Pour vérifier cette

hypothèse, nous comparons le rayonnement incident à Nalohou et à Bira-Bira (Fig. 2.1). Le tableau 11.1 présente les résultats des comparaisons pour une période de 27 jours de ciel clair, en saison sèche.

Longueur d'onde	$SW \downarrow$	$LW \downarrow$
Coefficient de corrélation	0.997	0.955
Pente de la droite de régression linéaire	0.98	1.00
RMS [W/m^2]	24	6.5
Moyenne Bira [W/m^2]	217	361
Moyenne Nalohou [W/m^2]	221	361

TABLE 11.1 – Comparaison entre les composantes radiatives incidentes mesurées à Nalohou et Bira-Bira, pour la période du 15 novembre au 12 décembre 2005 (données semi-horaires).

L'ensemble des critères statistiques montre que les rayonnements sont très proches, et que la différence provient probablement des instruments de mesure, de la position du capteur et de la possibilité d'effets de site, comme par exemple l'ombrage par la végétation, à l'aube, et au crépuscule.

Il est donc possible de faire l'hypothèse d'un rayonnement incident homogène sur le bassin versant, dans les courtes et grandes longueurs d'onde.

3.2 Variabilité des composantes réfléchies

La figure 11.2 présente l'évolution du bilan dans les grandes longueurs d'ondes, et l'albédo au cours de la période pour laquelle nous disposons de données pour les trois sites.

Variabilité de l'albédo L'albédo du site de sol/jachère en décembre est autour de 0.15, tandis que les sites arborés et arbustifs présentent des albédos beaucoup plus faibles, aux alentours de 0.05. Leur évolution temporelle est par la suite croissante, pour atteindre un maximum aux alentours du jour 50, avec une forte augmentation pour les sites arborés et arbustifs. L'albédo du sol nu/jachère est alors de 0.20, tandis que ceux de la savane arborée et de la savane arbustive sont de 0.15 et 0.18, respectivement. Après le jour 50, on observe une décroissance sur les trois sites. Au jour 150 environ, les valeurs des albédos sont presque toutes équivalentes, c'est à dire entre 0.14 et 0.18.

L'évolution temporelle de l'albédo traduit la variation saisonnière de la végétation, ainsi que de l'humidité du sol. En décembre, le sol est sec en surface. Sur le sol/jachère, les herbes ont été brûlées. Les valeurs extrêmement faibles des albédos des sites arborés et arbustifs sont en accord avec la littérature pour des couverts denses (Guyot, 1999), tandis que le site de sol nu/jachère présente des valeurs proches de celles de la littérature pour un sol nu (Guyot, 1999).

Finalement, l'évolution temporelle de l'albédo suit quatre périodes : (i) une première période, pendant la saison sèche, de décembre à février, pour laquelle les albédo des savanes arborées et arbustives sont très faibles, alors que l'albédo sur le sol nu/jachère est assez fort. Cette différence est due à la couverture végétale ; (ii) une seconde période dite "de transition", pour

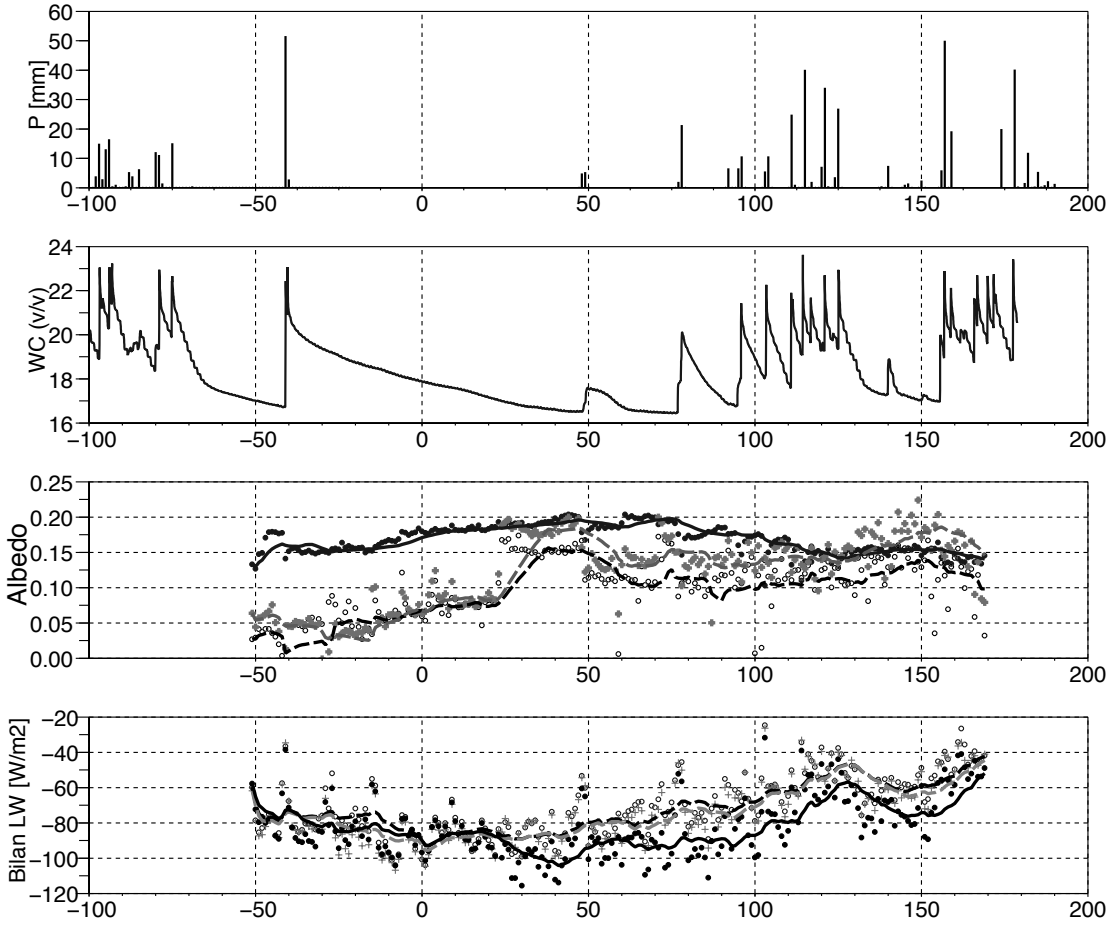

FIGURE 11.2 – Moyennes journalières des précipitations [mm], de l'humidité du sol à 5 cm au niveau de la station HS (WC) [v/v], de l'albédo [-], et du bilan LW [W/m^2] pour la période décembre 2008 - juin 2009 (le 1 janvier 2009 équivaut au jour 1). Sol nu/jachère (trait noir, points noirs) ; savane arbustive (croix, trait discontinu grisé) ; savane arborée (cercles, trait discontinu noir). Les traits sont des moyennes glissantes sur 15 jours.

laquelle l'albédo augmente sur les trois sites, pour se rapprocher d'une même valeur vers 0.15. Cela correspond à l'assèchement des surfaces ; (iii) une troisième période, pendant saison humide, pendant laquelle les valeurs de l'albédo restent les mêmes sur l'ensemble du bassin versant ; (iv) une dernière période, non documentée, à la fin de la saison des pluies, pour laquelle la valeur de l'albédo des savanes baisse progressivement tandis que la valeur de l'albédo du sol/jachère, très lié à l'évolution des herbacées, et éventuellement à l'action de l'homme par brûlis peut baisser de manière brutale.

Variabilité du bilan LW Le bilan reflète les variations de la composante IR ascendante ($R_{LW\uparrow}$), puisque le rayonnement IR incident est identique pour les trois couverts instrumentés. $R_{LW\uparrow}$ est directement reliée à la température de la surface par la loi de Stephan-Boltzmann.

La figure 11.2 montre que deux périodes se distinguent : (i) une première période, de décembre à janvier, où le bilan dans les grandes longueurs d'onde reste similaire partout. Les bilans sont légèrement plus négatifs pour le site de sol nu/jachère, ainsi que pour la savane arborée ; (ii) une seconde période pendant laquelle le bilan LW des sites de savanes arbustives et arborées gardent les mêmes valeurs, alors que le bilan du site de sol nu/jachère est largement plus faible d'une vingtaine de W/m^2, car le sol nu est plus chaud.

Pendant la première période, en saison sèche, il subsiste un petit tapis herbeux, résultant de la dégradation des herbacées, ainsi que quelques herbacées subsistantes par endroit. La chaleur échangée par IR est donc presque similaire suivant les sites, car la surface couverte de végétation ou de débris de végétaux dégage moins de chaleur qu'un sol nu. La seconde période correspond à des conditions de surface très différentes entre les deux savanes et le sol nu/jachère. Le site de sol nu/jachère est nu, absorbe facilement le rayonnement incident IR, et dégage de la chaleur en émettant dans l'IR pendant la journée et la nuit. Les sites de savanes arborées et arbustives possèdent de la végétation permanente, des arbres et arbustes, qui émettent moins dans l'IR car moins chauds.

3.3 Périodes de référence

Pour l'albédo comme pour le bilan LW, deux périodes présentent peu de variabilité temporelle sur les trois sites : (i) une période "sèche" ; (ii) une période "humide". *A contrario*, les périodes intermédiaires sont complexes : le bilan radiatif des surfaces dépend fortement des pluies, de l'humidité des sols et surtout de la croissance de la végétation qui modifie l'albédo et l'émissivité du sol. Les figures 11.4 et 11.3 montrent les régressions linéaires entre les savanes arborées et arbustives, et le sol nu/jachère, pour (i) la période "sèche" ; et (ii) la période "humide", dans les courtes et grandes longueurs d'onde.

Pour la période "sèche", de décembre 2008 à janvier 2009, les regressions linéaires dans les courtes longueurs d'onde présentent une pente plus faible entre le sol nu et la savane arbustive qu'entre le sol nu et la savane arborée. Le bilan LW est 15 % plus faible pour la savane arborée, et 8 % pour la savane arbustive. La température plus élevée du sol nu que pour la végétation, émet plus de rayonnement IR, portant le bilan LW plus négatif. La savane arbustive a une surface

végétalisée plus faible, et émet sensiblement plus que la savane arborée, mais moins que le sol nu/jachère.

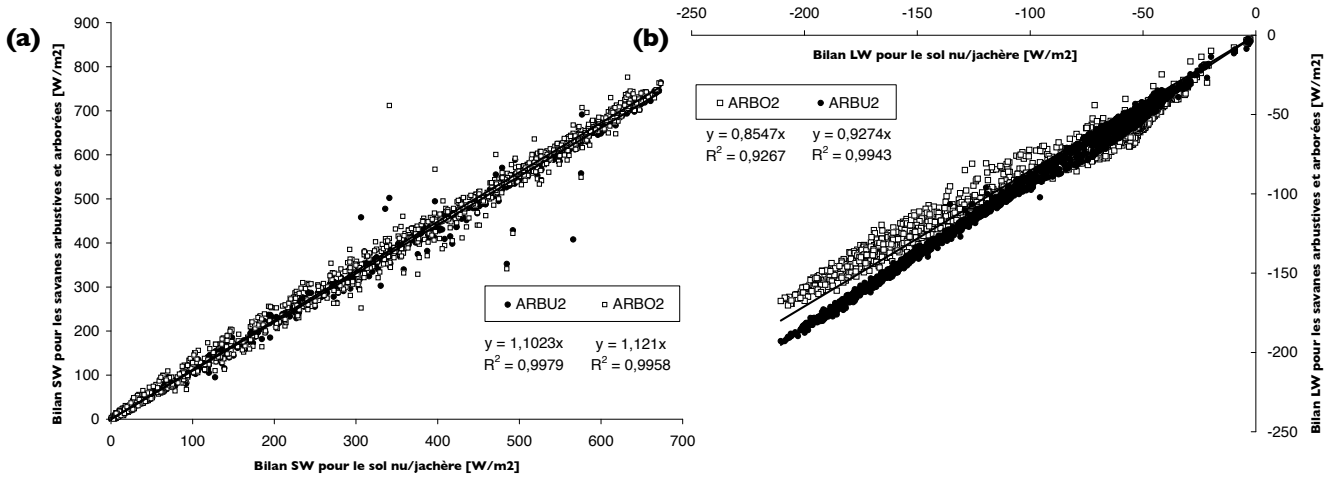

FIGURE 11.3 – Régressions linéaires des bilans radiatifs des savanes vs. le sol nu/jachère, pour la période "sèche" (décembre à janvier), dans (a) les courtes longueurs d'onde, (b) les grandes longueurs d'onde.

Pour la période "humide", de mai à juin 2009, dans les courtes longueurs d'onde, les savanes sont 2.5 % et 1.5 % plus faibles que le sol nu/jachère. *A contrario*, dans les grandes longueurs d'onde, les différences sont fortes, et montent jusqu'à 18.5 % pour la savane arbustive.

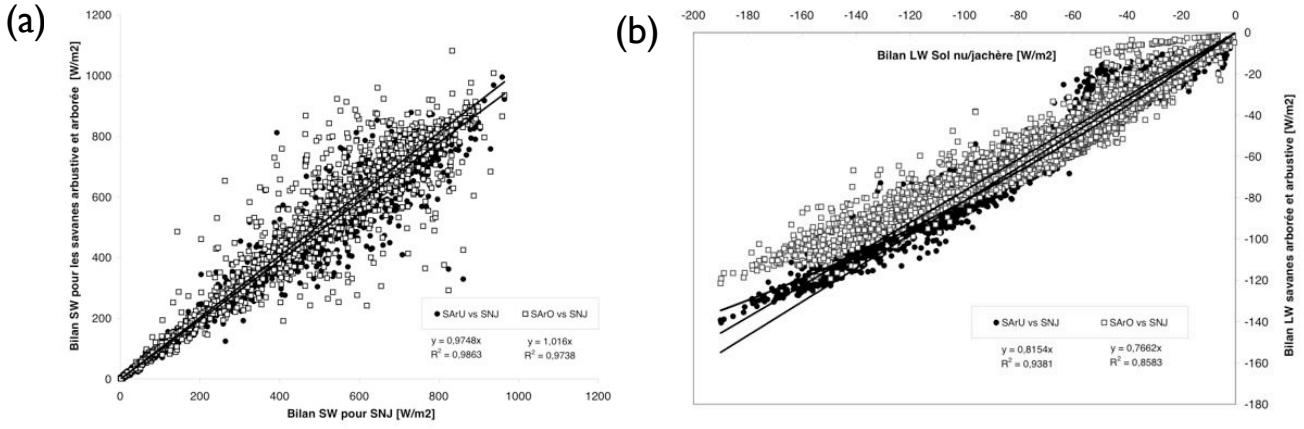

FIGURE 11.4 – Régressions linéaires des bilans radiatifs des savanes vs. le sol nu/jachère, pour la période "humide" (mai à juin), dans (a) les courtes longueurs d'onde, (b) les grandes longueurs d'onde.

4 Agrégation de Rn et utilisation pour le bilan

Comme pour le flux dans le sol, il est nécessaire d'estimer le rayonnement net $< Rn >$, agrégé sur l'empreinte de mesure du flux de chaleur sensible. L'empreinte suivant les conditions atmosphériques pour lesquelles H est mesuré, peut être modélisée suivant la méthode décrite au chapitre 6, et les répartitions de végétation déduites de cette empreinte.

L'estimation du rayonnement net sur les couverts arbustifs et arborés n'est pas disponible pour toutes les périodes de mesure de H. Il est donc nécessaire d'utiliser des corrections par rapport à la mesure de sol nu/jachère, qui couvre l'ensemble des années 2006-2008. Le rayonnement net agrégé $< Rn >$, est alors calculé comme une combinaison linéaire des estimations des flux radiatifs, sur les trois types de surfaces. $< Rn >$ est la somme des deux termes résultants des équations (11.2) pour les courtes longueurs d'onde, et (11.3) pour les grandes longueurs d'onde :

$$< R^{SW} >= R^{SW}_{SNJ} * (a_{SN} + a_{SArO} * cor^{SW}_{SArO} + a_{SArU} * cor^{SW}_{SArU}) \tag{11.2}$$

$$< R^{LW} >= R^{LW}_{SNJ} * (a_{SN} + a_{SArO} * cor^{LW}_{SArO} + a_{SArU} * cor^{LW}_{SArU}) \tag{11.3}$$

où les indices SNJ, SArU, SArO représentent respectivement, les surfaces de sol nu/jachère, savane arbustive, et savane arborée. Les coefficients a_i, se rapportent aux proportions relatives de chaque type de couvert i, dans l'empreinte de mesure. Les coefficients de correction, calculés pour les périodes "sèche" ou "humide" sont notés "cor", et indicés. Le tableau 11.2 résume les valeurs des coefficients.

	Longueur d'onde	Savane arbustive	Savane arborée
Etalonnage	courte	1.00	0.99
	grande	0.90	0.91
Période "sèche"	courte	1.102	$cor^{SW}_{SArO} = 1.121$
	grande	0.9274	$cor^{LW}_{SArO} = 0.8547$
Période "humide"	courte	0.9748	$cor^{SW}_{SArO} = 1.016$
	grande	0.8154	$cor^{LW}_{SArO} = 0.7662$

TABLE 11.2 – Tableau récapitulatif des coefficients : étalonnage des capteurs, et coefficients : (i) pour la période sèche ; et (ii) la période humide.

Deux jeux de corrections permettent de spatialiser le rayonnement net (i) en période "sèche" ; et (ii) période "humide". Les périodes transitoires ne sont pas documentées, car le rayonnement net dépend fortement de l'humidité du sol, de l'occurrence des pluies et de la croissance de la végétation. Ces paramètres varient beaucoup pendant les périodes transitoires et suivant les années.

Pour l'estimation du flux de chaleur latente, les deux calculs de $< Rn >$ seront effectués afin d'encadrer les résultats entre les conditions pour la période sèche et pour la période humide.

12 Le flux de chaleur latente ou l'ETR

Les objectifs de ce chapitre sont : (i) d'une part, de proposer une estimation de l'erreur sur le flux de chaleur latente résultant du bilan d'énergie ; et (ii) d'autre part, de montrer la validité de cette estimation.

1 Erreurs et incertitudes sur la mesure

1.1 Erreurs, incertitudes et sensibilité de l'estimation de l'ETR

L'incertitude finale sur la résultante du bilan en énergie est dépendante des autres termes du bilan. Elle est difficile à estimer, car les paramètres sont nombreux, et leur erreur délicate à quantifier. L'incertitude sur LE est égale à la somme des incertitudes des termes du bilan. Cependant, lorsque l'on effectue cette estimation, on maximise l'erreur sur la résultante.

L'incertitude sur le flux de chaleur est égale à la somme des incertitudes sur chaque terme du bilan d'énergie (Annexe 5, Eq. (15.3)). Le tableau 12.1 présente les incertitudes relatives. Comme Rn est le terme prépondérant du bilan d'énergie, son incertitude affecte le plus l'estimation sur LE.

Terme	Incertitude relative
$\frac{\triangle H}{H}$	0.13
$\frac{\triangle Rn}{Rn}$	0.1
$\frac{\triangle G}{G}$	0.1

TABLE 12.1 – Liste des incertitudes relatives sur le flux de chaleur latente LE.

1.2 Sensibilité à l'estimation de G

La figure 12.1 montre l'incidence de l'utilisation de $< G >$, ou de G provenant d'une seule station de mesure, sur le bilan d'énergie. La différence entre les deux estimations ne change pas

considérablement le résultat final de $< LE >$. La différence est de l'ordre de la dizaine de W/m^2 pour cette période. Il se trouve que la station de haut de versant produit des flux proches des flux moyens. Ce n'est pas le cas pour les deux autres.

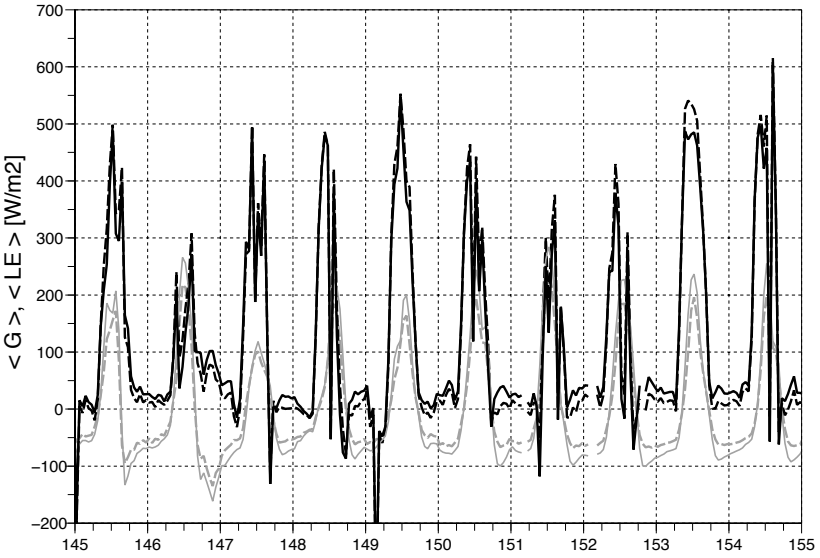

FIGURE 12.1 – Flux de chaleur latente $<LE_{LAS}>$ (traits pleins noir et grisés) déduit par bilan d'énergie avec $< Rn >$ pour la saison humide, et $< G >$ (traits discontinus noirs), et avec G_{HS} (traits discontinus clairs).

1.3 Sensibilité à l'estimation de Rn

Le chapitre précédent proposait deux estimations du rayonnement net à l'échelle de l'empreinte du LAS : l'une pour la saison sèche, et l'autre pour la saison humide. Cette section vise à mesurer l'impact que peut avoir l'une ou l'autre expression sur la résultante du bilan.

Sur la figure 12.2 sont tracés LE_{LAS} calculés à partir des $< Rn >$ pour la saison humide et pour la saison sèche, et Rn non-corrigé pour deux jours de janvier 2008. Il ressort une grande divergence entre les trois estimations. LE_{LAS} est très faible pour cette période (de l'ordre de 100 à 150 W/m^2 en journée). En journée, la correction pour la saison sèche amène à ajouter 30 à 40 W/m^2 à LE_{LAS} sans correction.

La figure 12.2 (b) représente les mêmes variables pour deux jours en début de saison des pluies (mai 2008). La correction pour la saison sèche n'est ici certainement pas judicieuse : cette correction amène 50 W/m^2 supplémentaires à LE_{LAS}. La correction pour la saison humide amène peu de différence par rapport à la valeur du rayonnement net initiale, ce qui est logique, car plus la saison humide est avancée, plus le couvert devient végétalisé et homogène, ce qui induit un rayonnement net global homogène, et donc identique pour les trois classes.

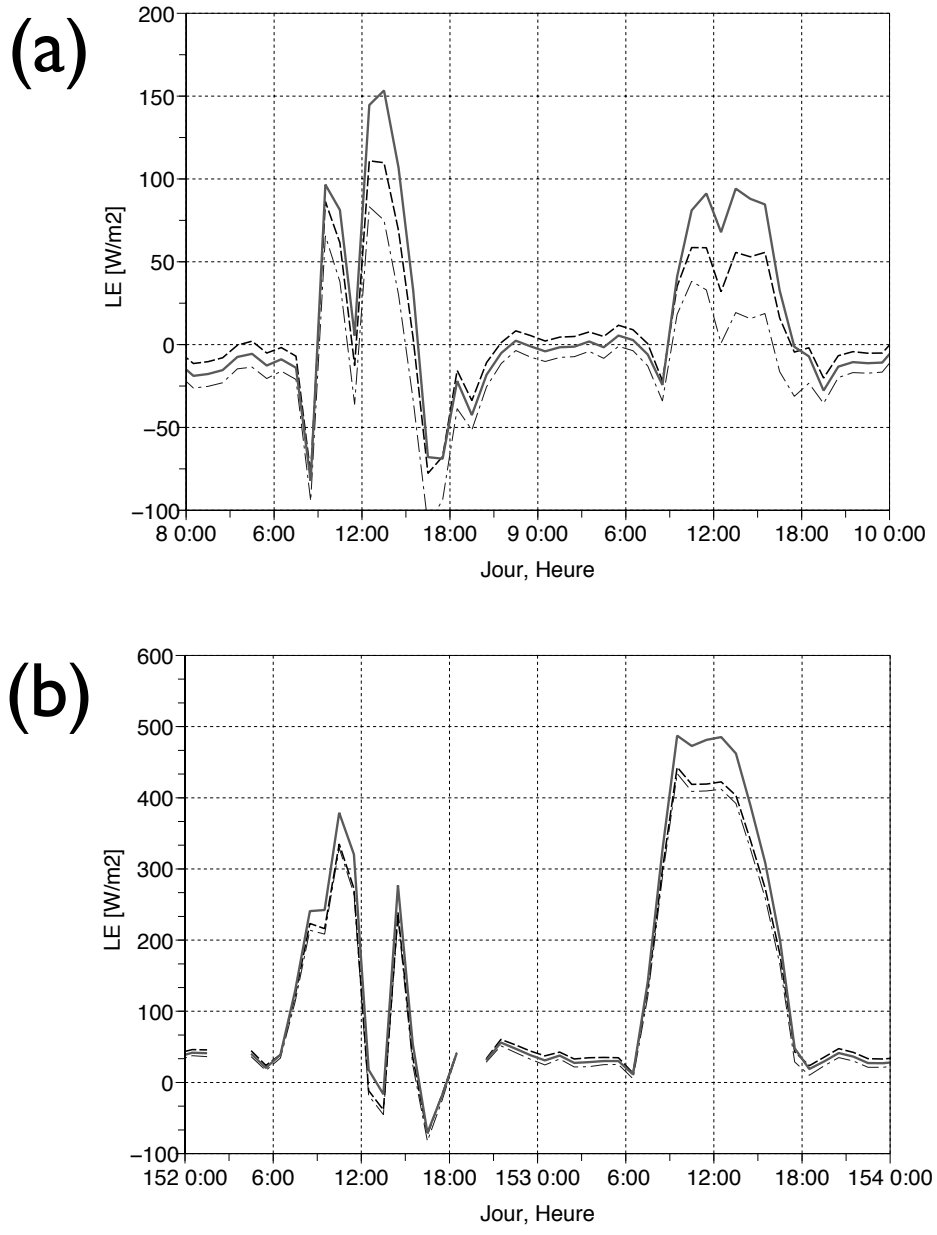

FIGURE 12.2 – Flux de chaleur latente LE_{LAS} (a) en saison sèche (les 8 et 9 janvier 2008) et (b) en début de saison des pluies (les 1 et 2 juin 2008). Le trait plein correspond à un calcul avec une correction de $< Rn >$ pour la saison sèche, le trait grisé discontinu pour une correction pour la saison humide, et le trait noir discontinu sans correction (*i.e*, pour un sol nu/herbacées).

2 Dynamique du signal et comparaison avec l'ETP

Compte tenu de l'impossibilité d'obtenir une mesure fiable de l'ETR sur un couvert hétérogène, il n'est pas possible de pouvoir comparer notre estimation à une valeur de référence. Il existe cependant plusieurs pistes possibles pour juger de la validité de notre mesure : (i) la comparaison avec l'ETo permet de borner l'estimation ; (ii) l'analyse de l'évolution dynamique horaire et journalière de l'ETR : la fermeture du bilan la nuit et la réactivité du signal de l'ETR après une pluie ; et (iii) la comparaison avec des mesures par EC, bien que l'empreinte de mesure soit très différente de celle du LAS ; et enfin, (iv) le bilan annuel de l'ETR qui doit *a priori*, être inférieur aux précipitations sur la zone.

Les deux premières pistes sont discutées dans cette section. La section suivante traite de la comparaison avec des données d'EC sur un sol homogène. Le dernier point sera abordé dans la partie V.

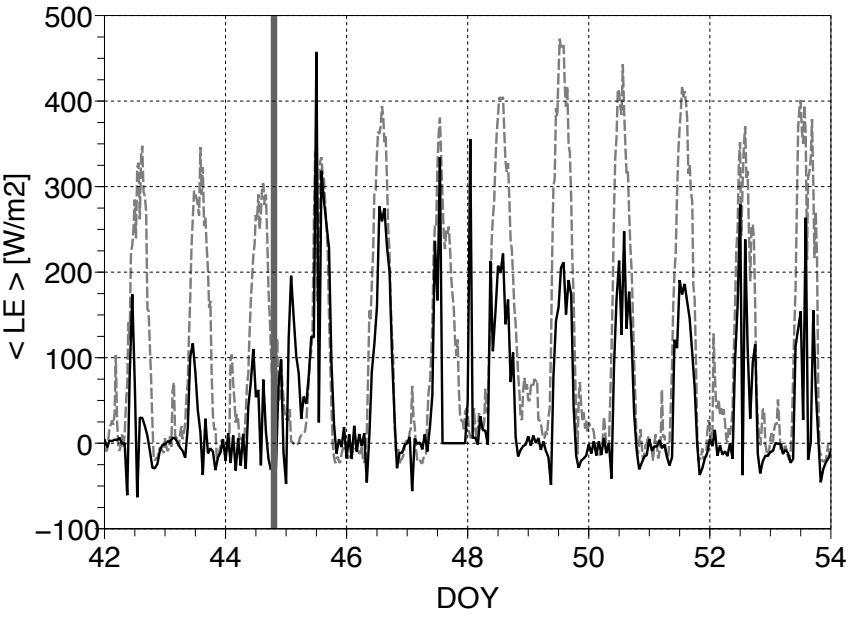

FIGURE 12.3 – Evolution temporelle semi-horaire du flux de chaleur latente estimé par bilan d'énergie (LE_{LAS}) sans correction pour Rn, et ET_0 d'après Allen *et al.* (1998) (en W/m^2). Figure extraite de Guyot *et al.* (2009).

Afin de pouvoir suivre la dynamique du signal et sa réaction lors d'une pluie, nous avons choisi une période pour laquelle le temps de ressuyage est long. Cela permet d'autre part de suivre les cycles journaliers pour une grande variabilité des conditions de surface (température et humidité du sol). La période considérée couvre une douzaine de jours pendant la fin de la saison sèche en avril 2006, pendant laquelle a eu lieu une pluie de 27 mm en soirée du jour 44. Cet événement est suivi d'une période de 60 jours sans pluie. Au cours de cette période, il est possible d'observer certaines caractéristiques de la dynamique du signal de LE_{LAS} qui valident

la pertinence de cette estimation. L'évolution temporelle de LE_{LAS} et de l'ET_0 (Allen *et al.*, 1998) (en W/m^2) sont tracées sur la figure 12.3.

Différents auteurs estiment que la transpiration de la végétation est proche de zéro la nuit, car les stomates sont fermés en réponse à l'obscurité (Caird *et al.*, 2007). Compte tenu des conditions atmosphériques, on estime l'évaporation comme nulle également. L'évapotranspiration devrait donc être proche de zéro. Or, les observations montrent que la nuit, LE_{LAS} est proche de zéro, avant et après la pluie. Ceci confirme que la fermeture du bilan d'énergie est correcte, quelle que soit les conditions d'humidité du sol. Ce résultat est dû à une estimation robuste de $< G >$, de la conductivité thermique, et de Rn. Le bruit de LE_{LAS} la nuit donne une estimation de l'erreur sur le résidu du bilan d'énergie. Il est de $\pm$ 25 W/m^2 avec des pics à -50 W/m^2 tôt le matin.

Sur l'exemple de la figure 12.3, avant la pluie, LE_{LAS} est assez faible la journée, avec des pics à 150 W/m^2 pour les valeurs les plus fortes. Le jour suivant la pluie, LE_{LAS} atteint 300 W/m^2 et reste encore a des valeurs très élevées de l'ordre de 250 W/m^2 le jour suivant (jour 46). Pour les jours 47 à 54, LE_{LAS} reste à des valeurs bien supérieures à celles observées avant la pluie. La très forte augmentation de LE_{LAS} après la pluie, et la persistance de valeurs élevées les jours suivant correspondent bien à la dynamique à laquelle on peut s'attendre après une pluie. En effet, le sol est encore humide, l'eau a pénétré rapidement dans les premiers dizaines de centimètres par les pores du sol. Il reste alors de l'eau qui s'évapore lentement à cause des propriétés de rétention du sol.

L'évapotranspiration potentielle pour un couvert d'herbes basses homogènes (ET_0), pour les mêmes conditions atmosphériques est tracée en traits grisés et tiretés sur la figure 12.3. Avant la pluie, l'ET_0 est assez forte, avec des valeurs de l'ordre de 300 W/m^2 environ. Après la pluie et les jours suivants, l'ET_0 est plutôt proche des 400 W/m^2 au maximum en journée. Le jour suivant la pluie, LE_{LAS} atteint la même valeur que l'ET_0. Après la pluie, on observe une forte augmentation du rayonnement net, alors que le flux de chaleur sensible diminue, ce qui entraîne une forte hausse de LE_{LAS}.

Même si l'ET_0 ne donne qu'une idée de la capacité à évapotranspirer sous certaines conditions, ce résultat est assez encourageant, car l'estimation proposée, montre que l'ETR est maximale à ce moment.

3 Comparaison avec des mesures obtenues par Eddy-Covariance

Cette section vise à mettre en regard l'estimation LE_{LAS} avec une mesure de flux de chaleur latente obtenue par l'intermédiaire d'un anémomètre sonique placé sur le site de Nalohou. Comme nous avons pu le voir au chapitre 7, ces deux instruments n'échantillonnent pas les mêmes surfaces. L'empreinte de mesure du LAS est bien plus grande que celle de l'anémomètre sonique et échantillonne une zone très hétérogène, alors que l'anémomètre sonique "voit" une empreinte homogène constituée de sol nu en saison sèche, et d'herbacées en saison humide. Nous ne nous attendons pas à trouver des flux similaires, mais nous souhaitons regarder les ordres de grandeur et la dynamique des flux. La saison sèche et la saison humide sont étudiées distinctement.

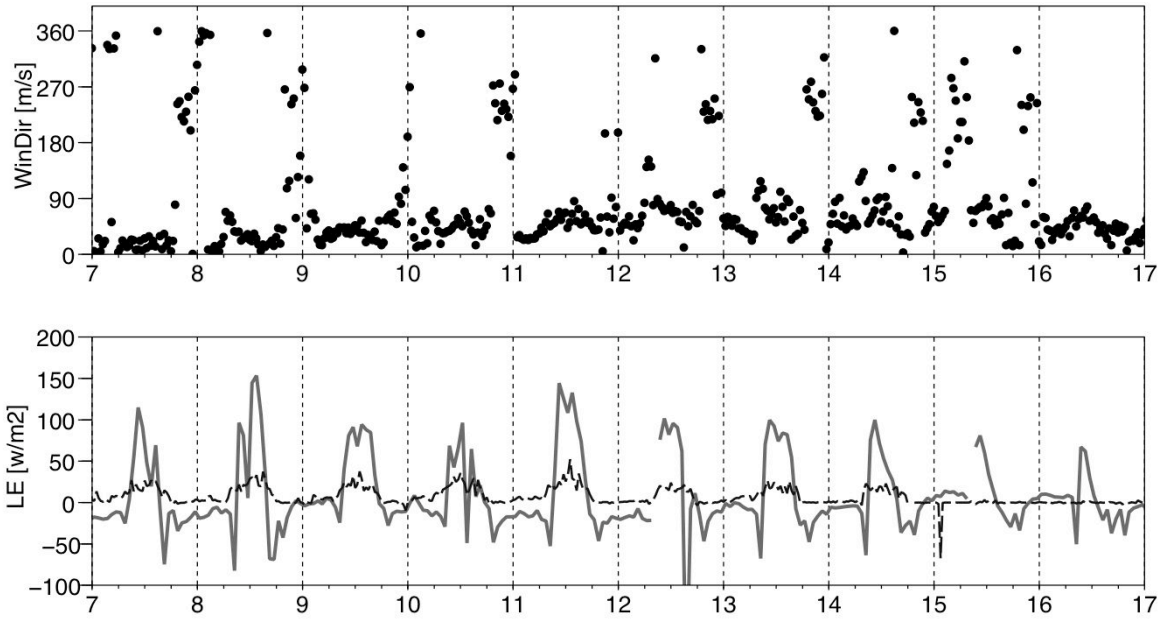

FIGURE 12.4 – Séries temporelles en jours de l'année 2008 (a) de la direction du vent, (b) du flux de chaleur latente LE [W/m^2] estimé par EC (traits discontinus), et par bilan d'énergie avec le LAS (traits pleins).

La figure 12.4 montre l'évolution de LE_{LAS} et de LE_{EC}, pour une dizaine de jours du début de l'année 2008. La direction du vent est également indiquée pour illustrer la prédominance de vents de l'Harmattan en cette saison. On observe également des entrées de vent de sud la nuit. LE_{LAS} et LE_{EC} sont tout deux très faibles : de l'ordre de 25 W/m^2 en journée pour LE_{EC} et entre 50 et 100 W/m^2 pour LE_{LAS}. LE_{LAS} n'est pas tout à fait nul la nuit. Il est possible que cela soit le bruit de quelques dizaines de Watts, transcrit par des pics négatifs en début et milieu de journée.

La figure 12.5 montre l'évolution de LE_{LAS} et de LE_{EC} pour une dizaine de jours lors des premières pluies de l'année 2008. Au jour 145, le cumul pluviométrique est de 118 mm. Les vents de sud-ouest prédominent pendant cette période, sauf pour les jours 145, 146 et 147 en journée. En comparaison de la période précédente, les flux sont particulièrement élevés. LE_{LAS} atteint jusqu'à 500 W/m^2 au maximum la journée, tandis que LE_{EC} est beaucoup plus variable : très faible en début de période, de l'ordre de 100 à 150 W/m^2 et atteint presque les mêmes valeurs que LE_{LAS} les jours 149 et 153.

La figure 12.6 montre la série temporelle des deux estimations LE_{LAS} et LE_{EC} pour l'année 2008, ainsi que leur corrélation et leur écart quadratique moyen (RMS) sur des périodes de 24 heures. Le RMS est normalisé par le maximum de LE_{LAS} sur la journée. Les corrélations ne sont pas calculées les jours pour lesquels nous disposons de moins de 20 données par jours (données horaires). Les précipitations, la direction du vent, et l'humidité du sol au niveau du haut de versant sont également indiquées.

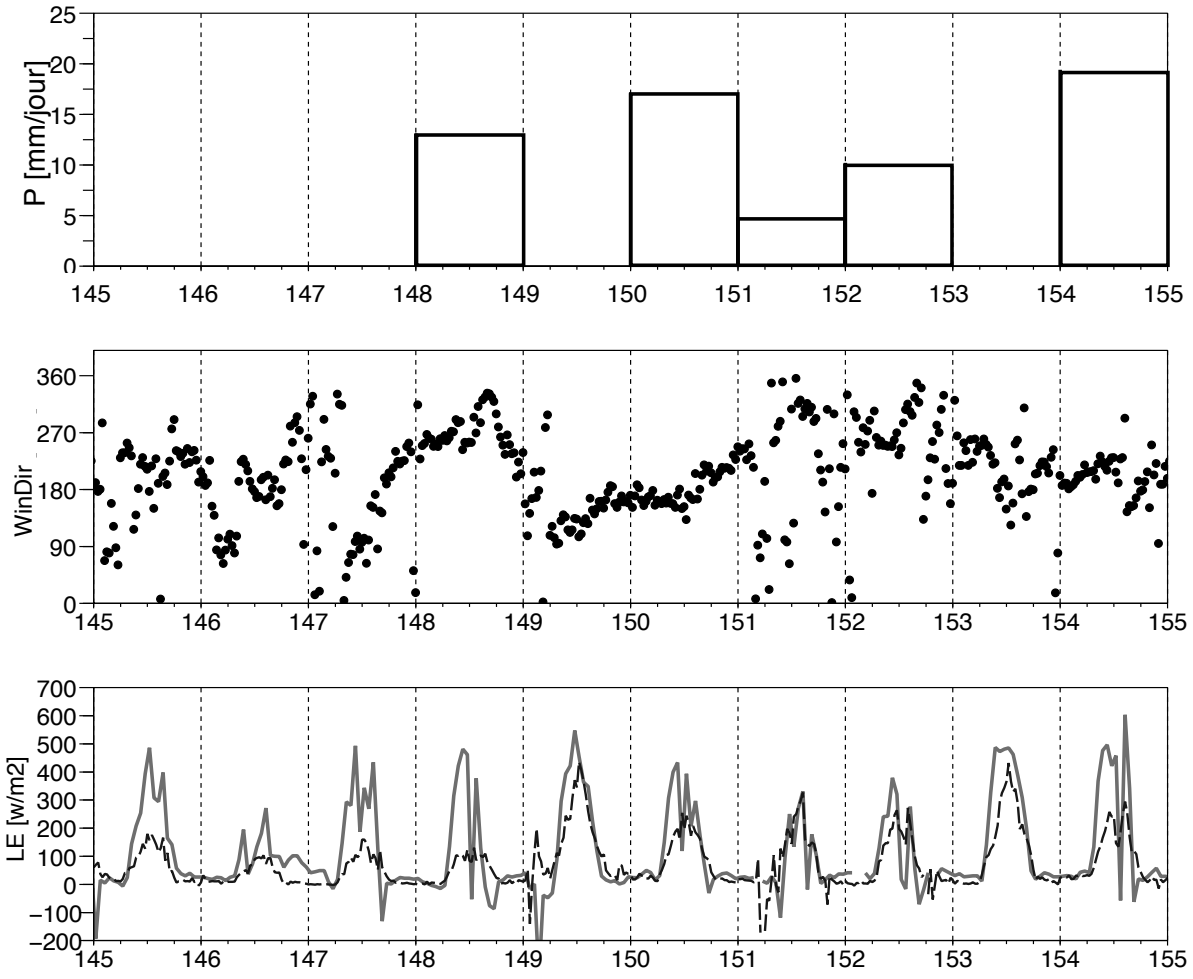

FIGURE 12.5 – Séries temporelles en jours de l'année 2008 (du 24 mai au 3 juin) (a) de la direction du vent, (b) du flux de chaleur latente LE [W/m^2] estimé par EC (traits discontinus) et par bilan d'énergie avec le LAS (traits pleins).

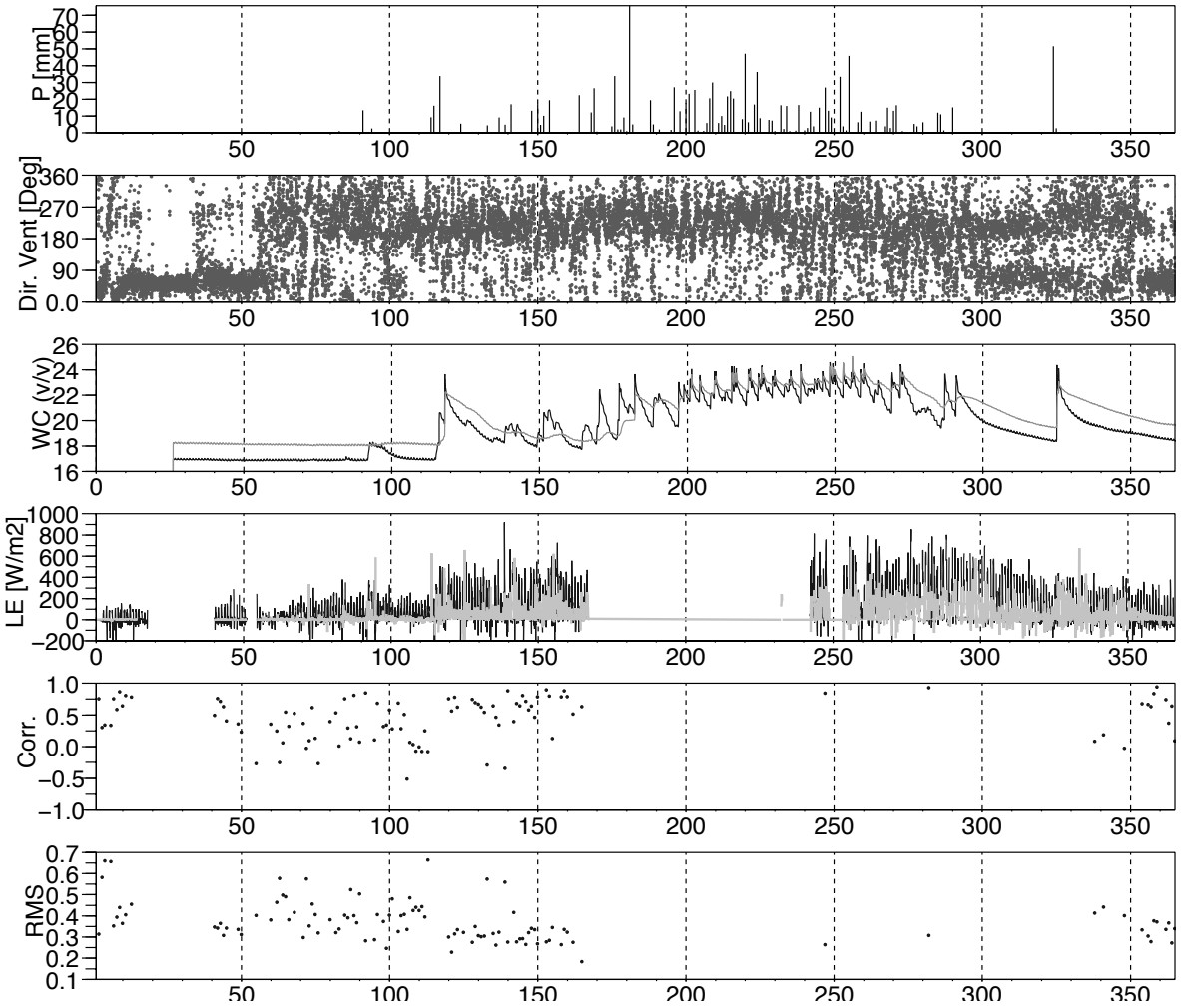

FIGURE 12.6 – Séries temporelles en jours de l'année 2008 : Précipitations journalières (P), direction du vent semi-horaire ($Dir.\ vent$), humidité du sol à 5 cm semi-horaire pour les stations MS et HS, LE_{LAS} (noir) et LE_{EC} (grisé), coefficient de corrélation entre LE_{LAS} et LE_{EC} ($CORR.$), et l'écart quadratique moyen normalisé entre LE_{LAS} et LE_{EC} (RMS).

Aux alentours du jour 115, se produisent trois pluies successives qui humidifient le sol le faisant passer de 2 % à 15 % d'humidité juste après les pluies, pour rester à plus de 5 % encore dix jours après. Cet épisode marque le début des pluies sur la zone. L'humidité du sol reste supérieure à 10 % jusqu'au jour 270 de l'année environ.

Jusqu'au jour 115, les deux estimations sont assez faibles, avec des flux de chaleur latente de l'ordre de 150 W/m^2 en journée au maximum. On observe une grande variabilité dans les corrélations, et des RMS normalisés de 0.4 en moyenne, traduisant une grande différence entre les deux flux. Ceci vient confirmer les observations faites à partir de la figure 12.4.

Après le jour 115, LE_{LAS} et LE_{EC} donnent de forts coefficients de corrélation (supérieurs à 0.75), et des RMS normalisées assez faibles (de l'ordre de 0.3). Ceci corrobore les observations faites sur la figure 12.5 où l'on observe de bonnes corrélations apparentes entre les deux estimations après des pluies.

Il semble que (1) LE_{LAS} est toujours plus fort que LE_{EC}, avec parfois des valeurs presque trois fois plus importantes ; (2) En saison sèche et en saison transitoire, LE_{LAS} et LE_{EC} ont des corrélations très disparates avec des RMS également très forts ; (3) En saison humide, LE_{LAS} et LE_{EC} ont des coefficients de corrélation journaliers supérieurs à 0.75 et des RMS normalisées faibles (RMS = 0.3).

Pour résumer, il ressort que : (i) comme attendu, les différences entre les deux estimations sont importantes (avec des RMS relatifs élevés, et des corrélations parfois très faibles, surtout en saison sèche, période pour laquelle les conditions de surface vues par les deux instruments sont très différentes) ; (ii) après les premières pluies, les corrélations sont bien meilleures, du fait d'une humidité du sol homogène, et d'une évapotranspiration qui est supposée être la même sur toutes les surfaces. En particulier, en saison humide, les corrélations sont meilleures, et les RMS normalisés plus faibles ; (iii) LE_{LAS} est toujours plus fort que le flux de chaleur latente estimé par l'anémomètre sonique. Ces différences proviennent d'une part d'une sous-estimation des flux mesurés par EC. Mamadou *et al.* (2009) ont montré une fermeture du bilan d'énergie à 80 % en saison humide, et un bilan d'énergie fermé en saison sèche sur le sol nu. Ceci permet de supposer que la non-fermeture en saison humide provient essentiellement de l'estimation du flux de chaleur latente. D'autre part, la végétation ligneuse vue par le scintillomètre a une capacité à évaporer supérieure aux herbacées/sol nu.

Synthèse de la partie IV

Cette partie visait à décrire la méthodologie employée pour estimer le flux de chaleur latente par bilan d'énergie à l'échelle de l'empreinte de mesure du flux de chaleur sensible. Il était donc nécessaire d'estimer les deux autres termes du bilan, que sont le flux de chaleur dans le sol $< G >$, et le rayonnement net $< Rn >$, à l'échelle de l'empreinte du scintillomètre.

Il a été montré l'importance de l'estimation de ces deux termes pour fermer le bilan en énergie. En saison sèche, une mauvaise estimation de $< Rn >$ peut conduire à des erreurs de 50 W/m^2 pour un flux de chaleur latente résultant de 150 W/m^2, soit une erreur qui peut atteindre 30 %. Cependant, en saison humide, l'erreur se réduit à 20 W/m^2 pour un $< LE >$ de 400 W/m^2, soit une erreur de 5 % seulement. Il a été démontré que l'estimation de $< G >$ est adéquate pour le calcul du bilan, cependant elle reste difficile à spatialiser par manque de données spatiales de types de sol et d'humidité du sol.

Le flux de chaleur latente estimé par bilan d'énergie avec le LAS, a été comparé avec des mesures obtenues par l'intermédiaire d'un anémomètre sonique sur sol nu/jachère. LE_{LAS} est toujours plus fort que LE_{EC}. Ceci est en accord avec le fait que l'estimation par l'anémomètre sonique sous estimerait le flux de chaleur latente (Twine *et al.*, 2000). Notons cependant qu'il est possible que $< LE >$ soit surestimé par la méthode scintillométrique, dans le cas où $< H >$ serait sous-estimé par une mauvaise estimation de u_* par exemple. On observe cependant un coefficient de corrélation supérieur à 0.8 en saison humide, et plus aléatoire en saison de transition de sec à humide.

Finalement, la méthodologie proposée donne des résultats satisfaisants, validés par une bonne dynamique du signal du flux de chaleur latente, une bonne corrélation avec LE_{EC} sur certaines périodes, et présentant une fermeture du bilan la nuit.

Il est donc envisageable d'utiliser ces résultats, d'une part pour une étude des flux turbulents sur les trois années de mesure, et d'autre part pour une première étude des processus hydrologiques sur le bassin versant de l'Ara.

Cinquième partie

VARIABILITE DES FLUX TURBULENTS

13 Variabilité temporelle des flux radiatifs et turbulents

Ce chapitre vise à proposer une première analyse de la variabilité des flux turbulents et radiatifs pour les années 2006, 2007 et 2008. La première section identifie une saisonnalité dans les conditions couplées atmosphériques et surfaciques. La seconde section s'intéresse à la relation entre ces conditions, et les flux radiatifs et turbulents.

1 Climatologie des conditions atmosphériques et surfaciques

Nous souhaitons caractériser de la manière la plus objective possible, des conditions de surface et atmosphériques établies, pour lesquelles certaines variables météorologiques et surfaciques seraient en régime "permanent". En effet, la saisonnalité des flux de surface est fortement liée au forçage atmosphérique et aux conditions de surface, en particulier à l'humidité et à la température de l'air, ainsi qu'à l'humidité du sol. Les conditions atmosphériques sont définies par la température de l'air T, l'humidité relative RH et la direction du vent. L'état de la surface est précisé par les mesures d'humidité proche de la surface (à 5 cm) et l'albédo.

Le déficit de pression de vapeur d'eau (VPD[1]) permet de coupler les variations de la température et de l'humidité, et donc de caractériser ces variabilités à l'aide d'une seule variable. Le déficit de pression de vapeur d'eau représente la différence entre la quantité d'humidité présente dans l'atmosphère à la température de l'air, et la quantité d'humidité que l'air peut contenir si il est saturé. Il s'écrit comme (Eq. (13.1)) :

$$VPD = e_{sat} - e_{air} \tag{13.1}$$

où e_{sat} est la pression de vapeur d'eau de l'air saturé, et e_{air} la pression de vapeur de l'air ambiant. Le VPD est couramment utilisé en agronomie comme variable atmosphérique pour caractériser le stress hydrique des végétaux. Un déficit de pression de vapeur supérieur à quelques

1. Vapor Pressure Deficit

kPa signifie un stress hydrique pour la végétation (en milieu tempéré), donc une nécessité pour la plante d'aller chercher l'eau manquante par son système racinaire profond. Au contraire, un VPD inférieur à 1 kPa traduit des conditions propices au plein fonctionnement de la végétation (Oren *et al.*, 1999). Dans notre étude, étant donné le manque d'informations disponibles sur le fonctionnement efficace des strates ligneuses, nous considérons deux seuils pour le VPD : (i) inférieur à 1 kPa, et (ii) supérieur à 3 kPa.

La figure 13.1 présente les séries temporelles des pluies, de l'humidité du sol à 5 cm au niveau des trois stations, de la direction du vent, de la température de l'air, de l'humidité de l'air, du VPD et de l'albédo pour les trois années.

On observe que pour les trois années d'observation, la saison des pluies dure de mai à octobre. L'humidité du sol à 5 cm est très liée à l'occurrence des pluies. Le sol subit deux phases d'humidification : une première phase, entre mai et début juillet, marquée par une forte variabilité ; et une seconde phase de début juillet à septembre, pendant laquelle le sol reste fortement humide (supérieur à 10-15 %). Le reste de l'année, le sol est à 2.5 % d'humidité en moyenne.

La direction du vent suit le cycle décrit par Lothon *et al.* (2008) détaillé au chapitre 2. La direction du vent indique un forçage méso-échelle, et la prédominance du flux de mousson en saison des pluies, et des vents d'Harmattan en saison sèche. La saison sèche en 2006 présente des entrées d'air humide plus fréquentes que pour les années 2007 et 2008.

Le VPD suit un cycle marqué par les variations d'humidité et de température de l'air, avec des valeurs supérieures à 3 ou 4 kPa lors d'une période longue en saison sèche, et égales ou inférieures à 1 kPa pendant la saison humide.

Les périodes pour lesquelles le VPD est supérieur à 3 kPa correspondent à un sol très sec au niveau des trois stations. Ces périodes correspondent également à un albédo au maximum, car le sol est nu. Lorsque le VPD est inférieur à 1 kPa, l'humidité du sol à 5 cm est maximale, entre fin juin et fin septembre, et l'albédo décroît traduisant une végétalisation des sols.

Le VPD est donc bien adapté pour différencier les conditions couplées surface-atmosphère pour l'étude des flux de surface. Nous choisissons ce critère pour différencier les conditions sèches des conditions humides.

Identification des périodes

La période pour laquelle $VPD > 3$ kPa est considérée comme représentative des *conditions sèches*, tandis que la période où le $VPD < 1$ kPa correspond aux *conditions humides*. Les conditions humides correspondent selon ce critère à une humidité du sol à 5 cm maximale, et à une très forte humidité relative de l'air, proche de la saturation. *A contrario*, pour un $VPD > 3$ kPa, les *conditions sèches* correspondent à une humidité relative de l'air minimale, et un sol le plus sec sur l'année.

Les périodes intermédiaires correspondent à la mise en place, ou la fin de la saison des pluies, et sont caractérisées par des gradients du VPD et de l'humidité du sol.

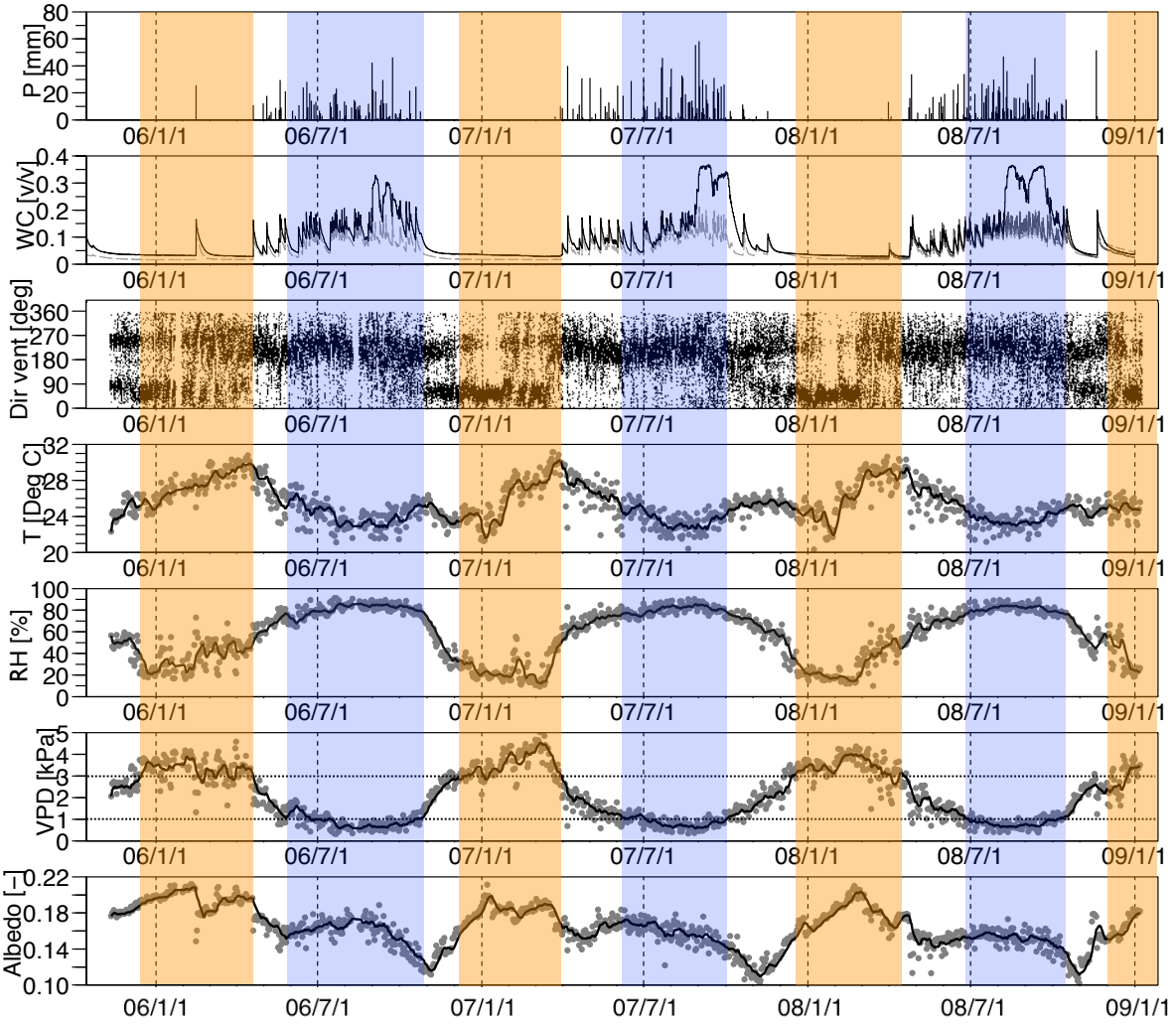

FIGURE 13.1 – Séries temporelles pour la période 2006-2008 des précipitations (P), de l'humidité du sol à 5 cm pour les trois stations de sol (BS, noir ; MS, gris ; HS, traits discontinus) (WC), de la direction du vent ($Dir\ vent$), et valeurs journalières de la température (T), de l'humidité relative (RH), du déficit de pression de vapeur d'eau (VPD) et de l'albédo. Les traits pleins sont des moyennes glissantes sur 10 jours. Les zones orangées correspondent à des $VPD > 3$ kPa, et les zones bleutées à des $VPD < 1$ kPa.

L'ensemble de la période considérée compte 1139 jours. Pour cette période, 29 % des jours correspondent à des conditions sèches, 45 % à des conditions intermédiaires et 26 % à des conditions humides. Ces périodes ne correspondent pas à celles identifiées par Lothon *et al.* (2008) qui propose des saisons sèches beaucoup plus courtes.

Variabilité inter-annuelle

Comme nous l'avons indiqué au chapitre 2, l'année 2006 est marquée par un déficit pluviométrique. Enregistrant 822 mm, ce cumul est à comparer à la moyenne 1994-2009 qui est de 1314 mm. Les années 2007 et 2008 sont dans la moyenne (1210 et 1223 mm à Nalohou 3, respectivement). L'année 2006 est marqué par une pluie précoce le 14 février. La saison des pluies commence début mai en 2006, début avril en 2007 et fin avril en 2008. Le saut de mousson est tardif en 2006 comme l'ont montré Janicot et Sultan (2007). Il est centré autour du 3 juillet, et il est en retard par rapport à la moyenne sur les années 1968-1990 (autour du 24 juin). L'année 2006 présente également des pluies de plus faible intensité par rapport à 2007 et 2008.

Parmi les explications possibles, Lothon *et al.* (2008) et Lohou *et al.* (2010) montrent que pendant l'année 2006, il est observé plus d'entrées de vent du sud pendant la saison sèche, avec des alternances de vent de sud-ouest et de l'Harmattan (cycles diurnes).

2 Variabilité intra-saisonnière des flux de surface

2.1 Evolution des quatre composantes du flux radiatif

Nous cherchons ici à étudier l'évolution temporelle des quatre composantes mesurées du flux radiatif, en les comparant à deux modèles pour les flux incidents dans les courtes et les grandes longueurs d'onde.

La radiation solaire incidente au sommet de l'atmosphère R_{et} peut être approximée suivant Allen *et al.* (1998). Pour un ciel clair, la radiation solaire au niveau du sol Rs, est environ égale à 75 % de la radiation solaire extraterrestre (Allen *et al.*, 1998). Pour des jours extrêmement nuageux, la radiation solaire au niveau du sol peut être réduite jusqu'à 25 % de R_{et}.

La majeure partie de la radiation reçue à la surface de la Terre dans les grandes longueurs d'onde vient de la couche de surface de l'atmosphère (Brutsaert, 1975). La radiation incidente théorique pour un ciel clair, $L_{0,clair}$ s'écrit d'après la loi de Stephan pour un corps gris comme :

$$L_{0,clair} = \epsilon_{clair} \sigma \overline{T}^4 \tag{13.2}$$

où $\overline{T}$ est la température de l'air proche de la surface, σ la constante de Stephan-Boltzman et ϵ_{clair} l'emissivité apparente pour un ciel clair. Des paramétrisations numériques de ϵ_{clair} ont été proposées par différents auteurs (voir la review de Brutsaert (1982)). Brutsaert (1975) a montré que :

$$\epsilon_{clair} = C(e/\overline{T})^{1/m} \tag{13.3}$$

avec C, paramètre fonction de la pression de vapeur au sol et du profil de température et d'humidité dans l'atmosphère, e la pression de vapeur (en hPa) et $m = 7$. Brutsaert (1975) a montré que $C = 1.24$ sous des latitudes tempérées. Culf et Gash (1993) ont démontré la validité de cette hypothèse au Niger, mais en adaptant la formulation en fonction du profil sous cette latitude en utilisant $C = 1.31$.

Sur la figure 13.2 sont tracées pour les deux composantes incidentes, les valeurs théoriques prédites par Culf et Gash (1993) pour la radiation incidente dans les grandes longueurs d'onde et par Allen *et al.* (1998) pour les courtes longueurs d'ondes, et les observations au niveau de la station de Nalohou.

L'enveloppe supérieure des observations des courtes longueurs d'ondes incidentes ($SW_{\downarrow}$) est en bon accord avec la courbe théorique pour Rs. Les minima en saison sèche sont associés à l'inclinaison des rayons solaires à cette période de l'année. En saison humide, on observe deux maxima théoriques qui correspondent au moment où le soleil est au zénith à Nalohou. En saison humide, les observations restent bien inférieures au modèle, ce qui indique une forte nébulosité.

Pour les grandes longueurs d'ondes incidentes, le modèle de Brutsaert (1975) pour un ciel clair, adapté par Culf et Gash (1993) pour le Niger, correspond bien aux observations, en particulier pendant les périodes transitoires. En saison sèche, il sous-estime parfois les grandes longueurs d'ondes incidentes par rapport aux observations, ce qui signifie que le profil des basses couches est mal décrit par la constante $C = 1.31$. Ce résultat invite à supposer que : (i) l'humidité est plus importante que prévue dans la centaine de mètres au-dessus de la surface ; (ii) soit la présence d'aérosols dans les basses couches assez importante pour affecter les grandes longueurs d'ondes incidentes. L'incertitude sur ce dernier point pourrait être levée en utilisant des données satellites (MSG par exemple) et un algorithme d'identification du type de nuage présent au différentes périodes. En saison humide, le modèle sous-estime également les observations, mais ici, les courtes longueurs d'onde incidentes montrent la présence d'une forte nébulosité, ce qui implique une radiation dans les grandes longueurs d'onde des nuages bas qui n'est pas prise en compte dans le modèle de Brutsaert (1975).

Les grandes longueurs d'onde réfléchies ($LW_{\uparrow}$) sont très dépendantes de la température de surface (on peut relier la température de surface à la radiation dans les grandes longueurs d'onde par la loi de Stephan pour un corps noir (émissivité égale à l'unité)). $LW_{\uparrow}$ est maximal à la fin de la saison sèche (tandis que le sol est nu et donc plus chaud), lorsque le $LW_{\downarrow}$ retrouve des fortes valeurs du fait de l'humidification de l'atmosphère.

Les courtes longueurs d'onde réfléchies ($SW_{\uparrow}$) sont très liées aux propriétés de réflectivité de la surface (humidité et type de végétation). $SW_{\uparrow}$ est maximal en saison sèche car le sol a peu de végétation. $SW_{\uparrow}$ est minimal, et très variable en saison humide, car le sol est humide et végétalisé. Il dépend de $SW_{\downarrow}$, qui est aussi plus faible en cette saison.

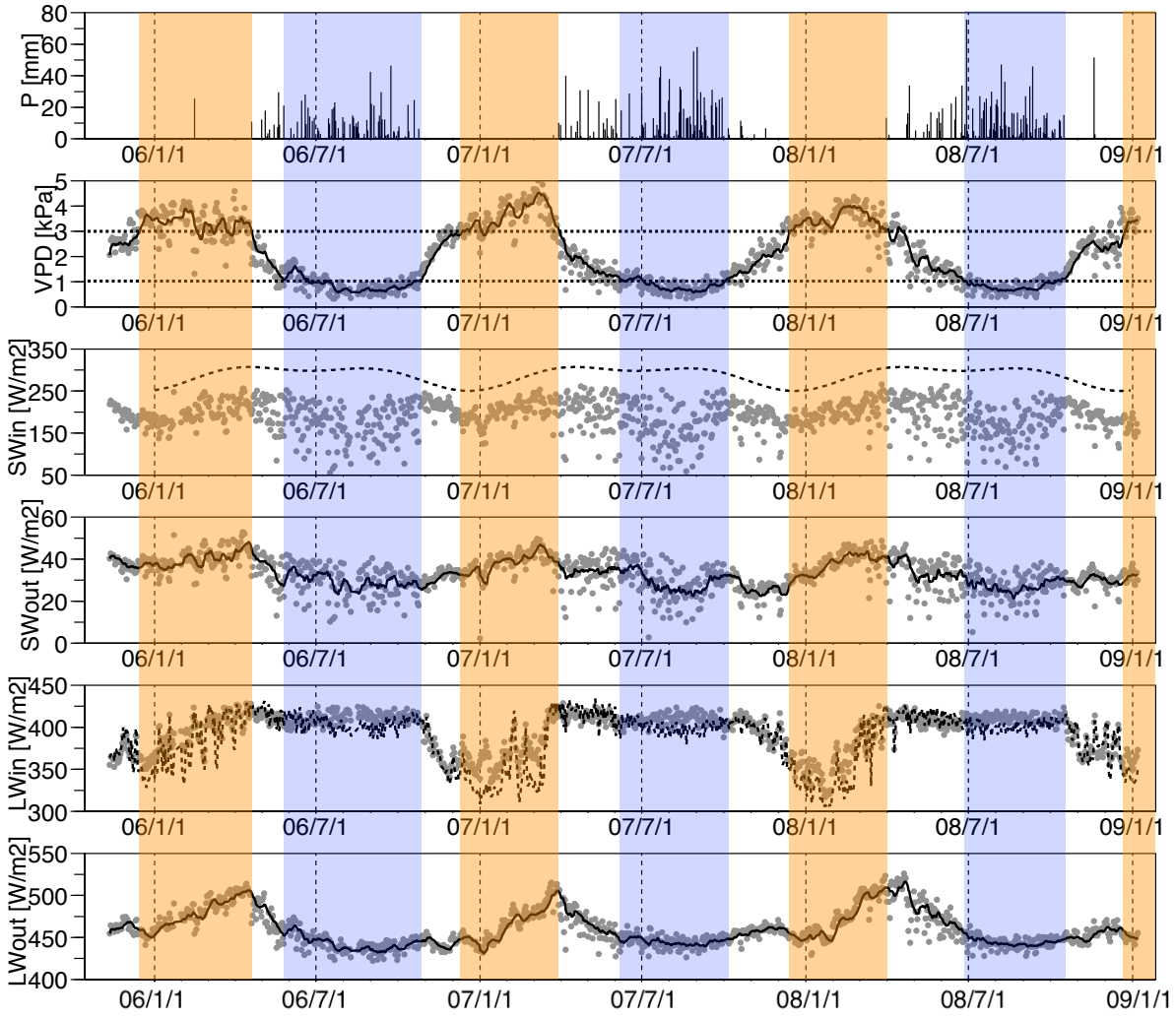

FIGURE 13.2 – Séries temporelles des précipitations (P), du déficit de pression de vapeur d'eau (VPD), et des composantes du flux radiatif dans les courtes (SW) et grandes (LW) longueurs d'onde incidentes (↓) et réfléchies (↑) en surface pour les années 2006, 2007 et 2008. Les traits continus sont des moyennes glissantes des observations journalières sur 10 jours, et les traits discontinus les modèles décrits dans le texte.

2.2 Evolution du rayonnement net, des flux turbulents et de la fraction évaporative

La fraction évaporative (EF) est souvent utilisée pour caractériser la part d'énergie disponible pour l'évapotranspiration (Brutsaert, 1982; Nichols et Cuenca, 1993). La fraction évaporative permet de s'affranchir des variations du rayonnement net, en normalisant la quantité d'énergie disponible (Rn - H) par Rn. L'équation du bilan en énergie à la surface peut être réécrite au pas de temps journalier, en considérant que l'intégrale de $< G >$ sur un cycle nycthéméral est négligeable ($< G >_{24}$ proche de zéro). L'expression de la fraction évaporative ($< EF >_{24}$) journalière (moyenne sur 24 heures) est donnée par l'équation (13.4) :

$$< EF >_{24} = (< Rn >_{24} - < H >_{24}) / < Rn >_{24} \tag{13.4}$$

La figure 13.3 montre pour les années 2006 à 2008, l'évolution temporelle journalière du rayonnement net $< Rn >_{24}$, du flux de chaleur sensible $< H >_{24}$ et du flux de chaleur latente $< LE >_{24}$, ainsi que celle de la fraction évaporative $< EF >_{24}$. Les flux $< H >_{24}$, $< Rn >_{24}$ et ainsi $< LE >_{24}$ résultant du bilan en énergie sont rythmés par l'alternance des conditions sèches et humides au cours de l'année. Etant donné que $< LE >_{24}$ résulte du bilan en énergie, il dépend explicitement de $< H >_{24}$ et $< Rn >_{24}$.

Nous discutons dans la suite de la variabilité intra et inter annuelle de $< H >_{24}$ et $< Rn >_{24}$. Ensuite, nous nous intéressons à la résultante $< LE >_{24}$ et à la fraction évaporative $< EF >_{24}$.

		Conditions humides $VPD < 1$ kPa	Conditions intermédiaires 1 kPa $< VPD <$ 3 kPa	Conditions sèches $VPD > 3$ kPa
Moyenne ± écart type	$< Rn_{SS} >$ (W/m^2)	130 ± 40	144 ± 37	98 ± 21
	$< Rn_{SH} >$ (W/m^2)	117 ± 36	128 ± 34	87 ± 18
Nb jours vérifiant	nd >20/24	297	510	332
Moyenne ± écart type	$< H >_{24}$ (W/m^2)	48 ± 17	73 ± 20	77 ± 26
Nb jours vérifiant	nd >20/24	97	152	62

TABLE 13.1 – Paramètres statistiques sur les flux $< Rn >$ et $< H >$ pour les conditions atmosphériques et de surface identifiées. $< Rn_{SS} >$ (resp. $< Rn_{SH} >$) correspond à l'estimation de $< Rn >$ pour la saison sèche (res. saison humide). Les moyennes journalières ont été calculées pour les jours dont le nombre de données était supérieur à 20/24.

Variabilité au cours d'une année

Sur un cycle annuel, $< Rn >_{24}$ peut presque doubler entre les conditions sèches (100 W/m^2) et les conditions humides (200 W/m^2 pour les maximas). $< Rn >_{24}$ montre une variabilité interjournalière faible pour les conditions sèches (tableau 13.1), tandis qu'il est variable pour les conditions humides (tableau 13.1). Nous avons vu que la forte nébulosité en saison humide est

transcrite par une forte variabilité interjournalière des courtes longueurs d'ondes incidentes en conditions humides, ce qui se répercute sur $< Rn >_{24}$.

Sur un cycle annuel, $< H >_{24}$ passe de 77 $\pm$ 23 W/m^2 environ en conditions sèches, à des valeurs de 48 $\pm$ 17 W/m^2 pour les conditions humides. Le passage des conditions sèches à humides se fait de manière assez marquée lorsque le VPD passe en dessous de 3 kPa (ce qui marque la fin de la saison sèche).

Variabilité inter-annuelle

La variabilité interannuelle de $< Rn >_{24}$ est peu marquée. Au contraire, $< H >_{24}$ présente des variations très importantes suivant les années. 2006 est marquée par de faibles valeurs de $< H >_{24}$ après la pluie isolée du 14 février. En 2007, les précipitations sont plus précoces, et les conditions humides sont également en avance par rapport à 2006 et 2008. Ceci se voit sur $< H >_{24}$, qui baisse plus rapidement, et plus tôt que pour 2006 et 2008. En 2008, $< H >_{24}$ est plus important en conditions sèches. Ceci pourrait éventuellement s'expliquer par un $< Rn >_{24}$ plus fort. Les maximas de flux de $< H >_{24}$ correspondent aux minimas de $< Rn >_{24}$.

Par conséquent, $< LE >_{24}$ est minimal en conditions sèches, et maximal en conditions humides. La forte variabilité de $< Rn >_{24}$ en conditions humides amène une forte variabilité interjournalière de $< LE >_{24}$. La fraction évaporative, en normalisant la quantité d'énergie utilisée pour l'évaporation par l'énergie disponible, permet de voir qu'elle est à peu près constante en conditions humides (autour de 0.7). La fraction évaporative suit un cycle qui l'amène de valeurs comprises entre 0.2 et 0.3 en conditions sèches à des valeurs de l'ordre de 0.7 à 0.8 en conditions humides. La pluie pendant la saison sèche de l'année 2006, fait augmenter fortement la fraction évaporative. Cet événement pluvieux fait l'objet d'une étude dédiée, dans le prochain chapitre.

En 2007, $< EF >_{24}$ progresse très rapidement en saison intermédiaire et atteint des valeurs proches de 0.7 avant la période définie comme conditions humides. Cette précocité de $< EF >_{24}$ est liée à la précocité des pluies par rapport aux années précédentes.

2.3 Journées composites des flux turbulents et radiatifs

La figure 13.4 présente les quatre composantes du bilan énergétique sous forme composite pour un cycle journalier, pour des conditions (a) sèches, (b) intermédiaires (soit les deux périodes de transition), et (c) humides. Une journée composite correspond pour chaque heure du jour, à la moyenne des flux à cette heure, pour tous les jours de la période considérée. Toutes les données correspondantes ont été utilisées suivant les critères sur le VPD défini précédemment.

Pour les conditions sèches (95 jours / 635 jours [2]) , $< H >$ est prépondérant dans la répartition du bilan, avec des maxima à 300 W/m^2 en moyenne en journée. $< LE >$ est au maximum à 150 W/m^2, soit deux fois plus faible. Il est maximal en début de journée, vers 9h00 UTC, alors, que $< H >$ est maximum à 13h00 UTC. $< LE >$ peut presque être négatif en fin de journée. Plusieurs hypothèses peuvent être avancées pour expliquer un flux de chaleur négatif

2. nous disposons de 635 jours de données disponibles pour les périodes considérées.

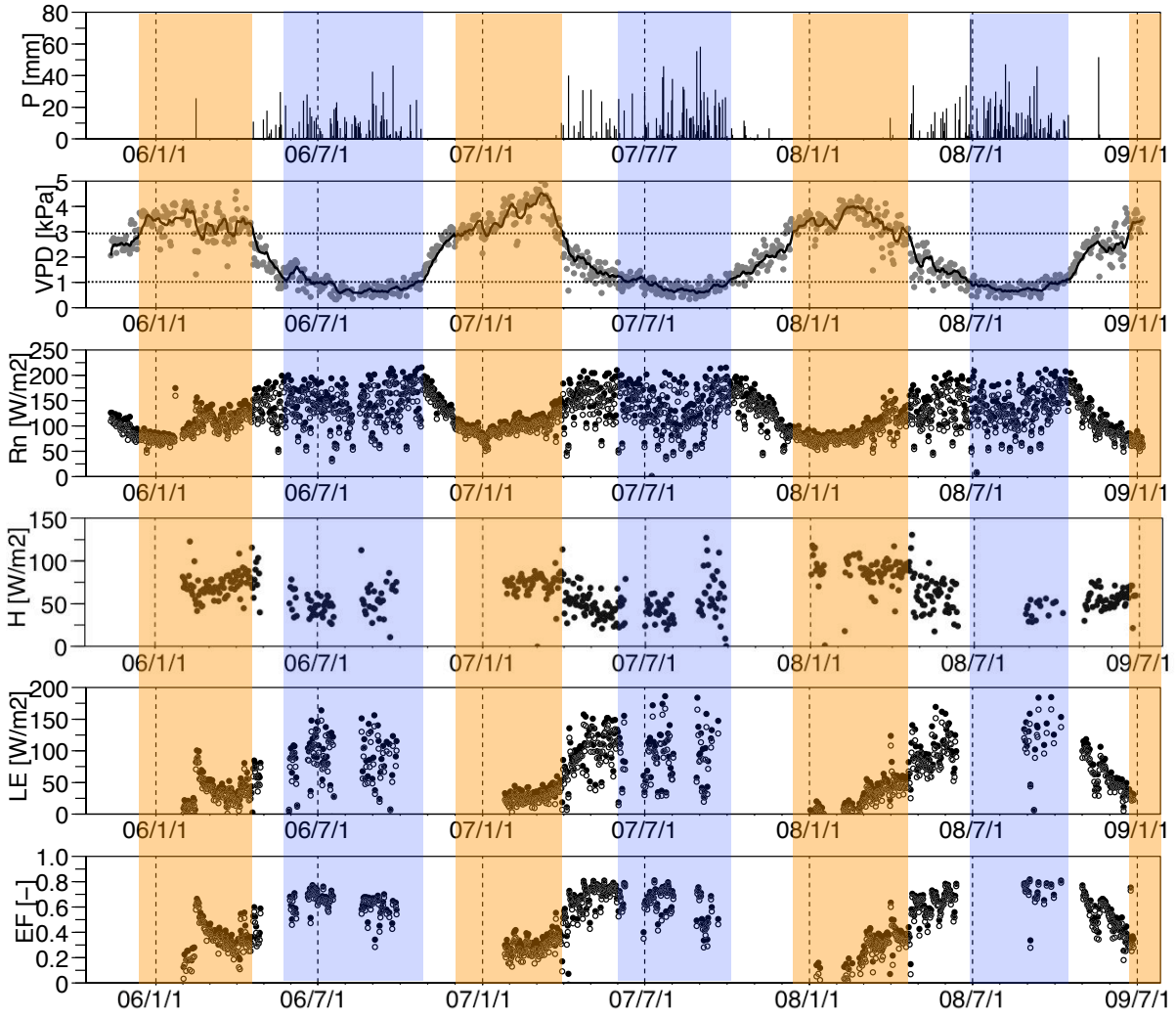

FIGURE 13.3 – Séries temporelles journalières des précipitations (P), du déficit de pression de vapeur (VPD), du rayonnement net ($< Rn >_{24}$), du flux de chaleur sensible ($< H >_{24}$), du flux de chaleur latente obtenu par bilan d'énergie ($< LE >_{24}$) et de la fraction évaporative $< EF >_{24}$ pour les années 2006, 2007 et 2008. Les points noirs indiquent des flux calculés avec Rn_{SS}, les cercles blancs indiquent les flux calculés pour $< Rn_{SH} >$.

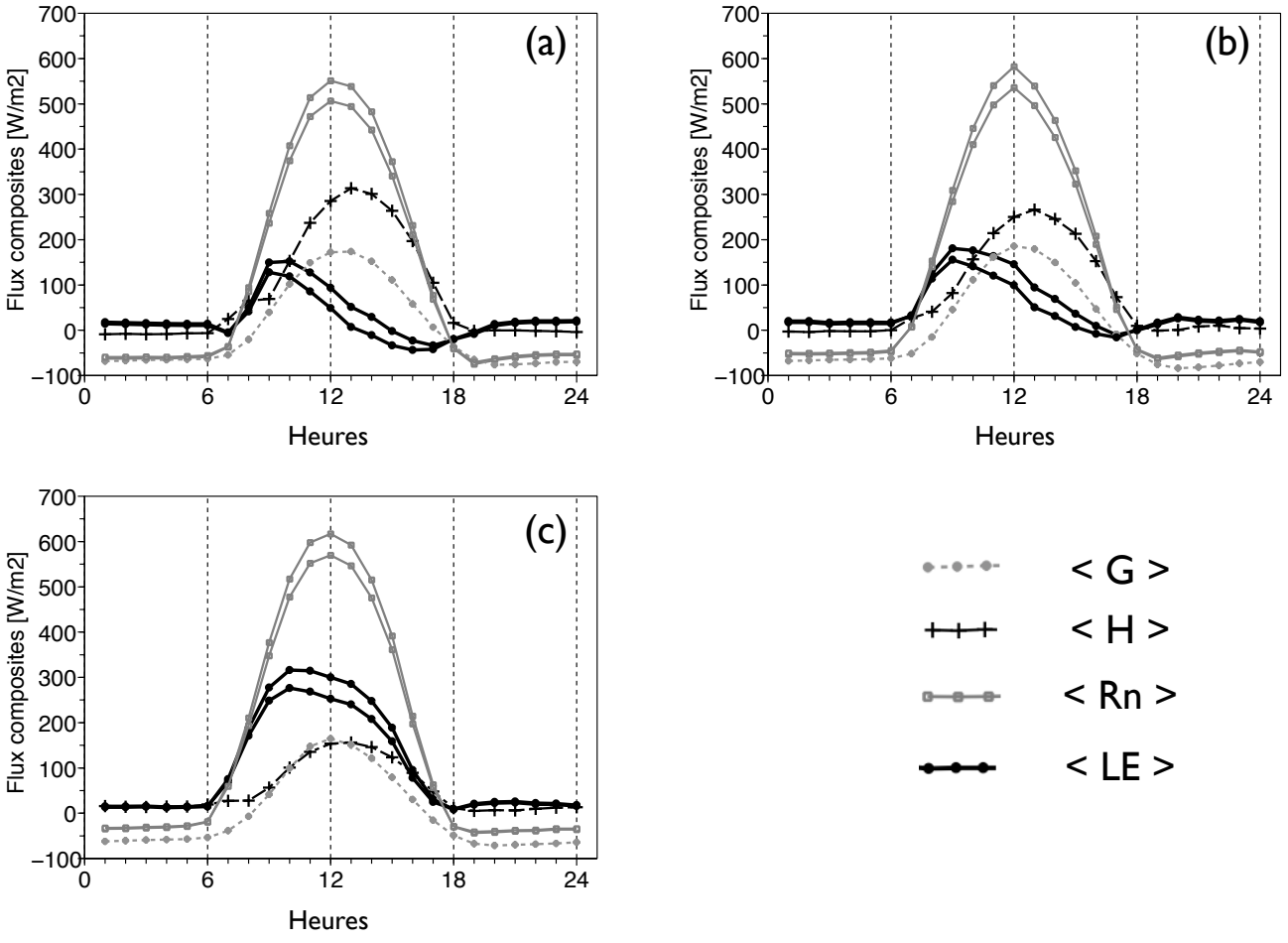

FIGURE 13.4 – Journées composites des flux turbulents et radiatifs pour les conditions (a) sèches ($VPD > 3$ kPa) , (b) intermédiaires (1 kPa $< VPD <$ 3 kPa) et (c) humides ($VPD < 1$ kPa). Les deux hypothèses pour $< Rn >$ (agrégation pour la saison sèche ou la saison humide) et $< LE >$ (résultant du bilan d'énergie suivant les deux hypothèses) sont tracées.

en fin de journée : (i) il est possible qu'il y ait de la condensation, mais les conditions sont tout de même assez sèches, ce qui implique que l'air est loin de la saturation, sauf peut être pour quelques jours de l'année 2007 ; (ii) on peut émettre la possibilité d'un décalage temporel entre $< H >$, $< Rn >$ et $< G >$ d'une demi-heure au maximum, du fait des temps d'échantillonage. Cependant, ce décalage entre les maxima observés de $< Rn >$ et $< H >$ est également indiqué par d'autres auteurs (Heusinkveld *et al.*, 2004) ; (iii) il est possible que nous ayons négligé un terme de stockage de l'énergie (dans la végétation par exemple, ou dans les cuirasses). Dans ce cas, il est envisageable d'observer, en saison sèche en particulier, un déstockage de l'énergie en fin de journée. Pour les conditions humides (305 jours / 635 jours) , $< LE >$ consomme la majeure partie de l'énergie disponible. Il peut atteindre près de 300 W/m^2 au maximum en moyenne sur la journée. Pour les conditions humides, le maximum est un peu plus tardif (10h00 UTC) que pour les conditions sèches et intermédiaires. Les conditions intermédiaires (231 jours / 635 jours) présentent un profil proche des conditions sèches, avec un flux de chaleur latente un peu plus important (maximum 200 W/m^2) et un flux de chaleur sensible un peu plus faible (maximum autour de 250 W/m^2).

2.4 Evolution conjointe du flux de chaleur sensible et du rayonnement net

Nous souhaitons caractériser l'évolution conjointe du flux de chaleur sensible et du rayonnement net pour les conditions identifiées d'après le VPD (sec, humide, et intermédiaire). Pour cela, les critères statistiques de corrélation, régression et RMS sont calculés sur des cycles nycthéméraux (critères statistiques appliqués à 24 valeurs pour une journée). La figure 13.5 représente l'évolution journalière de la pente de la régression linéaire entre $< H >$ et $< Rn >$, leur corrélation et le RMS pour les trois années. Le tableau 13.2 donne les moyennes des paramètres statistiques pour les conditions sèches, humides et intermédiaires, ainsi que leur écart type.

Pour toutes les conditions, les corrélations dépassent 0.78. Les meilleures corrélations correspondent aux conditions sèches et aux conditions intermédiaires. Pour ces conditions, le flux de chaleur sensible répond plus rapidement au rayonnement net comparativement aux conditions humides pour lesquelles l'humidité du sol induit une inertie importante. En effet, pour les conditions humides, la quantité d'énergie apportée par le rayonnement net est également utilisée pour évaporer, à température constante, ce qui induit un flux de chaleur sensible plus faible et moins en phase avec $< Rn >$. Les régressions à l'origine, montrent que le flux de chaleur sensible est égal à $0.69 \times < Rn_{SS} >$ pour les conditions sèches alors qu'il est seulement égal à $0.35 \times < Rn_{SH} >$ en saison humide.

Les erreurs quadratiques sont en moyenne deux fois plus importantes pour les conditions humides que pour les conditions sèches, caractérisant la faible proportion de $< H >$ dans le bilan d'énergie pour les conditions humides.

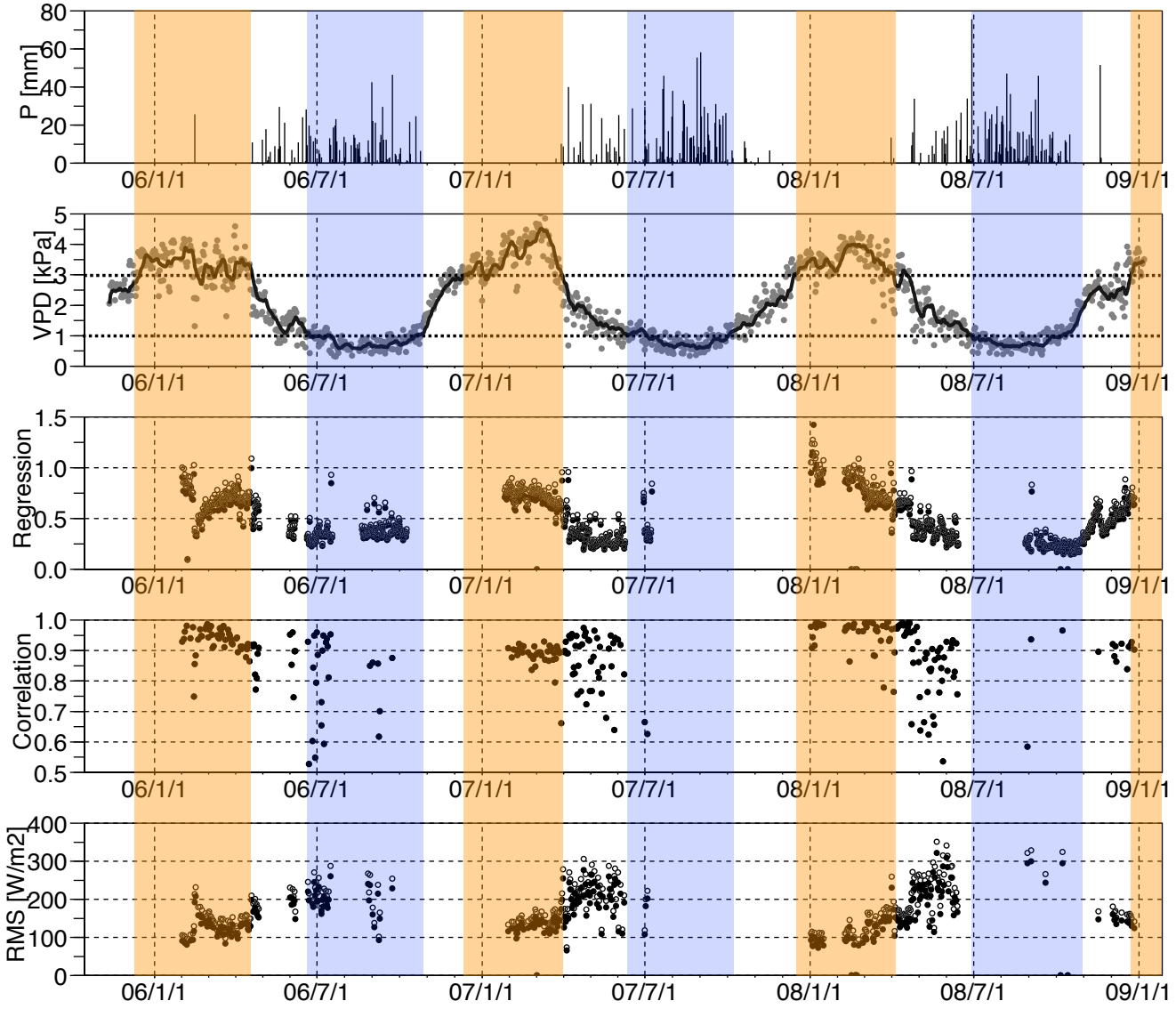

FIGURE 13.5 – Séries temporelles journalières des précipitations (P), du déficit de pression de vapeur (VPD), et critères statistiques entre $< H >$ et $< Rn >$: pente de la droite de régression linéaire, coefficient de corrélation et RMS. Les points noirs indiquent des flux calculés avec $< Rn_{SS} >$, les cercles blancs indiquent les flux calculés pour $< Rn_{SH} >$.

		Conditions humides $VPD < 1$ kPa	Conditions intermédiaires 1 kPa $< VPD < 3$ kPa	Conditions sèches $VPD > 3$ kPa
Pente de la droite de régression	$< Rn_{SS} > vs. < H >$	0.32 ± 0.16	0.59 ± 0.21	0.69 ± 0.21
	$< Rn_{SH} > vs. < H >$	0.35 ± 0.18	0.64 ± 0.23	0.76 ± 0.24
Coefficient de corrélation	$< Rn_{SS} > vs. < H >$	0.78 ± 0.22	0.89 ± 0.12	0.86 ± 0.26
	$< Rn_{SH} > vs. < H >$	0.78 ± 0.22	0.89 ± 0.12	0.86 ± 0.26
RMS	$< Rn_{SS} > vs. < H >$	224 ± 59	166 ± 44	129 ± 44
	$< Rn_{SH} > vs. < H >$	202 ± 53	145 ± 42	111 ± 38

TABLE 13.2 – Paramètres statistiques entre les flux $< Rn >$ et $< H >$ pour les conditions atmosphériques et de surface identifiées. La police foncée correspond aux valeurs de $< Rn >$ les plus probables pour la période considérée.

Conclusion

L'identification des conditions sèches et humides peut se faire à partir d'un seul critère, et permet de montrer une forte variabilité inter-saisonnière des flux turbulents, fortement liée aux conditions atmosphériques et surfaciques.

L'année 2008 présente la série de données de flux turbulents la plus complète, en particulier pendant la période intermédiaire pour laquelle la variabilité inter-journalière des flux est importante, et permet d'envisager d'estimer une évapotranspiration annuelle. Ce sera l'objet du chapitre 15.

14 Etude de cas

Ce chapitre traite d'une étude de cas en saison sèche, pendant une période au cours de laquelle ont lieu deux pluies isolées, qui nous permettent d'étudier l'évolution conjointe de l'évapotranspiration, et du stock d'eau dans le premier mètre de sol.

Il est issu de l'article : Guyot, A., J.-M. Cohard, S. Anquetin, S. Galle and C.R. Lloyd (2009) **Combined analysis of energy and water balances to estimate latent heat flux of a Sudanian small catchment**, *publié dans Journal of Hydrology.*

1 Présentation de la période d'étude

La période étudiée concerne les mois de février, mars et avril 2006, soit la fin de la saison sèche, et l'entrée dans la période transitoire sèche à humide. Deux pluies le 14 février (27 mm) et le 20 avril (28 mm) rendent cette période intéressante pour une étude conjointe de l'évapotranspiration mesurée par le LAS, et du stock d'eau dans le premier mètre de la surface. La pluie du 14 février fait suite à une période de 4 mois sans précipitation. Il n'a pas été observé de ruissellement après cet évenement pluvieux. Dans la suite de ce chapitre, on nommera les jours par rapport au 1 janvier 2006 (le 14 février correspond au jour 44 de l'année, le 20 avril au jour 109).

Pendant ces trois mois, les pluies n'ont pas apporté suffisamment d'eau pour permettre une croissance des herbacées. Nous considérons que la variation temporelle du couvert est nulle, donc que les paramètres aérodynamiques ne varient pas pendant cette période. Les seules variations des conditions de surface du sol, et de la couche superficielle à considérer sont l'humidité et la température du sol, puisqu'elles affectent les transferts en énergie dans le sol.

Les figures 14.1 et 14.2 présentent les conditions météorologiques pour cette période. Cette période marque le début de la saison transitoire entre la saison sèche et la saison humide, avec des vents de sud-ouest ($\sim 250\,°$), caractéristiques des flux de mousson. Les épisodes de vent d'Harmattan sont plus fréquents pendant la saison sèche, soit avant la première pluie. Ils correspondent à des conditions plus sèches avec une humidité spécifique $\overline{q}$ (SH) de ~ 0.005 kg/kg. La température moyenne journalière varie entre 25°C et 31°C et présente des baisses, juste après les deux événements pluvieux. L'humidité spécifique augmente de 0.005 à 0.013 kg/kg au

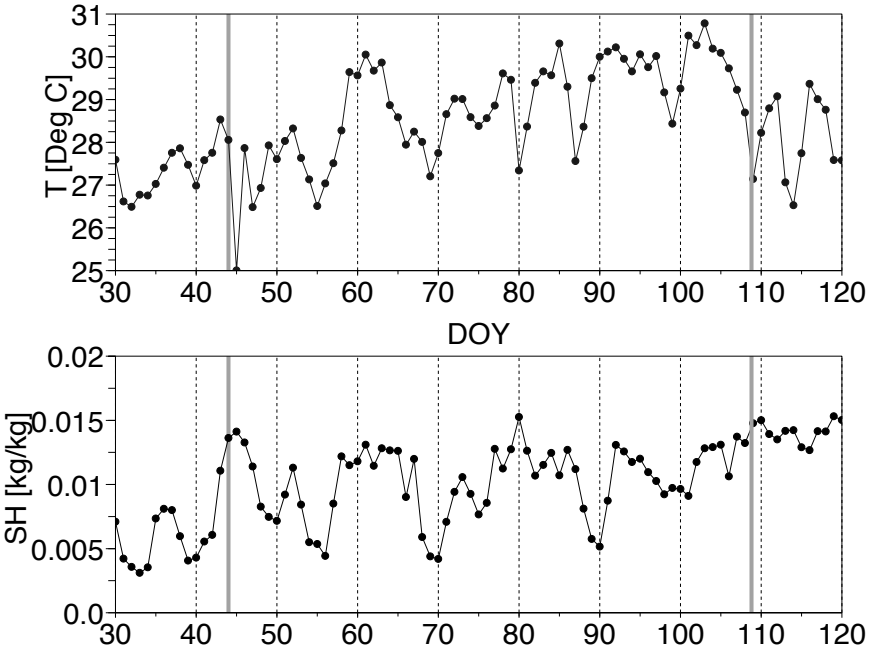

FIGURE 14.1 – Séries temporelles journalières de la température de l'air ($\overline{T}$), et de l'humidité spécifique de l'air (SH) à 2 m. Les lignes grises verticales indiquent les deux épisodes pluvieux (respectivement 27 mm et 28 mm de cumul journalier) ; (figure extraite de Guyot *et al.* (2009)).

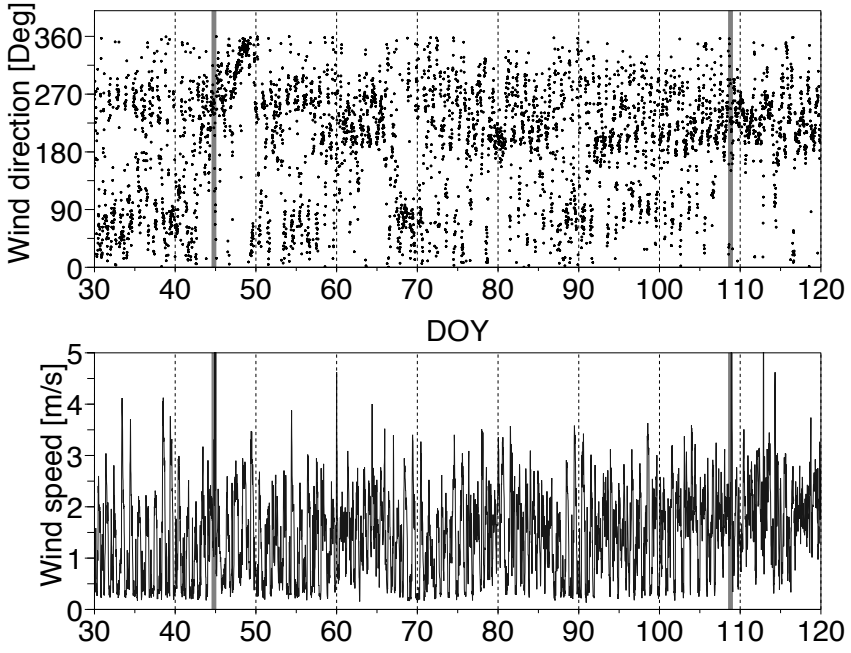

FIGURE 14.2 – Séries temporelles horaires de la direction (*Wind direction*), et de la vitesse du vent (*Wind speed*) à 2 m (figure extraite de Guyot *et al.* (2009)).

cours de la période étudiée, résultant de l'humidification progressive de l'atmosphère par les flux de sud-ouest nocturnes. Les vents restent faibles tout au long de la période, avec des valeurs moyennes inférieures à 2 m/s qui excèdent rarement 4 m/s. Après le jour 109, la température moyenne de l'air diminue, et l'humidité spécifique augmente, ces conditions attestant de la fin de la saison sèche.

2 Analyse du bilan en eau sur trois mois

2.1 Flux de surface

Nous avons choisi d'analyser les valeurs journalières sur la période de 90 jours. Sur la figure 14.3, les valeurs moyennes journalières du rayonnement net $< Rn >_{24}$, et du flux de chaleur sensible $< H >_{24}$ sont présentées pour une période de trois mois de la saison sèche.

$< Rn >_{24}$ augmente fortement après les pluies. Cette augmentation s'explique par une modification de l'albédo après les pluies (humidification du sol), à la baisse de la température du sol, mais aussi au lessivage des aérosols atmosphèriques, qui précipitent avec la pluie. En effet, les vents de nord-est sont chargés en poussières, et limitent la radiation solaire incidente par une forte absorption et de la diffusion. Ces vents sont observés pour la période que l'on considère (Fig. 14.2). De plus, seules des entrées de vent de sud-ouest sont observées plusieurs jours après les pluies, ce qui éloigne les poussières de la zone.

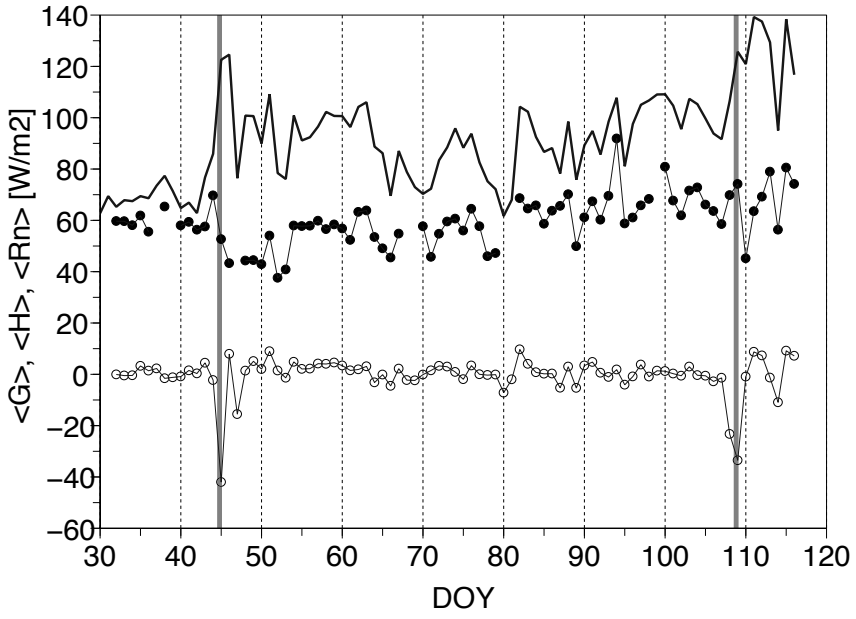

FIGURE 14.3 – Séries temporelles journalières du flux de chaleur sensible ($< H >_{24}$) (points noirs), du rayonnement net ($< Rn >_{24}$) (trait continu noir), et du flux dans le sol ($< G >_{24}$) (cercles). Les lignes grises verticales indiquent les deux épisodes pluvieux (respectivement 27 mm et 28 mm de cumul journalier) ; (figure extraite de Guyot *et al.* (2009)).

Loin de ces deux épisodes pluvieux, $< Rn >_{24}$ et $< H >_{24}$ sont bien corrélés au pas de temps semi-horaire (R^2= 0.61 ; au pas de temps journalier, la corrélation est supérieure, comme l'a montré le chapitre précédant) : les jours où le rayonnement net est fort, correspondent à des valeurs élevées du flux de chaleur sensible. Durant cette période, $< G >_{24}$ reste proche de 0.

Avant la pluie, $< H >_{24}$ est de l'ordre de 60 W/m^2, et utilise 85 % de l'énergie disponible du fait d'une très faible évapotranspiration. Pendant la pluie, le flux dans le sol $< G >_{24}$ est négatif avec des valeurs autour de -40 W/m^2. Ceci montre la forte rétroaction de la surface sur l'atmosphère. Le stockage d'énergie dans le sol est utilisé pour évaporer une partie de la pluie. Après la pluie, $< H >_{24}$ diminue d'environ 20 W/m^2. Cette tendance reste faible mais est accompagnée d'une augmentation de $< Rn >_{24}$. Une dizaine de jours après la première pluie, $< H >_{24}$ atteint 60 W/m^2 et suit les fluctuations du rayonnement net (environ 65 % de $< Rn >_{24}$).

La fraction évaporative ($< EF >_{24}$) est présentée sur la figure 14.4, pour une période de trois mois au pas de temps journalier. Les deux événements pluvieux augmentent fortement la fraction évaporative. Avant la première pluie, $< EF >_{24}$ est proche de 0.15, ce qui signifie qu'une très faible fraction de l'énergie disponible est utilisée pour l'évapotranspiration. Après le jour 44, $< EF >_{24}$ atteint des valeurs proches de 0.9, et décroît jusqu'à 0.35 environ. Soixante jours après la pluie, la valeur de $< EF >_{24}$ est égale au double de ce qu'elle était avant la pluie. Ce résultat est surprenant, car l'évapotranspiration cumulée lors de cette période de 60 jours est d'environ 96 mm, une valeur plus importante que la pluie (27 mm).

Cette observation diffère fortement des études effectuées au Sahel (Ramier *et al.*, 2009), où la fraction évaporative chute rapidement (moins d'un mois) après la fin de la saison humide. Afin d'élucider cette question, nous avons regardé le stock d'eau dans le premier mètre de sol, pour tenter d'expliquer comment l'évaporation reste importante, longtemps après la première pluie.

2.2 Evolution de l'eau surfacique

Dans un premier temps est présentée l'évolution du stock d'eau dans le premier mètre de sol de la zone non saturée. Ensuite, un bilan en eau plus complet est dressé à la lumière de l'évolution du stock d'eau dans la nappe phréatique.

Le stockage de l'eau dans le premier mètre de sol est calculé comme l'intégration verticale du profil d'humidité, de la surface jusqu'à un mètre de profondeur. Après la pluie du jour 44, le front humide ne passe pas les 40 cm. La couche du premier mètre de sol est donc adéquate pour étudier les variations de l'eau dans le sol durant cette période. De plus, l'humidité à un mètre, observée par le réseau de capteurs reste stable au niveau des stations HS et MS, et suit une lente décroissance au niveau du site BS. Ce dernier est situé dans la partie basse du transect du LAS, où les couches de sol sont encore en train de perdre de l'humidité accumulée lors de la saison humide de l'année précédente. L'estimation du stockage de l'eau dans le premier mètre prend en compte l'eau infiltrée dans les sites du haut et du milieu, ainsi les transferts latéraux éventuels vers le site le plus bas.

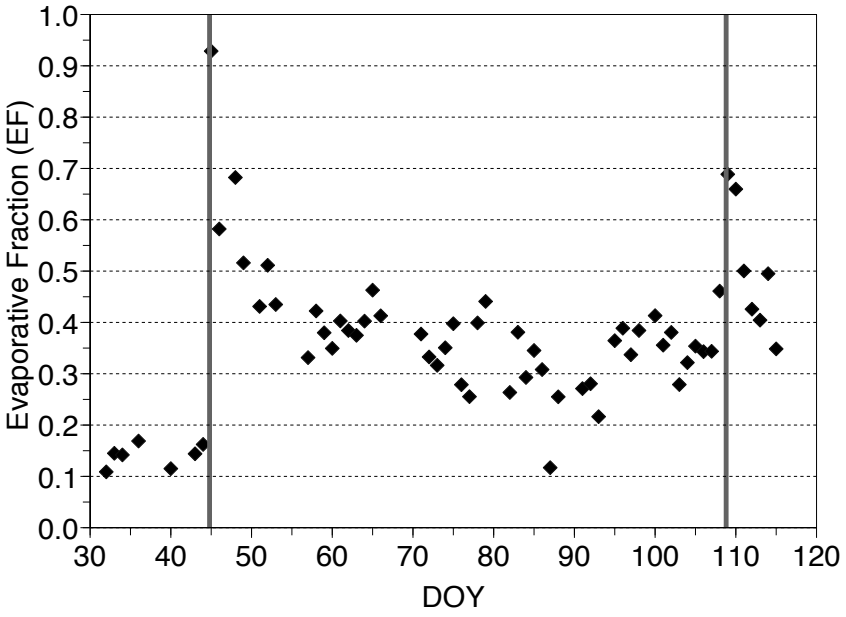

FIGURE 14.4 – Série temporelle journalière de la fraction évaporative ($< EF >_{24}$) (figure extraite de Guyot *et al.* (2009)).

La perte en eau du sol ($SWD = dS/dt$) est déduite de la dérivée du stockage de l'eau dans le sol (S) par rapport au temps, pour des valeurs journalières de S. Enfin, pour prendre en compte la variabilité spatiale des propriétés du sol, et la variabilité des configurations topographiques de l'humidité (pente au niveau des stations, et transferts latéraux), SWD est calculée comme la moyenne spatiale sur les trois stations avec le même poids accordée à chacune.

La figure 14.5 montre l'évolution temporelle du cumul en eau du sol (C_{SWD}). C_{SWD} représente les pertes depuis la dernière pluie (C_{SWD} est remise à 0 après chaque pluie). Les trois stations sont présentées. Les erreurs de mesure sur les capteurs sont de 0.001 cm^3/cm^3 et leur incidence sur le calcul de SWD après 60 jours est de +/- 3 mm sur perte d'eau totale cumulée. Avant la pluie du jour 44, seule la station du bas perd de l'eau de manière significative sur la couche 60-100 cm ($\approx$ 0.3 mm/jour), alors que les deux autres stations perdent beaucoup moins d'eau ($\approx$ 2 mm sur 50 jours).

Après la première pluie, toutes les stations montrent des augmentations de pertes en eau (C_{SWD} augmente). Trois périodes distinctes sont différenciées sur la figure 14.5, qui correspondent à des cassures dans l'évolution de C_{SWD}. Pendant la première période (du jour 46 au jour 56), l'eau de la pluie est facilement accessible à la surface et les pertes en eau sont importantes au niveau des trois stations (respectivement $\approx$ 1.5 mm/jour aux stations HS et BS, et $\approx$ 0.8 mm/jour pour le site MS).

Des jours 57 à 80, les valeurs de C_{SWD} sont réduites, mais restent significatives. Lors de la troisième période (du jour 81 au jour 108), les pertes retrouvent les valeurs similaires à ce qu'elles étaient avant la pluie. Les stations HS et MS perdent environ 0.1 mm/jour pendant

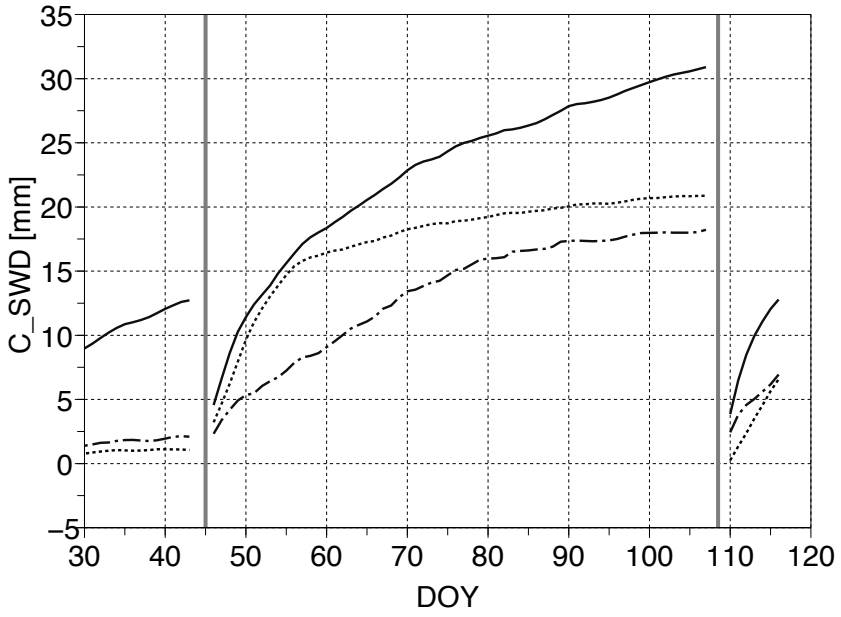

FIGURE 14.5 – Séries temporelles journalière de la perte d'eau du premier mètre de sol (C_{SWD}) pour les trois stations du versant (BS, trait plein ; MS, traits discontinus ; HS, traits en pointillés) (figure extraite de Guyot *et al.* (2009)).

cette période. Ces valeurs sont très proches de l'incertitude de mesure de l'instrument, mais sont crédibles car la tendance est constante, et l'humidité enregistrée reste plus importante que ce qu'elle était avant la pluie.

Le tableau 14.1 résume les quantités d'eau cumulées, calculées à partir des profils d'humidité, qui percolent dans le sol après la pluie, et s'évaporent du jour 44 jusqu'aux cassures des jours 56, 80 et 100. Environ deux tiers (19 mm en moyenne) de la pluie (27 mm) s'infiltrent dans le sol après la pluie. Les capteurs d'humidité ne mesurent pas le dernier tiers de la pluie, qui s'est probablement évaporé sans s'infiltrer. Rappelons qu'il n'a pas été observé de ruissellement. C_{SWD} atteint 80 % de l'eau infiltrée au jour 56, au niveau des stations basses et hautes, alors que seulement 47 % ont été perdus à la station du milieu. La quantité d'eau totale a été perdue 36 jours après la pluie (jour 80) au niveau des trois stations.

Localisation de la station	Precipitation [mm]	Quantité d'eau infiltrée [mm]	C_{SWD} au jour 56 [mm]	C_{SWD} au jour 80 [mm]	C_{SWD} au jour 100 [mm]
Haute (HS)	27	18.6	15.4	19.0	20.7
Milieu (MS)	27	16.9	7.9	16.0	18.0
Basse (BS)	27	21.5	16.4	25.5	29.7

TABLE 14.1 – Précipitations, infiltration après la pluie, perte en eau cumulée (C_{SWD}).

2.3 Bilan en eau

La figure 14.6 présente l'évolution temporelle de l'$< AET >_{24}$ journalière déduite du bilan d'énergie avec le LAS, tracée avec la perte en eau du sol $< SWD >$.

Le taux d'évapotranspiration $< AET >_{24}$ est d'environ 1.5 mm/jour en moyenne tandis que $< C_{SWD} >$ est d'environ 0.5 mm/jour. Après la pluie, les évolutions de $< AET >_{24}$ et de $< SWD >$ présentent une décroissance similaire jusqu'au jour 56 de 1 mm/jour environ. Ensuite, $< SWD >$ baisse lentement de 0.3 mm/jour à environ 0.1 mm/jour au jour 80, ce qui est proche des valeurs observées avant la pluie. Juste avant la pluie du jour 109, $< AET >_{24}$ reste plus fort que $< SWD >$ avec une différence constante de 1 mm/jour.

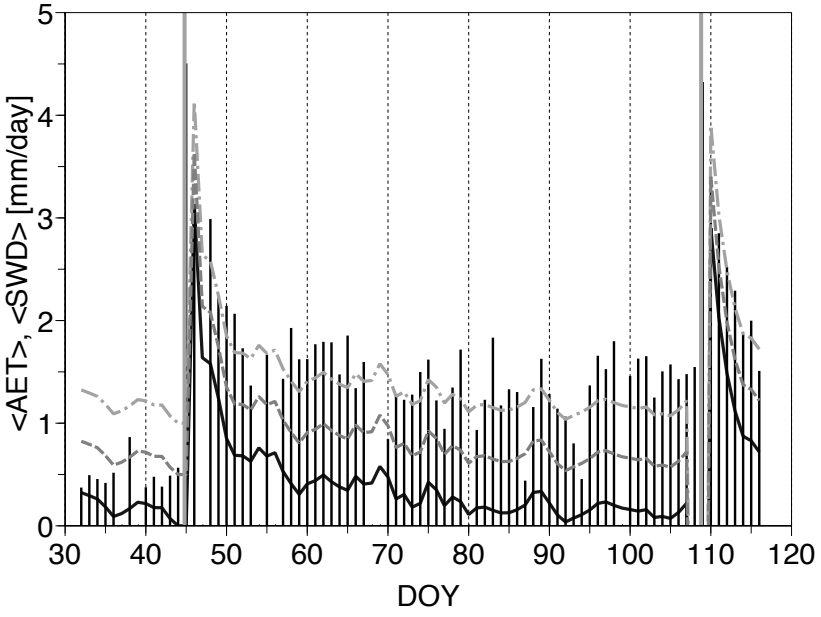

FIGURE 14.6 – Séries journalières de l'évapotranspiration ($< AET >_{24}$) (barres verticales), de la perte en eau du premier mètre de sol ($< SWD >$), et de $< SWD >$ augmenté de la perte estimée de la nappe de 1 cm par jour, pour une porosité de 5 % (trait foncé discontinu) et pour une porosité de 10 % (trait clair discontinu) (figure extraite de Guyot *et al.* (2009)).

Cette différence provient d'une estimation incomplète de $< dS/dt >$. L'estimation de la perte en eau basée seulement sur le premier mètre de sol est insuffisante pour représenter la perte totale en eau du sol $< dS/dt >$. En effet, l'eau stockée dans les couches profondes peut être exploitée par la végétation arborée possédant un système racinaire adapté. Ces arbres peuvent prendre de l'eau jusqu'à la nappe phréatique qui est à une profondeur de 5 m début janvier, et à 6.2 m à la fin du mois de mai. Une perte moyenne de 1 cm/jour est observée entre les jours 44 et 109 dans les niveaux piézométriques. Dans la région du Nord du Bénin, le socle dégradé est la matrice des systèmes aquifères. Celui-ci a une épaisseur de 10 à 25 m et repose sur un socle cristallin de type tropical. Kamagaté (2006) a établi une description complète de l'eau en profondeur dans ces régions. Des mesures géophysiques montrent des valeurs de porosité de

drainage entre 3 et 5 % (Descloitres *et al.*, 2009). De plus, une caractérisation porosimétrique a montré que ces sols ont une porosité de 32 % (vol/vol) en moyenne et un point de flétrissement moyen de 3.2 %(vol/vol). Entre ces extrema, nous avons estimé qu'entre 5 % et 10 % du sol est exposé au système racinaire lorsque la nappe phréatique se retire. Une étude plus spécifique des transferts de l'eau souterraine est entreprise afin de pouvoir conclure définivement sur cette question d'importance qu'est la fermeture du bilan en eau. En première approximation toutefois, cette gamme de porosité amène à des pertes en eau de la nappe phréatique de 0.5 à 1 mm/jour.

Deux courbes ont été tracées sur la figure 14.6, pour montrer que dans cette gamme de porosité, la contribution de la nappe phréatique pourrait expliquer la différence entre $< AET >_{24}$ et $< SWD >$. Ces résultats démontrent qu'en région soudanienne, l'évapotranspiration peut rester significative longtemps après une pluie isolée. On observe sur la figure 14.6 que $< AET >_{24}$ est plus importante juste avant la seconde pluie qu'avant la première. Ceci indique qu'il reste suffisamment d'eau pour l'évaporation et la transpiration. Le stress de la végétation juste avant la première pluie n'était probablement pas lié à un manque d'eau. Deux hypothèses sont mises en avant : (i) une probable présence de poussière et d'aérosols sur les feuilles qui affecte la physiologie de la végétation et donc l' $< AET >$. Après la première pluie, l'atmosphère et les feuilles sont lavées par les précipitations, ce qui favorise la transpiration ; (ii) les systèmes racinaires peuvent être renforcés et développés après la première pluie, ce qui implique un régime de transpiration différent dans la mesure où des nutriments comme l'azote peuvent être remobilisés (Breman et Kessler, 1995) ; (iii) le régime de vent change également, et il est possible que l'empreinte de mesure du scintillomètre soit plus souvent orientée vers le sud-ouest après la première pluie, comparativement à la période précédant la pluie, pour laquelle le LAS "voit" essentiellement une empreinte au nord du transect, donc un flux de chaleur sensible potentiellement plus fort, et de ce fait, une fraction évaporative plus faible.

2.4 Conclusions

L'étude de la perte en eau de la zone non-saturée et de la nappe phréatique montre qu'il existe suffisamment d'eau disponible pour l'évaporation et la transpiration, plusieurs jours après la pluie. La zone non-saturée contribue de façon majeure (80 %) à l'évapotranspiration dix jours après la pluie (figure 14.6) pour ne représenter ensuite que 10 %. La différence entre $< AET >_{24}$ et $< SWD >$ est de l'ordre de la perte de la nappe phréatique.

La fraction évaporative est stabilisée à des valeurs plus élevées qu'avant la pluie, longtemps après l'événement pluvieux. Nous suspectons une meilleure efficacité de la végétation grâce à la présence d'eau nouvelle dans le sol, et un lavage des stomates. Cette hypothèse est également confortée par le fait d'une forte concentration en aérosols dans l'atmosphère avant la première pluie, qui affecte de manière drastique le rayonnement net.

Une analyse plus complète des transferts de l'eau souterraine doit être entreprise pour préciser quelles peuvent être les pertes en eau, leur distribution spatiale afin de fermer le bilan en eau à l'échelle du bassin versant. En particulier, une information sur les propriétés du sol (capacités de

drainage, et porosités) ainsi que sur l'humidité du sol sur toute la hauteur de la zone non-saturée serait extrêmement utile pour compléter cette étude.

Des études précédentes ont soulevé la question de la baisse du niveau de la nappe phréatique : Le Lay (2006) a proposé une simulation du bassin versant de la Donga au cours de 5 années et a montré que de 20 % à 30 % des pluies annuelles alimentent la nappe mais n'atteignent pas le cours d'eau. Kamagaté *et al.* (2007) a confirmé que le ruissellement de surface et l'eau de la nappe n'ont pas la même composition géochimique. Puisque l'eau de la nappe est rechargée et drainée suivant un cycle annuel, les taux d'évapotranspiration estimés par la présente étude, requièrent une baisse de la nappe à travers une utilisation par la végétation au cours de l'année. Pour confirmer cette hypothèse, des études similaires doivent être conduites sur des événements pluvieux lors de la saison humide, et lors d'une année complète.

15 Evapotranspiration annuelle (2008), hydrologie

L'année 2008 offre une série de mesures des flux turbulents bien documentée, en particulier pendant les périodes de transition : des conditions sèches aux conditions humides, et des conditions humides aux conditions sèches. Cette richesse de données de flux évaporatifs, unique à ce jour, permet d'envisager une estimation de l'évapotranspiration journalière sur la totalité de l'année 2008. L'évapotranspiration journalière est ensuite mise en regard avec des données pluviométriques, et de débit à l'exutoire du bassin versant de l'Ara, afin de valider quelques hypothèses de fonctionnement hydrologique proposées par Kamagaté (2006).

1 Evapotranspiration pour l'année 2008

La figure 15.1 présente pour l'année 2008, les séries temporelles journalières des précipitations, de l'humidité du sol à 5 cm, et du rayonnement net. La fraction évaporative jouranlière est également calculée suivant l'équation 13.4, et tracée sur la même figure. En l'absence d'observation scintillométrique pour la fin du mois de janvier, la moitié du mois de juin, les mois de juillet et août, et le mois d'octobre, il n'est pas possible de calculer une fraction évaporative pour ces périodes.

Afin de pouvoir estimer l'évapotranspiration journalière sur l'ensemble de l'année 2008, nous nous appuyons sur les données de fraction évaporative calculées, et nous faisons l'hypothèse d'une fraction évaporative constante, sur les périodes pour lesquelles il manque des données.

Cette hypothèse est rendue possible par nos observations détaillées dans le chapitre 13 et confortées par les observations effectuées par Bagayoko *et al.* (2007), qui montrent la faible variabilité de la fraction évaporative pendant les périodes établies, de conditions sèches, et de conditions humides, sous des climats soudano-sahéliens.

Pendant la saison sèche, on définit une fraction évaporative journalière constante égale à la moyenne des fractions évaporatives journalières, sur la période janvier-février ($< EF >_{24} =$

0.16). Pour la fin du mois de juin, et pour les deux mois de juillet et août, et pour le mois d'octobre, la fraction évaporative est définie comme la moyenne des fractions évaporatives sur cette même période ($< EF >_{24} = 0.70$). Ces hypothèses sont corroborées par la constance des fractions évaporatives observées pour les années 2006 et 2007 (chapitre 13).

Finalement, le flux de chaleur latente est calculé au pas de temps journalier, comme le produit de la fraction évaporative par le rayonnement net journalier, et tracé sur la même figure. Le flux de chaleur latente est presque cinq fois plus important pour les conditions humides, que pour les conditions sèches, avec des valeurs horaires moyennes de presque 100 W/m^2 en moyenne pour la période de conditions humides, contre 20 W/m^2 en moyenne pour la période de conditions sèches.

La variabilité du flux de chaleur latente est la plus forte en saison humide et est liée à la variabilité du rayonnement net. En effet, la quantité d'énergie disponible en conditions humides limite l'évapotranspiration, car la quantité d'eau disponible dans le sol n'est pas limitante ; tandis que pour les conditions sèches, les mécanismes sont plus complexes, comme l'a montré le chapitre 12.

2 Mise en regard de l'ETR avec les autres composantes du bilan hydrologique

Dans cette section, l'ETR est mise en regard avec les précipitations P, et les écoulements Ec observés sur le bassin versant de l'Ara. Travailler à l'échelle du bassin versant, offre l'avantage de pouvoir comparer les termes du bilan hydrologique de manière intégrée. Les précipitations, le débit et l'ETR sont exprimés en [mm] d'eau, soit en litre d'eau par mètre carré. A l'échelle du bassin versant, le bilan en eau journalier s'écrit suivant l'équation (15.1), et est représenté sur la figure 15.2 :

$$< dS > + < Fp > + < Ec > + < ETR > = < P > \tag{15.1}$$

où $< dS >$ est la variation du stock d'eau dans le sol (qui inclue la zone non-saturée, les nappes perchées et les nappes permanentes), $< Fp >$ le drainage profond (*i.e*, ce qui peut sortir du bassin par le sous-sol verticalement), $< Ec >$ les écoulements (surfaciques et sub-surfaciques), et $< P >$ les précipitations. Les termes de cette équation s'expriment en mm d'eau par jour.

Trois pluviomètres sont situés au nord et au sud du transect du scintillomètre (NALO 2 et NALO 3), et à l'est du bassin versant (Babayaka) (Fig. 2.7).

Le débit, D, mesuré à l'exutoire au niveau du pont de l'Ara, est constitué par la somme des écoulements sur l'ensemble du bassin versant (ruissellement en surface et en sub-surface, et du stockage temporaire en surface). Il est exprimé en m^3/s au pas de temps semi-horaire. La surface du bassin versant (S) est égale à 12.5 km^2 avec une précision de 0.5 km^2. Les écoulements

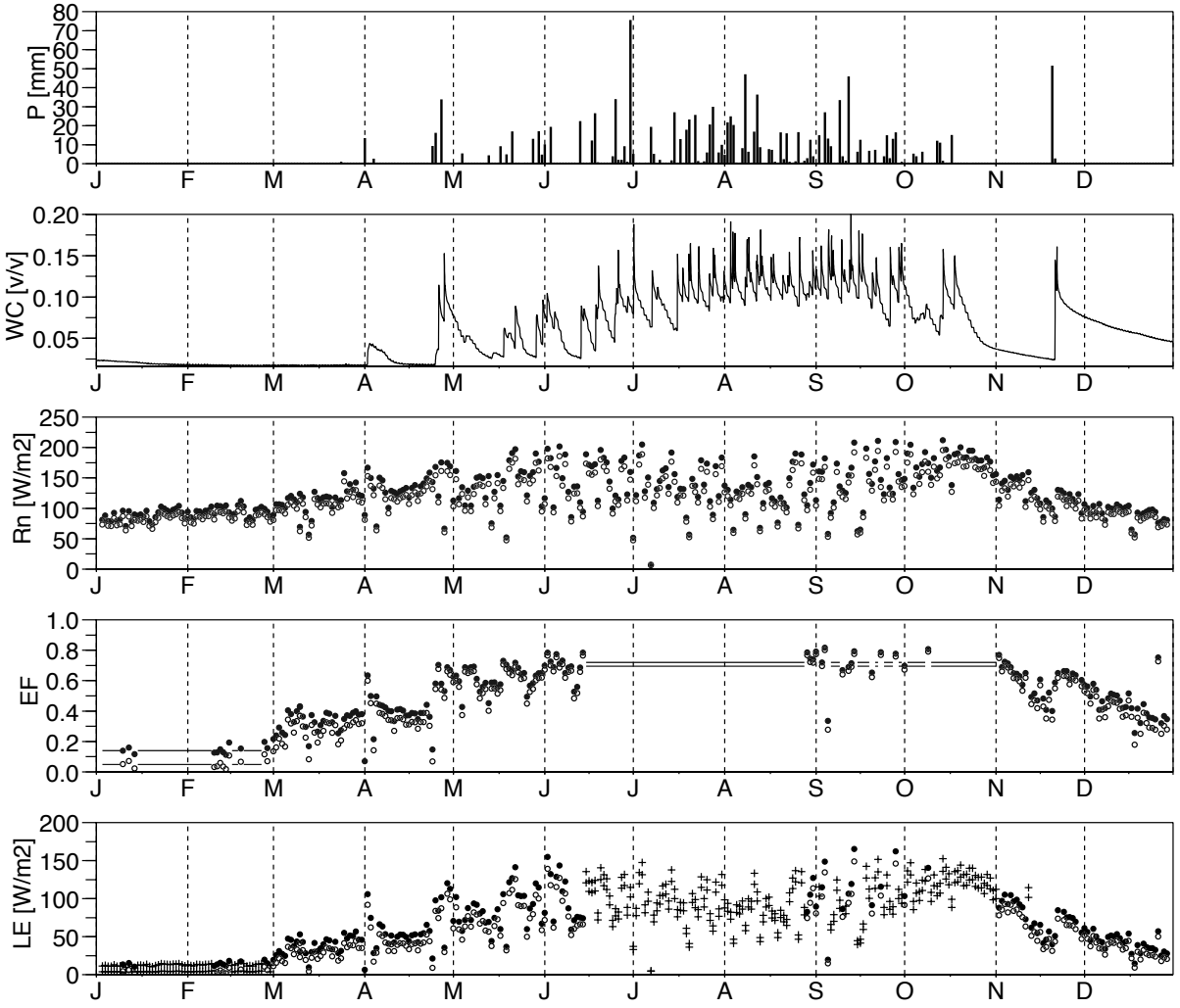

FIGURE 15.1 – Séries temporelles journalières pour l'année 2008 : des précipitations [mm], de l'humidité du sol à 5 cm au niveau de la station de haut de versant WC [v/v], du rayonnement net $< Rn >_{24}$ $[W/m^2]$, de la fraction évaporative $< EF >_{24}$ [-], et du flux de chaleur latente $< LE >_{24}$ $[W/m^2]$. Les points noirs indiquent des flux calculés avec $< Rn_{SS} >$, les cercles blancs indiquent les flux calculés pour $< Rn_{SH} >$. Les lignes horizontales sur $< EF >_{24}$ indiquent les valeurs choisies compte tenu des hypothèses issues des observations du chapitre 13. Les croix pour $< LE >_{24}$ indiquent le flux de chaleur latente issue des $< EF >_{24}$ correspondantes.

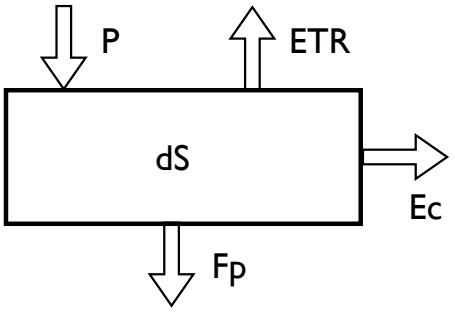

FIGURE 15.2 – Représentation schématique du système, et de son bilan en eau journalier (P : précipitations ; ETR : évapotranspiration ; dS : stockage temporaire ; Fp : drainage profond ; Ec : écoulements.

($< Ec >$) à l'exutoire, en [mm] au pas de temps journalier sont donc égaux à (Eq. (15.2)) :

$$< Ec >= \sum_{j=1}^{48} \frac{D}{S} * 1800 \tag{15.2}$$

Dans ce travail, le drainage profond $< Fp >$ (infiltration de l'eau dans les nappes profondes), et le stockage interannuel $< dS >$, ne sont pas mesurés ni estimés. Deux estimations de l'$< ETR >$ sont proposées, suivant l'estimation sur le rayonnement net : $< ETR_{SS} >$ pour la saison sèche, et $< ETR_{SH} >$ pour la saison humide. La figure 15.3 présente les différents termes du bilan au pas de temps journalier sur le bassin versant de l'Ara.

Rappel des hypothèses

(i) Les précipitations sont mesurées par trois pluviomètres disposés aux extrémités du bassin versant (figure 2.7). La pluie sur le bassin versant est estimée en utilisant la méthode des polygones de Thiessen, qui permet de pondérer la pluie mesurée pour chaque pluviomètre en fonction de sa zone d'influence. L'incertitude sur la pluie estimée à l'échelle du bassin versant dépend donc essentiellement de la variabilité spatiale de la pluie, et de son intégration à l'échelle du bassin versant. Par cette méthode, la pluie totale cumulée sur l'année 2008 au niveau de l'Ara est de $< P >$ = 1255 mm. L'incertitude sur ce terme pourrait être évaluée en faisant un krigeage en utilisant un variogramme issu de l'étude de Lawin (2007) ou de Depraetere *et al.* (2009). En première approximation, nous évaluons l'incertitude sur le cumul annuel inférieure au plus grand écart avec une station seule soit à ± 46 mm. Par ailleurs, Lawin (2007) a montré que la durée moyenne d'un événement est de 2h30 ± 2h38 sur la fenêtre d'observation AMMA-CATCH Bénin. La pluie moyenne par événement est de 12 mm, et le cumul moyen de pluie par événement est stationnaire d'un point de vue spatial.

(ii) La mesure du débit à l'exutoire se fait par l'intermédiaire d'un limnigraphe, qui a une précision de 1 cm. Les hauteurs d'eau sont ensuite traduites en débit à partir d'une courbe de tarage. Le débit est ensuite ramené à un écoulement en mm sur la surface du bassin versant. L'erreur sur le débit à l'exutoire de l'Ara a été estimé à 37 % par Zannou (2006).

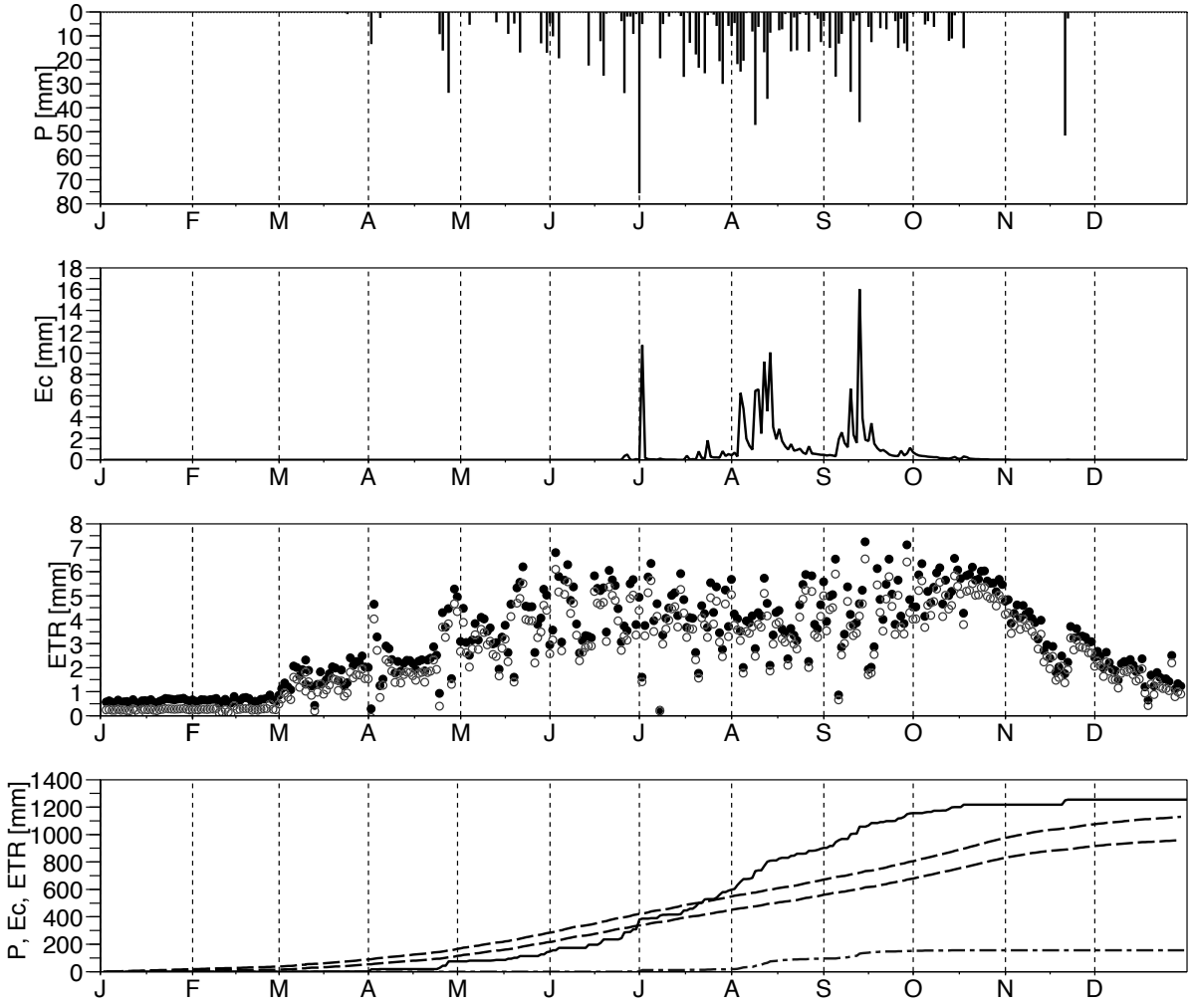

FIGURE 15.3 – Séries temporelles journalières pour l'année 2008 : (1) des précipitations $< P >$ sur le bassin versant [mm] ; (2) des écoulements $< Ec >$ sur le bassin versant [mm] ; (3) de l'$< ETR >$ sur l'empreinte du scintillomètre [mm] pour les deux hypothèses sur le rayonnement ; (4) des cumuls journaliers en [mm], des précipitations $< P >$ (trait noir continu), des écoulements $< Ec >$ (trait discontinu avec tirets et points), et de l'$< ETR >$ pour les deux hypothèses (traits discontinus avec tirets).

(iii) La première hypothèse concernant l'$< ETR >$ est la conservation de la fraction évaporative durant les périodes pour lesquelles il manque des données. La deuxième hypothèse fait état de l'incertitude sur le rayonnement net spatialisé, en particulier pour les conditions intermédiaires. Les deux estimations de l'$< ETR >$ pour les différents rayonnements sont donc indiquées. La troisième hypothèse concerne la variabilité de l'empreinte de mesure de l'$< ETR >$, qui dépend des conditions météorologiques (vent, stabilité de l'atmosphère). Cependant, malgré la variabilité des empreintes, celles-ci restent suffisamment représentatives de la répartition de végétation sur le bassin versant de l'Ara (Fig. 8.6).

Résultats

Le tableau 15.1 présente un récapitulatif des cumuls des termes du bilan hydrologique ainsi que la résultante du bilan, aux dates pour lesquelles il y a des événements hydrologiques particuliers (premières pluies, premières fortes pluies, début des écoulements permanents, et fin des pluies).

	Première pluie	Fortes pluies	Début des Ec. permanents	Fin des Ec.	Fin des pluies	Fin de l'année
	Jour 90 30 mars	Jour 114 23 avril	Jour 199 17 juillet	Jour 305 31 octobre	Jour 325 20 novembre	Jour 365 31 décembre
$< P >$ sur l'Ara	0	18	459	1218	1255	1255
$< ETR_{SS} >$	89	142	487	981	1047	1129
$< ETR_{SH} >$	53	94	397	835	892	959
Ecoulements ($< Ec >$)	0	0	0	157	157	157
Résultante ($< Fp > + < dS >$)	- 89	-124	-28	80	51	-31
Résultante ($< Fp > + < dS >$)	-53	-76	-90	226	206	139

TABLE 15.1 – Cumuls en [mm] des termes du bilan hydrologique, et résultante.

- Les premiers écoulements ont lieu début juillet. Les écoulements permanents ont lieu plus tard (au jour 199), et traduisent une saturation persistante du bassin. La plupart des écoulements se produisent au mois d'août et de septembre, comme le montre la figure 15.3. Les écoulements à l'exutoire atteignent le cumul annuel de 157 mm au début du mois d'octobre.

- Avant les premières fortes pluies, l'$< ETR >$ est comprise entre 94 et 142 mm, soit entre 0.8 et 1.2 mm par jour en moyenne les quatre premiers mois de l'année.

- La dernière colonne du tableau récapitule les cumuls annuels observés. L'$< ETR >$ est comprise entre 959 et 1129 mm, suivant l'estimation du rayonnement net entrant dans le bilan en énergie. La moyenne de ces deux estimations amène à une évapotranspiration moyenne encadrée par les deux estimations : $< ETR > = 1044 \pm 85$ mm. La pluviométrie sur l'Ara estimée par la méthode des polygones de Thiessen conduit à une estimation moyenne du cumul des précipitations, encadrées par les deux cumuls extrêmes : $< P > = 1255 \pm 46$ mm. L'incertitude sur les écoulements mène à écrire : $< Ec > = 157 \pm 58$ mm.

Le bilan hydrique à partir de l'équation (15.1) mène à $< dS > + < Fp > + < Ec > + < ETR > = < P >$ sur l'année, soit $< P >$ - $< ETR >$ - $< Ec > = < Fp > + < dS >$. A partir des résultats précédents, $< Fp > + < dS > = 54 \pm 189$ mm.

Discussion

Le résidu du bilan hydrique, soit $< Fp > + < dS > = 54 \pm 189$ mm, est petit par rapport aux autres termes du bilan hydrologique. L'erreur sur son estimation est très importante, compte tenu qu'elle résulte d'un bilan. La somme de l'infiltration profonde et du stockage annuel ($< Fp > + < dS >$) est soit (i) nulle, soit (ii) faible (valeur maximale de 243 mm, qui correspondrait à l'estimation de l'$< ETR >$ annuelle la plus faible (959 mm), au cumul des écoulements le plus faible, et au cumul de précipitations le plus élevé).

Notre estimation de l'$< ETR >$ semble montrer que celle-ci est suffisamment importante pour vidanger la nappe. Une étude approfondie de la dynamique saisonnière de la nappe et de l'$< ETR >$ devrait permettre de confirmer cette hypothèse.

La figure 15.4 schématise le fonctionnement hydrologique de versant, sur le bassin versant de la Donga, d'après les hypothèses formulées par Kamagaté (2006), à partir d'observations hydrologiques et hydrogéochimiques.

Selon Kamagaté (2006), les observations piézométriques sur le bassin versant de la Donga, montrent une variation "quasi nulle du stockage d'eau annuel dans les réservoirs souterrains". Kamagaté (2006) émet deux hypothèses pour expliquer le déficit en écoulement : (i) des prélèvements verticaux par la strate arborée et l'évaporation ; (ii) une orientation des flux vers les fractures fermées en profondeur.

Kamagaté (2006) considère le débit à l'exutoire comme composé d'un flux rapide ($< RR >$) et d'un flux retardé de sub-surface (nappe perchée saisonnière, $< SS >$), sans contribution significative de la nappe des altérites à l'écoulement. Les études hydrogéochimiques effectuées par Kamagaté (2006), ont montré une très faible connexion entre les réservoirs souterrains profonds, et le réseau hydrographique. Kamagaté (2006) déduit donc que la vidange de la nappe profonde s'effectue essentiellement par des transferts verticaux, par évapotranspiration (strate arborée) et/ou plus localement, par des fractures du socle plus en profondeur.

Conclusion

Cette section a présenté un bilan en eau en première approximation à partir d'observations, sur le bassin versant de l'Ara. Nous avons mis en regard trois termes du bilan hydrologique sur une année. Ces trois termes à eux seuls ferment le bilan hydrologique à 54 ± 189 mm. Ce terme résiduel correspond au stockage annuel et au flux profond.

Nos estimations sont de premier ordre. Beaucoup de mécanismes entrent en jeu dans les transferts d'eau à l'échelle du bassin versant. Pour pouvoir mener une étude hydrologique complète, il est nécessaire d'incorporer des mesures piezométriques, et de porosité aux différentes profondeurs, pour quantifier la variabilité des quantités d'eau dans la zone saturée. Il est également

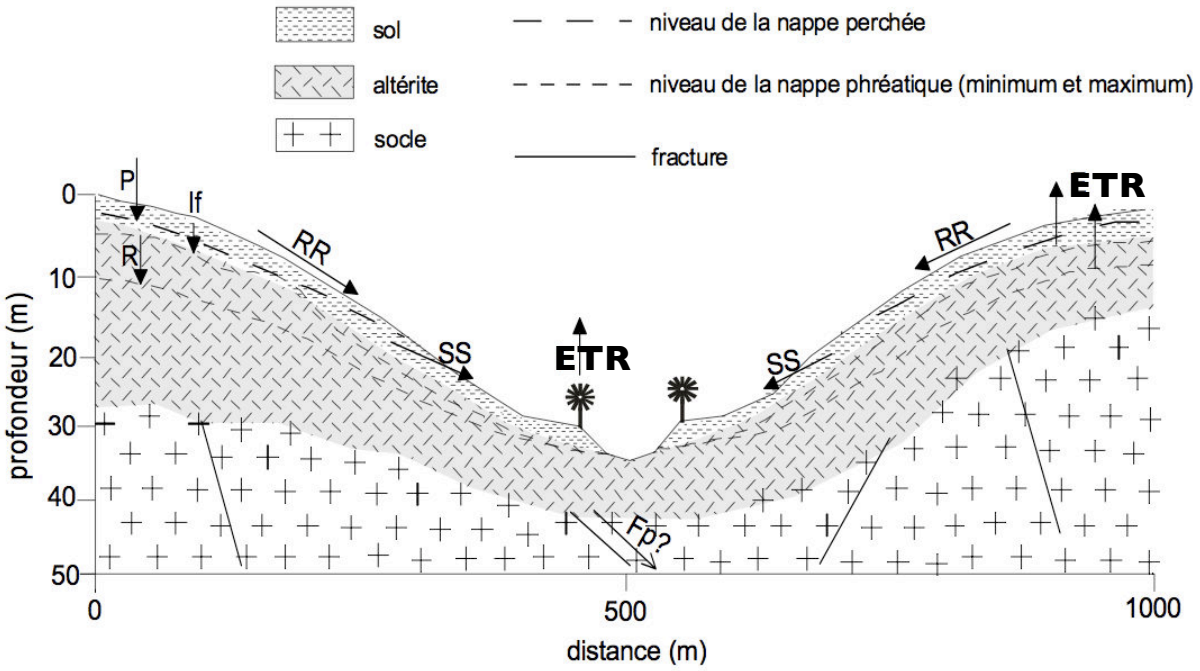

FIGURE 15.4 – Schéma type de fonctionnement de versant sur le bassin de la Donga. $< P >$ sont les précipitations, $< ETR >$ est l'évapotranspiration, $< RR >$ est le ruissellement direct, $< SS >$ est l'écoulement de sub-surface (soit la somme $< SS > + < RR > = < Ec >$ l'écoulement total), et $< Fp >$ le drainage profond. Figure extraite de Kamagaté (2006), et adaptée.

important de considérer les couches superficielles (premier mètre de sol) pour évaluer le stockage d'eau présent dans ces zones non-saturées.

Cependant, malgré la grande incertitude sur tous les termes du bilan, une information de première importance est apportée par notre estimation de l'$< ETR >$. Celle-ci représente 83 $\pm$ 10 % des précipitations cumulées sur l'année 2008 sur le bassin versant de l'Ara.

Nos observations viennent confirmer en partie les hypothèses établies par Kamagaté (2006) en faveur d'une prédominance, voire d'une exclusivité des processus évaporatifs, sur la somme des flux profonds et du stockage annuel. Il est cependant nécessaire d'étudier le bilan souterrain pour voir si chaque terme (si $< dS >$ et $< Fp >$ sont proches de 0, ou bien se compensent). Des suivis neutroniques pour sonder la zone non-saturée, et des mesures piezométriques sont actuellement réalisées, pour savoir si le stockage inter-annuel $< dS >$ est proche ou non de la nullité.

Synthèse de la partie V

Cette partie s'articulait autour de trois chapitres. Chacun d'eux a mis en avant l'intérêt de nos mesures pour répondre à des questions différentes.

Le premier a permis de caractériser la variabilité interannuelle des flux, et la relation entre la variabilité de ces flux et les conditions climatologiques de surface et de forçage atmosphérique méso-échelle. Il a également permis de montrer la saisonalité de la fraction évaporative lors d'un cycle annuel, et la quasi constance de cette fraction évaporative pendant la saison humide.

L'étude de cas présentée dans le deuxième chapitre a permis de montrer que les flux évaporatifs n'étaient pas nuls en saison sèche. Une pluie précoce pouvait stimuler le fonctionnement de la végétation, et succiter une évapotranspiration importante plusieurs mois encore après la pluie. La zone non saturée participe de façon importante, pendant la saison sèche, à fournir de l'eau pour l'évapotranspiration, par l'intermédiaire des végétaux en particulier.

Le dernier chapitre s'est intéressé à l'utilisation de l'estimation de l'$< ETR >$ pour la fermeture du bilan hydrologique à l'échelle du bassin versant de l'Ara. Les résultats de cette étude sont que : (i) le bilan est bien fermé, si l'on suppose que l'infiltration profonde est quasi-nulle ou complétement inexistante. Ceci vient valider l'hypothèse de Kamagaté (2006), qui supposait que l'$< ETR >$ pouvait expliquer le déficit en écoulement sur le bassin.

Conclusion générale

Ce travail répond à l'objectif de mieux comprendre les transferts d'eau et d'énergie entre le sol et l'atmosphère, à l'échelle d'un bassin versant de couvert hétérogène, en climat soudano-sahélien. Ces travaux de recherche ont permis :

(i) de mettre en place une méthodologie adaptée à l'observation des flux évaporatifs sur une surface hétérogène, et à l'échelle d'un bassin versant, où les autres termes du bilan hydrologique sont mesurés.

(ii) d'utiliser l'estimation des flux turbulents à cette échelle pour : (a) caractériser leur variabilité intra-saisonnière ; (b) étudier la réaction du système sol-végétation-atmosphère à une pluie isolée en saison sèche ; (c) effectuer un bilan hydrologique sur une année complète, en regardant l'évolution journalière des pluies, de l'évapotranspiration, et des écoulements de surface.

Principaux résultats

(1) Cette thèse montre l'interêt de l'utilisation de la scintillométrie infrarouge, couplée avec un bilan d'énergie pour une estimation robuste des flux turbulents, en particulier les flux évaporatifs sur une surface complexe (un couvert hétérogène, avec une variabilité temporelle, et du relief).

Le principal avantage de cette méthode est son coût relativement faible, et le fait qu'il soit non-intrusif. C'est également la seule méthode aujourd'hui disponible (mis à part le LIDAR) pour mesurer des flux évaporatifs sur des surfaces hétérogènes et étendues.

Son principal inconvénient est la nécessité d'établir un bilan en énergie à l'échelle de la mesure du scintillomètre, et donc de connaître les autres termes du bilan à cette échelle. Il est à noter également, la difficulté de caractériser le site d'étude, pour estimer au mieux le calcul du flux de chaleur sensible.

(2) Cette thèse montre la nécessité de porter une grande attention à certains aspects de la méthode, pour fermer le bilan en énergie à l'échelle de la mesure du scintillomètre.

En particulier, nous avons vu qu'il était nécessaire de bien caractériser les propriétés aérodynamiques de la surface du bassin versant. Nous avons calculé les hauteurs de déplacement, et longueurs de rugosité sur des surfaces représentatives de couverts homogènes, que nous avons

ensuite agrégées pour l'utilisation dans le calcul du flux de chaleur sensible à travers la hauteur équivalente. Nous avons montré l'importance d'une estimation robuste de cette hauteur équivalente.

Le bilan d'énergie doit être effectué à l'échelle de l'empreinte du scintillomètre, qu'il est nécessaire d'évaluer à l'aide d'un modèle adapté.

Le bilan d'énergie à l'échelle de la mesure du scintillomètre nécessite également une bonne connaissance des autres termes du bilan (le flux de chaleur en surface, et le rayonnement net). Le flux de chaleur en surface est estimé précisément, en utilisant la méthode des harmoniques. Celle-ci permet de prendre en compte l'humidité du sol, et d'être en phase avec les autres termes du bilan. Plusieurs mesures de températures en différents endroits du bassin permettent de minimiser l'erreur sur l'estimation de $< G >$ à l'échelle de l'empreinte. Le rayonnement net est estimé en utilisant plusieurs capteurs sur des surfaces intrinséquement homogènes. Une mauvaise estimation de $< Rn >$ conduit à 10 % d'erreur sur le flux de chaleur latente résultant.

(3) Cette thèse a permis de caractériser la variabilité des flux de manière inter-saisonnière et inter-annuelle.

Très peu d'observations de flux turbulents, sur des cycles annuels, sont disponibles sur l'Afrique de l'Ouest. Nous avons montré la forte variabilité de ces flux entre les saisons, et la forte variabilité inter-annuelle de $< H >$. La variabilité est liée aux conditions atmosphériques et de surface. La fraction évaporative est relativement constante en saison des pluies (autour de 0.7), et en saison sèche (0.2 à 0.3).

Nous avons identifié des conditions de surface et atmosphériques et regardé l'évolution de $< H >$ et $< Rn >$ et leur couplage suivant les conditions. $< H >$ et $< Rn >$ sont bien corrélés en conditions sèches, et le deviennent bien moins en conditions humides. Les cycles journaliers composites montrent une prédominance de $< LE >$ en conditions humides, et de $< H >$ en conditions sèches.

(4) Apport de la scintillométrie pour l'hydrologie en contexte de socle, en climat soudano-sahélien.

Deux études menées dans cette thèse, fournissent quelques éléments de compréhension sur le fonctionnement hydrologique du bassin versant de l'Ara, et plus largement des zones de socle en climat soudano-sahélien :

- Nous avons regardé une période remarquable, au milieu de la saison sèche de l'année 2006, pendant laquelle ont eu lieu deux événements pluvieux isolés. Nous avons mis en regard l'$< ETR >$ avec l'évolution conjointe de l'humidité dans le premier mètre de sol. Cette étude a montré que : (i) l'$< ETR >$ pouvait rester importante, 60 jours après une pluie en saison sèche ; (ii) la zone non-saturée contribue probablement à 80 % de l'évapotranspiration pendant les dix jours suivant la pluie en saison sèche, et seulement 10 % après ; (iii) il est crucial de pouvoir apporter des informations d'une part sur la zone saturée, mais aussi sur la totalité de la zone non-saturée, si l'on veut étudier le bilan en eau dans cette région.

- Nous avons estimé l'evapotranspiration journalière sur une année complète. Nous avons mis en regard cette évapotranspiration avec les précipitations, et le débit à l'échelle du bassin versant. Nous avons montré que l'évapotranspiration est comprise entre 73 % et 90 % des précipitations sur cette année. Il est très probable que l'infiltration profonde et le stockage inter-annuel soient nuls ou très faibles, ce qui confirme les hypothèses de Kamagaté (2006).

Perspectives

(1) La méthodologie proposée dans cette thèse pourrait être améliorée, et sa mise en oeuvre simplifiée.

Les premiers aspects de l'amélioration tiennent dans la caractérisation du site : il est utile de mieux connaître la hauteur de mélange. Pour cela, il est ensisageable d'utiliser des outils de modélisation LES, pour la caractérisation des sites hétérogènes. Cependant, ces approches nécessitent une bonne connaissance des données topographiques, et de la végétation (hauteur et rugosité, donc paramètres aérodynamiques). Cela passe donc par un travail cartographique de caractérisation des hétérogénéités, et d'agrégation des paramètres. Un modèle d'empreinte robuste au pas de temps de la mesure, et prenant en compte les hétérogénéités et la topographie doit être implémenté.

Les seconds aspects tiennent dans l'amélioration et le développement des techniques d'instrumentations : (i) Pour décrire le profil au dessus du lieu, on peut envisager des tours avec plusieurs scintillomètres à différentes hauteurs ; (ii) Il est envisageable de remplacer les estimations locales du rayonnement par des estimations satellites, afin de s'affranchir de l'équipement de chaque surface en capteurs.

(2) La perpective de développement d'autres méthodologies pourrait permettre de valider la méthode par scintillométrie IR, ou remplacer celle-ci.

La scintillométrie micro-onde est une technologie en cours de développement. Le principal avantage de cette méthode est qu'il est possible d'obtenir directement les fluctuations d'humidité et de s'affranchir de devoir faire un bilan en énergie. Le principal inconvénient est la difficulté de mise en oeuvre qui nécessite encore des travaux de recherche, car les composants électroniques de l'appareillage sont sensibles à la température. Le LIDAR, évoqué en introduction est une technologie très intéressante puisqu'il permet d'apporter des informations à une très haute résolution spatiale et temporelle. La difficulté de mise en oeuvre, le coût et les risques de manipulations font que son application n'est pour l'instant pas répandue.

(3) Les résultats obtenus peuvent permettre d'améliorer, ou de valider des modèles, ou des algorithmes.

Les séries de flux turbulents constituent une base de donnée intéressante et unique pour cette région du monde, pour la modélisation atmosphérique et hydrologique. Ces observations de flux sur des surfaces hétérogènes pourraient être utilisées dans de la modélisation SVAT dans le cadre du projet ALMIP. La radiométrie satellite est toujours à la recherche de l'amélioration des algorithmes, et nécessite pour cela des données au sol pour valider ceux-ci. En particulier,

les méthodes d'estimation satellite des flux (Wang *et al.*, 2006) nécessite des données de validation. D'autre part, les mesures de C_n^2 par scintillométrie pourraient aider à affiner les mesures satellitaires à des longueurs d'ondes équivalentes.

(4) Apport pour l'étude de l'hydrologie du bassin versant de l'Ara, ou plus largement de l'hydrologie de la zone soudano-sahélienne. Les flux évaporatifs ont permis de mettre en évidence le manque de connaissances dans la zone non-saturée. Il est nécessaire de continuer à documenter en flux évaporatifs la zone du bassin versant de l'Ara, de façon à pouvoir comprendre le bilan en eau complet à cette échelle.

(5) Documentation de la variabilité des flux pour l'étude de la mousson.

Dans le premier chapitre de cette thèse, l'intérêt de documenter les processus de rétroaction entre le sol et l'atmosphère dans le système de mousson a été abordé, en particulier, le lien entre développement de la convection et les humidités de surface. Les flux évaporatifs observés peuvent apporter une information pour les études de modélisation de la mousson par des modèles bi-dimensionnels (Parker *et al.*, 2005; Peyrillé et Lafore, 2007).

Cependant, une seule mesure en zone soudano-sahélienne est insuffisante pour pouvoir alimenter des modèles. Il existe un réseau de mesure de flux, constitué d'anémomètres soniques. Nous proposons d'équiper les sites actuellement équipés d'anémomètres soniques, avec des scintillomètres. Ceci permettrait de proposer des estimations de flux à des échelles pertinentes pour les modélisations grandes échelles, ce qui n'est pas le cas des anémomètres soniques pour les surfaces hétérogènes.

Table des figures

1 Bilan d'énergie moyen annuel à l'échelle du globe, d'après Kiehl et Trenberth (1997). 3

1.1 Vue en deux dimensions du système de mousson Ouest-Africain pendant l'été boréal, d'après Peyrillé (2005) et adapté ; SAL pour *Saharan Air Layer* ; AEJ pour *African Easterly Jet* ; TEJ pour *Tropical Easterly Jet* ; et STJ pour *Sub Tropical Jet*. La trace au sol de la ZCIT est indiquée par *l'Inter Tropical Discontinuity* (ITD). 10

1.2 Répartition géographique des types de climats en Afrique de l'Ouest et Centrale, adapté d'après L'hôte *et al.* (1996) et Le Lay (2006). 11

1.3 Indice pluviométrique normalisé sur le Sahel (20 ° W - 20 ° E ; 10 ° N - 20 ° N), d'après Ali et Lebel (2006). 12

1.4 Les sites de méso-échelles sont indiqués en hachurés. Figure extraite de Redelsperger *et al.*, (2006a). 14

1.5 Composantes du bilan hydrologique annuel de la Donga simulées avec TOPAMMA et GR4J : ETR (noir), volume écoulé Q (pour TOPAMMA, gris foncé pour les écoulements de base, et gris plus clair pour le ruissellement sur surfaces saturées), et flux profond $PERC$ (gris clair). Source : Le Lay (2006), adapté. 17

2.1 Localisation du bassin versant de l'Ara en Afrique de l'Ouest, et au sein du dispositif AMMA d'étude de la mousson. 19

2.2 Carte des horizons superficiels des sols du bassin versant de l'Ara, d'après Judex *et al.* (2009). 22

2.3 Distribution en isovaleurs des conductivités EM34 (VCP 20 m) sur le bassin versant de l'Ara en saison sèche, d'après Wubda (2003). 22

2.4 Précipitations (P) cumulées à Djougou : moyenne journalière des précipitations sur la période 1994-2008 (1312 mm) avec un écart type de 245 mm (grisé). 822 mm pour 2006 (trait noir discontinu) , 1210 mm pour 2007 (tiret noir discontinu) et 1223 mm pour 2008 (trait noir). 23

2.5 Valeurs journalières des précipitations (P), de la direction du vent ($Dir\ vent$), de la température de l'air (T), et de l'humidité relative de l'air (RH), à Djougou pour la période 2002 - 2008 (voir sur la figure 2.1 pour localiser Djougou). Un vent de 0 ° correspond à un vent de Nord. Les traits pleins noirs correspondent à des moyennes glissantes sur dix jours. 24

2.6 Evolution (a) de la biomasse et (b) du LAI, pour les herbacées (figures extraites de Blanchard (2007)). 26

2.7 Carte du bassin versant de l'Ara. Le fond de carte est basé sur la carte d'occupation des sols de Zin *et al.* (communication personnelle), et la topographie issue de la mission SRTM (lignes de niveau tous les 10 m). Les instruments sont indiqués par des symboles. Les roses des vents indiquent les deux régimes principaux de vent (l'Harmattan en saison sèche, et les vents de sud-ouest en saison humide). . 29

3.1 (A) La couche limite atmosphérique dans la troposphère. Les épaisseurs sont indicatives. (B) La couche limite atmosphérique, subdivisée en "sous-couches" (couche d'Eckman et couche limite de surface). Les profils du vent moyen $\bar{U}$ [m/s] et de la température potentielle θ [°C] sont indiqués pour une journée de beau temps. h_{CLA} est la hauteur de la CLA, et z_0 est la rugosité de surface. 36

3.2 Vue schématique de la CLA. (A) Circulation convective ; (B) écoulement stable. Empruntée à Wyngaard (1990). 37

4.1 (a)-(d) Dépendance du coefficient de correction z_0^{eff}/z_{0m} pour différentes gammes de paramètres décrivant la structure de la surface considérée (m, r et p) (figure issue de Schmid et Bunzli (1995)). 46

4.2 Vue schématique du spectre d'énergie E, montrant les différentes régions de production d'énergie (A), de dissipation (C), et intermédiaire (B) pour laquelle dissipation et production sont négligeables. E est l'énergie, κ le nombre d'onde, l_0 la taille des plus petits tourbillons, et L_0 la taille du domaine étudié. Adapté de Kaimal et Finnigan (1994). 47

5.1 (1) Classification établie par Zin *et al.* (communication personnelle), à partir d'images SPOT à 20 m ; et (2) simplification de la classification à partir d'observations de terrain. 52

5.2 (A) Première campagne : mat météorologique avec anémomètres à coupelle et thermistances à deux hauteurs ; (B) Seconde campagne : anémomètre sonique au sommet du mat météorologique. 54

5.3 Photographies des sites de mesures avec un mat météorologique équipé d'anémomètres à coupelles, de capteurs de température, et d'humidité à deux hauteurs. 57

5.4 Photographie du mat météo équipé de l'anémomètre sonique sur le site de sol nu/jachère en mars 2008. 58

5.5 (A) Rose des vents ; (B) Occurrence de l'échelle de vent u_* ; (C) Occurrence des conditions de stabilité atmosphérique (ξ = (z -d)/L_{mo}) au niveau de la station de l'anémomètre sonique de Nalohou des jours 90 à 365 de l'année 2006. Les barres grisées de (C) indiquent les heures de quatre périodes de 6h chacune de la journée. 59

5.6 Données semi-horaires de $u*$ [m/s] en fonction de $\overline{u}$ [m/s] correspondant aux conditions proches de la neutralité (-0.07 < ξ < 0.07) pour le site de savane arborée aux hauteurs 8, 10 et 12 m. Les droites de régression sont forcées à l'origine. 61

5.7 Exemple de $f\ (z) = (z - d)\ /\ z_0$, dérivées des régressions entre $\overline{u}$ et u_* pour les trois hauteurs de mesure, tracé en fonction de la hauteur de mesure $h_{capteur}$ pour les critères de filtres retenus pour la savane arborée. La hauteur de déplacement est l'ordonnée à l'origine, et la longueur de rugosité, la pente de la régression. . . 62

5.8 Evolution annuelle de la hauteur des herbacées sur les sites de Nalohou (traits pleins), et Bira-Bira (traits discontinus). Les barres verticales correspondent aux incertitudes sur les mesures (communication personnelle, J. Seghieri). 66

5.9 Schématisation proposée de l'évolution des paramètres aérodynamiques pour la savane arbustive, lors de la croissance des herbacées. d^H (*resp.* d^a) est la hauteur de déplacement des herbacées (*resp.* des arbustes) ; z_0^H (*resp.* z_0^a) la longueur de rugosité des herbacées (*resp.* des arbustes). 67

5.10 Evolution (a) de la hauteur de déplacement d, et (b) de la longueur de rugosité z_0 au cours de l'année à partir de l'estimation par Martano (2000) et par extrapolation. Les traits rouges correspondent à la savane arborée, jaune à la savane arbustive et vert clair aux herbacées. Le trait vert foncé représente 0.7 fois la hauteur des herbes mesurée, et les barres verticales, l'incertitude sur cette mesure. *DOY* pour Day Of Year, ou jour de l'année. 68

7.1 Fonction de poids $W(x)$ (Eq. (7.4)) du LAS pour un trajet optique de 2400 m. . 80

7.2 Séries temporelles du paramètre de structure de l'indice de réfraction de l'air C_n^2 (traits pleins), et du flux de chaleur sensible H calculé à partir de C_n^2 (traits discontinus) pour une journée nuageuse en 2006, calculé à partir de C_n^2 observé. . 82

7.3 Clichés du dispositif scintillométrique en octobre 2007 : (a) Récepteur et centrale d'acquisition ; (b) doubles disques de l'émetteur ; (c) partie arrière de l'émetteur ; et (d) centrale d'acquisition au niveau du récepteur. 83

7.4 Transect du dispositif scintillométrique. (E) représente l'émetteur, et (R) le récepteur. 83

7.5 Agrandissement de la carte du chapitre 2. Isocontours tous les 10 m. 84

7.6 (a) Transects utilisés pour calculer la pente autour du faisceau. (b) Vue en coupe du transect du LAS, avec les pentes moyennes pour les intervalles indiqués. . . . 86

7.7 Hauteur équivalente h_{eq} du faisceau du LAS pour les cinq cas d'étude (trait plein : sous le faisceau, traits discontinus : au sud-ouest du faisceau, traits gras discontinus : au nord-est du faisceau). 87

8.1 Contribution au flux total estimé (f) par les modèles de Hsieh *et al.* (2000) (cercles), de Horst et Weil (1992) (points) et de Thomson (1987) (losanges) pour $z_0 = 0.04$ m et $z_m = 4$ m : (a) pour un cas instable (L_{mo} = -50 m) ; (b) pour un cas neutre ; et (c) pour un cas stable ($L_{mo} = 100$ m) (figures issues de Hsieh *et al.* (2000)). 93

8.2 Angles d'attaque du vent par rapport au transect (les 6 directions calculées, et les deux directions parallèles au transect). 95

8.3 Distance du maximum de contribution de la fonction de transfert en fonction de la hauteur du capteur z_m. Conditions neutres et $z_0 = 0.6$ m. 95

8.4 (1) Empreinte du LAS pour des conditions neutres, $z_m = 19$ m, et pour deux directions de vent ; (2) identique à (1) mais pour l'anémomètre fictif placé au centre du transect. Les contours représentent 10 %, 30 %, 50 %, 70 % et 90 % de contribution au flux mesuré. Le fond de carte est le même qu'au chapitre 2, soit savane arborée (vert foncé), savane arbustive (vert clair), et sol nu/jachère (jaune). 97

8.5 Distribution de la végétation en fonction des directions de vent (comme défini sur la figure 8.2 (les barres représentent l'écart type par rapport à la moyenne sur les 4 stabilités). Savane arbustive (carrés noirs), savane arborée (triangles noirs), et sol nu/jachère (disques gris). 98

8.6 Distribution de la répartition de la végétation en fonction des aires des surfaces considérées : instruments et bassin versants. Savane arbustive (carrés noirs), savane arborée (triangles noirs), et sol nu/jachère (disques gris). 98

9.1 Séries temporelles du paramètre de structure de l'indice de réfraction de l'air C_n^2 (traits pleins), et du rayonnement net Rn (traits discontinus) pour une journée de temps nuageux (jour 53 de l'année 2006). 102

9.2 Séries temporelles du paramètre de structure de l'indice de réfraction de l'air C_n^2 (traits pleins), et du rayonnement net Rn (traits discontinus) pour une journée de temps clair sans nuage (jour 56 de l'année 2006). 103

9.3 Empreinte de mesure de l'anémomètre sonique situé à Nalohou pour les deux régimes de vent principaux. Empreintes calculées pour L_{mo} = -16 m et z_0 en fonction de la saison. La hauteur du capteur est inférieure en saison humide du fait de la hauteur de déplacement des herbacées, qui est plus importante que celle du sol nu. Les courbes correspondent à 25 %, 50 % et 90 % de contribution au flux. Le fond de carte est issu d'une image SPOT à 2.5 m. Les couleurs ne correspondent pas à des classes de végétation, mais des niveaux de couleurs d'une image SPOT à 2.5 m (un seul canal). 104

9.4 Comparaison des flux de chaleur sensible estimés par scintillométrie (LAS) (traits pleins) et par EC (cercles) du jour 105 au jour 115 de l'année 2006. L'occurrence d'une pluie au jour 109 est marquée d'une ligne grise verticale. Figure extraite de Guyot *et al.* (2009). 105

9.5 Flux de chaleur sensible au pas de temps horaire : H_{EC} versus H_{LAS} des jours 82 à 116 de l'année 2006. Figure extraite de Guyot *et al.* (2009). 105

9.6 Comparaison des flux de chaleur sensible estimés par scintillométrie (LAS) (traits pleins) et par EC (cercles) du jour 153 au jour 165 de l'année 2008. Deux pluies ont lieu durant cette période (jour 154 et 164) et sont marquées par des barres. . 107

10.1 Transect nord-sud de l'Ara instrumenté en mesures dans le sol, à trois niveau en bas (BS), milieu (MS) et haut de versant (HS). 117

10.2 (a) et (b) : Installation de capteurs de (1) température, (2) charge hydraulique, et (3) d'humidité dans le sol. Crédit photo : S. Galle. 117

10.3 Températures dans le sol au niveau de la station BS en 2008 (jours 50 à 60) ; mesurées à 5, 10 et 20 cm (en traits discontinus du plus clair au plus foncé), et modélisées à 5, 10 et 20 cm (en traits pleins). 118

10.4 Vue schématique des différentes composantes de G et du stockage de chaleur dans une couche surfacique (zone grisée). 119

10.5 Flux de chaleur dans le sol (G) (traits pointillées) et flux de chaleur latente (LE) (traits pleins) sur une période de deux jours. Les lignes grises réfèrent à la méthode "Calorimétrique", et les lignes noires à la méthode par "Harmoniques". 121

10.6 Evolution temporelle pour l'année 2008 : des précipitations (P), de l'humidité du sol (WC), des maxima et minima et de la moyenne journalière du flux de chaleur en surface. Les trois stations sont représentées : HS (trait plein clair), MS (trait discontinu) et BS (trait plein noir). 123

10.7 Evolution du flux de chaleur en surface pour trois périodes de l'année 2008 (saison sèche (en haut), saison intermédiaire entre la saison sèche et la saison humide (au milieu), et saison humide (en bas)) pour les trois sites : G_{HS} (trait plein clair), G_{MS} (trait discontinu), G_{BS} (trait plein noir). Le rayonnement net calculé pour la saison sèche est également indiqué en traits fins. 125

11.1 Emplacements des capteurs installés sur les différents sites de mesure en début de saison humide et en début de saison sèche. 128

11.2 Moyennes journalières des précipitations [mm], de l'humidité du sol à 5 cm au niveau de la station HS (WC) [v/v], de l'albédo [-], et du bilan LW [W/m^2] pour la période décembre 2008 - juin 2009 (le 1 janvier 2009 équivaut au jour 1). Sol nu/jachère (trait noir, points noirs) ; savane arbustive (croix, trait discontinu grisé) ; savane arborée (cercles, trait discontinu noir). Les traits sont des moyennes glissantes sur 15 jours. 130

11.3 Régressions linéaires des bilans radiatifs des savanes vs. le sol nu/jachère, pour la période "sèche" (décembre à janvier), dans (a) les courtes longueurs d'onde, (b) les grandes longueurs d'onde. 132

11.4 Régressions linéaires des bilans radiatifs des savanes vs. le sol nu/jachère, pour la période "humide" (mai à juin), dans (a) les courtes longueurs d'onde, (b) les grandes longueurs d'onde. 132

12.1 Flux de chaleur latente $<LE_{LAS}>$ (traits pleins noir et grisés) déduit par bilan d'énergie avec $< Rn >$ pour la saison humide, et $< G >$ (traits discontinus noirs), et avec G_{HS} (traits discontinus clairs). 136

12.2 Flux de chaleur latente LE_{LAS} (a) en saison sèche (les 8 et 9 janvier 2008) et (b) en début de saison des pluies (les 1 et 2 juin 2008). Le trait plein correspond à un calcul avec une correction de $< Rn >$ pour la saison sèche, le trait grisé discontinu pour une correction pour la saison humide, et le trait noir discontinu sans correction (*i.e*, pour un sol nu/herbacées). 137

12.3 Evolution temporelle semi-horaire du flux de chaleur latente estimé par bilan d'énergie (LE_{LAS}) sans correction pour Rn, et ET_0 d'après Allen *et al.* (1998) (en W/m^2). Figure extraite de Guyot *et al.* (2009). 138

12.4 Séries temporelles en jours de l'année 2008 (a) de la direction du vent, (b) du flux de chaleur latente LE [W/m^2] estimé par EC (traits discontinus), et par bilan d'énergie avec le LAS (traits pleins). 140

12.5 Séries temporelles en jours de l'année 2008 (du 24 mai au 3 juin) (a) de la direction du vent, (b) du flux de chaleur latente LE [W/m^2] estimé par EC (traits discontinus) et par bilan d'énergie avec le LAS (traits pleins). 141

12.6 Séries temporelles en jours de l'année 2008 : Précipitations journalières (P), direction du vent semi-horaire ($Dir.\ vent$), humidité du sol à 5 cm semi-horaire pour les stations MS et HS, LE_{LAS} (noir) et LE_{EC} (grisé), coefficient de corrélation entre LE_{LAS} et LE_{EC} ($CORR.$), et l'écart quadratique moyen normalisé entre LE_{LAS} et LE_{EC} (RMS). 142

13.1 Séries temporelles pour la période 2006-2008 des précipitations (P), de l'humidité du sol à 5 cm pour les trois stations de sol (BS, noir ; MS, gris ; HS, traits discontinus) (WC), de la direction du vent ($Dir\ vent$), et valeurs journalières de la température (T), de l'humidité relative (RH), du déficit de pression de vapeur d'eau (VPD) et de l'albédo. Les traits pleins sont des moyennes glissantes sur 10 jours. Les zones orangées correspondent à des $VPD > 3$ kPa, et les zones bleutées à des $VPD < 1$ kPa. 151

13.2 Séries temporelles des précipitations (P), du déficit de pression de vapeur d'eau (VPD), et des composantes du flux radiatif dans les courtes (SW) et grandes (LW) longueurs d'onde incidentes (↓) et réfléchies (↑) en surface pour les années 2006, 2007 et 2008. Les traits continus sont des moyennes glissantes des observations journalières sur 10 jours, et les traits discontinus les modèles décrits dans le texte. 154

13.3 Séries temporelles journalières des précipitations (P), du déficit de pression de vapeur (VPD), du rayonnement net ($< Rn >_{24}$), du flux de chaleur sensible ($< H >_{24}$), du flux de chaleur latente obtenu par bilan d'énergie ($< LE >_{24}$) et de la fraction évaporative $< EF >_{24}$ pour les années 2006, 2007 et 2008. Les points noirs indiquent des flux calculés avec Rn_{SS}, les cercles blancs indiquent les flux calculés pour $< Rn_{SH} >$. 157

13.4 Journées composites des flux turbulents et radiatifs pour les conditions (a) sèches ($VPD > 3$ kPa) , (b) intermédiaires (1 kPa $< VPD <$ 3 kPa) et (c) humides ($VPD < 1$ kPa). Les deux hypothèses pour $< Rn >$ (agrégation pour la saison sèche ou la saison humide) et $< LE >$ (résultant du bilan d'énergie suivant les deux hypothèses) sont tracées. 158

13.5 Séries temporelles journalières des précipitations (P), du déficit de pression de vapeur (VPD), et critères statistiques entre $< H >$ et $< Rn >$: pente de la droite de régression linéaire, coefficient de corrélation et RMS. Les points noirs indiquent des flux calculés avec $< Rn_{SS} >$, les cercles blancs indiquent les flux calculés pour $< Rn_{SH} >$. 160

14.1 Séries temporelles journalières de la température de l'air ($\overline{T}$), et de l'humidité spécifique de l'air (SH) à 2 m. Les lignes grises verticales indiquent les deux épisodes pluvieux (respectivement 27 mm et 28 mm de cumul journalier) ; (figure extraite de Guyot *et al.* (2009)). 164

14.2 Séries temporelles horaires de la direction ($Wind\ direction$), et de la vitesse du vent ($Wind\ speed$) à 2 m (figure extraite de Guyot *et al.* (2009)). 164

14.3 Séries temporelles journalières du flux de chaleur sensible ($< H >_{24}$) (points noirs), du rayonnement net ($< Rn >_{24}$) (trait continu noir), et du flux dans le sol ($< G >_{24}$) (cercles). Les lignes grises verticales indiquent les deux épisodes pluvieux (respectivement 27 mm et 28 mm de cumul journalier) ; (figure extraite de Guyot *et al.* (2009)). 165

14.4 Série temporelle journalière de la fraction évaporative ($< EF >_{24}$) (figure extraite de Guyot *et al.* (2009)). 167

14.5 Séries temporelles journalière de la perte d'eau du premier mètre de sol (C_{SWD}) pour les trois stations du versant (BS, trait plein ; MS, traits discontinus ; HS, traits en pointillés) (figure extraite de Guyot *et al.* (2009)). 168

14.6 Séries journalières de l'évapotranspiration ($< AET >_{24}$) (barres verticales), de la perte en eau du premier mètre de sol ($< SWD >$), et de $< SWD >$ augmenté de la perte estimée de la nappe de 1 cm par jour, pour une porosité de 5 % (trait foncé discontinu) et pour une porosité de 10 % (trait clair discontinu) (figure extraite de Guyot *et al.* (2009)). 169

15.1 Séries temporelles journalières pour l'année 2008 : des précipitations [mm], de l'humidité du sol à 5 cm au niveau de la station de haut de versant WC [v/v], du rayonnement net $< Rn >_{24}$ $[W/m^2]$, de la fraction évaporative $< EF >_{24}$ [-], et du flux de chaleur latente $< LE >_{24}$ $[W/m^2]$. Les points noirs indiquent des flux calculés avec $< Rn_{SS} >$, les cercles blancs indiquent les flux calculés pour $< Rn_{SH} >$. Les lignes horizontales sur $< EF >_{24}$ indiquent les valeurs choisies compte tenu des hypothèses issues des observations du chapitre 13. Les croix pour $< LE >_{24}$ indiquent le flux de chaleur latente issue des $< EF >_{24}$ correspondantes. 175

15.2 Représentation schématique du système, et de son bilan en eau journalier (P : précipitations ; ETR : évapotranspiration ; dS : stockage temporaire ; Fp : drainage profond ; Ec : écoulements. 176

15.3 Séries temporelles journalières pour l'année 2008 : (1) des précipitations $< P >$ sur le bassin versant [mm] ; (2) des écoulements $< Ec >$ sur le bassin versant [mm] ; (3) de l'$< ETR >$ sur l'empreinte du scintillomètre [mm] pour les deux hypothèses sur le rayonnement ; (4) des cumuls journaliers en [mm], des précipitations $< P >$ (trait noir continu), des écoulements $< Ec >$ (trait discontinu avec tirets et points), et de l'$< ETR >$ pour les deux hypothèses (traits discontinus avec tirets). 177

15.4 Schéma type de fonctionnement de versant sur le bassin de la Donga. $< P >$ sont les précipitations, $< ETR >$ est l'évapotranspiration, $< RR >$ est le ruissellement direct, $< SS >$ est l'écoulement de sub-surface (soit la somme $< SS > + < RR > = < Ec >$ l'écoulement total), et $< Fp >$ le drainage profond. Figure extraite de Kamagaté (2006), et adaptée. 180

15.5 Nombres de couple de valeurs $\overline{u}$ - $u*$ prises en compte dans le calcul en fonction du filtre sur la stabilité pour le site de savane arborée 203

15.6 Nombres de couple de valeurs $\overline{u}$ - $u*$ prises en compte dans le calcul en fonction du filtre sur la stabilité pour le site de savane arbustive. 203

15.7 Nombres de couple de valeurs $\overline{u}$ - $u*$ prises en compte dans le calcul en fonction du filtre sur la stabilité pour le site de cultures. 204

15.8 Couple de valeurs de d et z_0 pour le site de cultures. La taille des cercles représente la largeur du filtre sur la stabilité (Largeur stabilité : 0.05, 0.06, 0.07, 0.08, 0.09, 0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 1, 2). 204

15.9 Données semi-horaires de u* [m/s] en fonction de $\overline{u}$ [m/s] correspondant aux conditions proches de la neutralité (-0.07 $< \xi <$ 0.07) pour le site de sol nu/jachère aux hauteurs 4, 8 et 12 mètres. Les droites de régression sont forcées à l'origine. . 205

15.10 Données semi-horaires de u* [m/s] en fonction de $\overline{u}$ [m/s] correspondant aux conditions proches de la neutralité (-0.3 $< \xi <$ 0.3) pour le site de savane arbustive aux hauteurs 7.4, 9.75 et 12 mètres. Les droites de régression sont forcées à l'origine. 205

15.11 Bilan du rayonnement dans les courtes longueurs d'onde sur les CNR2 des savanes arbustives (ARBU) et arborées (ARBO) versus le CNR1 étalon lors de la mission d'étalonnage en juin 2009. 207

15.12 Bilan du rayonnement dans les grandes longueurs d'onde sur les CNR2 des savanes arbustives (ARBU) et arborées (ARBO) versus le CNR1 étalon lors de la mission d'étalonnage en juin 2009. 208

Liste des tableaux

1 Liste des acronymes et abréviations ix

2 Liste des symboles ix

3 Liste des symboles (suite) x

4 Liste des symboles (suite) xi

5.1 Campagnes de mesures : périodes d'acquisition des données, sites, capteurs, variables mesurées et hauteurs de mesure. 56

5.2 Hauteurs de déplacement, et longueurs de rugosité déterminées sur le site de sol nu/jachère de Nalohou, à partir des données issues de l'anémomètre sonique, par la méthode de Martano pour l'année 2006. 63

5.3 Hauteurs de déplacement et longueurs de rugosité estimées à partir des trois méthodes. Pour le sol nu/jachère et la savane arbustive, nous avons exclu les valeurs irréalistes pour le calcul de la moyenne. Les remarques indiquent des modifications sur le filtrage. 64

6.1 Liste non-exhaustive des cas d'applications de la scintillométrique infrarouge à large ouverture (LAS) (Adapté de Meijninger (2003) et complété). 77

6.2 Liste non-exhaustive des cas d'applications de la scintillométrique infrarouge à large ouverture (LAS) (suite). 78

8.1 Quelques modèles d'empreintes proposés par différents auteurs (adapté de Schmid (2002)). 90

8.2 Surface représentative (90 % du flux pour l'empreinte) pour les quatre cas étudiés, pour l'anémomètre sonique fictif (EC), et pour le LAS. 96

9.1 Liste des incertitudes relatives sur le flux H. 101

11.1 Comparaison entre les composantes radiatives incidentes mesurées à Nalohou et Bira-Bira, pour la période du 15 novembre au 12 décembre 2005 (données semi-horaires). 129

11.2 Tableau récapitulatif des coefficients : étalonnage des capteurs, et coefficients : (i) pour la période sèche ; et (ii) la période humide. 133

12.1 Liste des incertitudes relatives sur le flux de chaleur latente LE. 135

13.1 Paramètres statistiques sur les flux $< Rn >$ et $< H >$ pour les conditions atmosphériques et de surface identifiées. $< Rn_{SS} >$ (resp. $< Rn_{SH} >$) correspond à l'estimation de $< Rn >$ pour la saison sèche (res. saison humide). Les moyennes journalières ont été calculées pour les jours dont le nombre de données était supérieur à 20/24. 155

13.2 Paramètres statistiques entre les flux $< Rn >$ et $< H >$ pour les conditions atmosphériques et de surface identifiées. La police foncée correspond aux valeurs de $< Rn >$ les plus probables pour la période considérée. 161

14.1 Précipitations, infiltration après la pluie, perte en eau cumulée (C_{SWD}). 168

15.1 Cumuls en [mm] des termes du bilan hydrologique, et résultante. 178

15.2 Caractéristiques des instruments déployés sur le bassin versant de l'Ara. 202

15.3 Fonctions $\Phi_u \left[\frac{z-d}{L_{mo}}\right]$ pour une atmosphère instable (d'après Moene (2002)). 209

15.4 Fonctions $\Phi_u \left[\frac{z-d}{L_{mo}}\right]$ pour une atmosphère stable (d'après (Moene, 2002)). 210

15.5 Liste des incertitudes relatives sur l'échelle de température T_*. 212

15.6 Liste des incertitudes relatives sur le flux H. 212

Annexe 1 : Tableau des instruments

Mesure	Emplacement Profondeur ou hauteur	Instrument	Intervalle d'éxécution	Intervalle de stockage	Disponibilité des données
		MESURES ATMOSPHERIQUES PERENNES			
		Station METEO			
Pression atmosphérique ($\overline{P}a$)	2 m	station météo WXT510	10 s.	30 min	Période complète
Température de l'air ($\overline{T}$)	2 m	(Vaisala, Helsinki, Finland)	10 s.	30 min	Période complète
Humidité relative **(RH)**	2 m	-	10 s.	30 min	Période complète
Vitesse du vent ($\overline{v}$)	2 m	-	10 s.	30 min	Période complète
Direction du vent **(Dir vent)**	2 m	-	10 s.	30 min	Période complète
Rayonnement	2 m	CNR1	10 s.	30 min	Période complète
(SWin, SWout, LWin, LWout)		(Kipp and Zonen, Delft, The Netherlands)			
Rayonnement savane arbustive	5 m	Radiomètre CNR2	10 s.	30 min	Décembre 2008
(bilan SW, LW)		(Kipp and Zonen)			à juillet 2009
Rayonnement savane arborée	10 m	Radiomètre CNR2	10 s.	30 min	Décembre 2008
(bilan SW, LW)		(Kipp and Zonen)			à juillet 2009
Fluctuation du signal EM σ_x^2	tours de 5 m	BLS 900	1 s.	1 min	Partiel
	$h_{eq} \sim 19$ m	(Scintec, Rottenburg, Allemagne)			à juillet 2009
Composantes 3D du vent	4.95 m	Anémomètre sonique CSAT3	60 Hz	20 Hz	Avril 2006
(u', v', w')		Campbell Scientific			à juillet 2009
Precipitation Nalo 2 **(P)**	1.20 m	Weighing precipitation gauge (OTT)	5 min	30 min	Période complète
Precipitation Nalo 3 **(P)**	1.20 m	-	5 min	30 min	Période complète
Precipitation Babayaka **(P)**	1.20 m	-	5 min	30 min	Période complète
		MESURES DANS LE SOL PERENNES			
Température du sol **(Ts)**	-0.1, -0.2, -0.4, -0.6,	Thermocouple T108	5 min	60 min	Période complète
	and -1 m	(Campbell Scientific, Inc, Logan, USA)			
Humidité du sol (θ)	-0.1, -0.2, -0.4, -0.6,	CS 616 water content reflectometer	5 min	60 min	Période complète
	and -1 m	(Campbell Scientific)			
Hauteur de la nappe **(h)**	-2, -10 and -20 m	Piezomètres	2 jours	2 jours	Période complète
		Contact gauge OTT KL 010			
		MESURES ATMOSPHERIQUES			
Propriétés aérodynamiques	lié au site	Anémomètre sonique CSAT3	5 min	15min	Mars 2008
d, z0		(Campbell scientific)	60 Hz	20 Hz	

TABLE 15.2 – Caractéristiques des instruments déployés sur le bassin versant de l'Ara.

Annexe 2 : Caractérisation des paramètres aérodynamiques

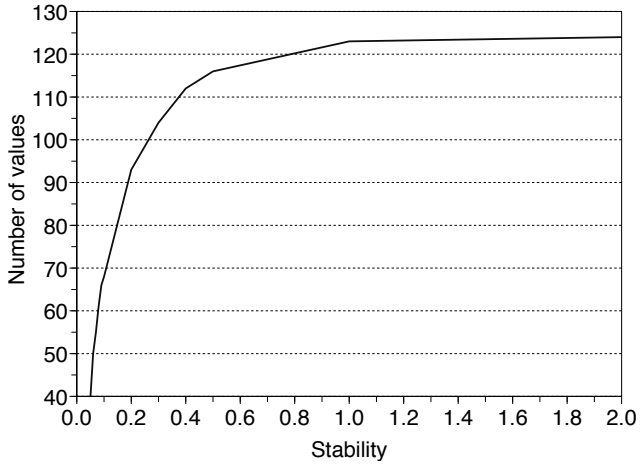

FIGURE 15.5 – Nombres de couple de valeurs $\overline{u}$ - $u*$ prises en compte dans le calcul en fonction du filtre sur la stabilité pour le site de savane arborée

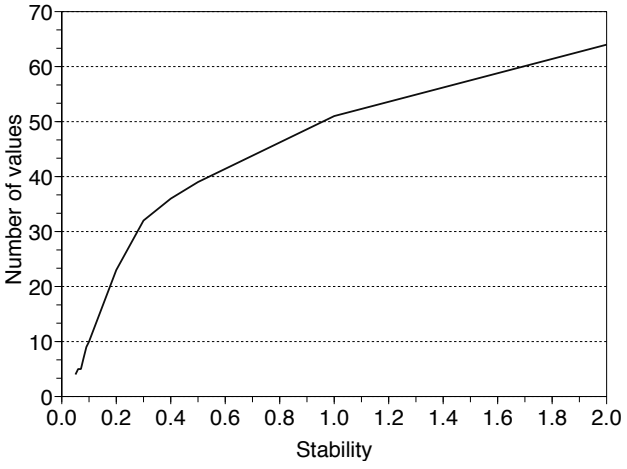

FIGURE 15.6 – Nombres de couple de valeurs $\overline{u}$ - $u*$ prises en compte dans le calcul en fonction du filtre sur la stabilité pour le site de savane arbustive.

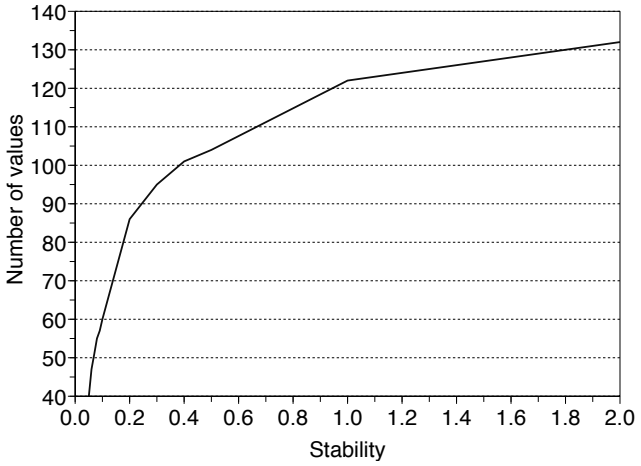

FIGURE 15.7 – Nombres de couple de valeurs $\overline{u}$ - $u*$ prises en compte dans le calcul en fonction du filtre sur la stabilité pour le site de cultures.

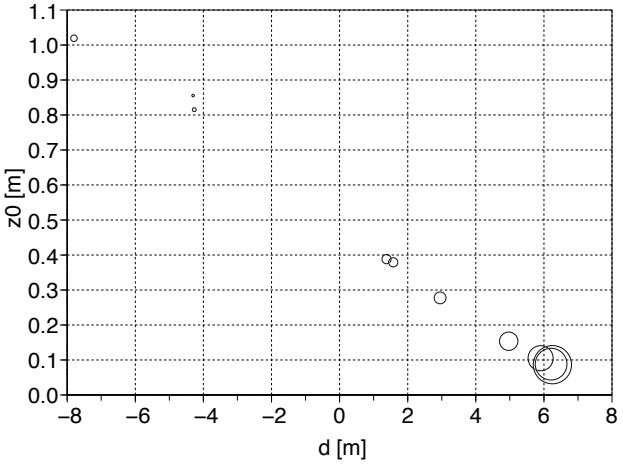

FIGURE 15.8 – Couple de valeurs de d et z_0 pour le site de cultures. La taille des cercles représente la largeur du filtre sur la stabilité (Largeur stabilité : 0.05, 0.06, 0.07, 0.08, 0.09, 0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 1, 2).

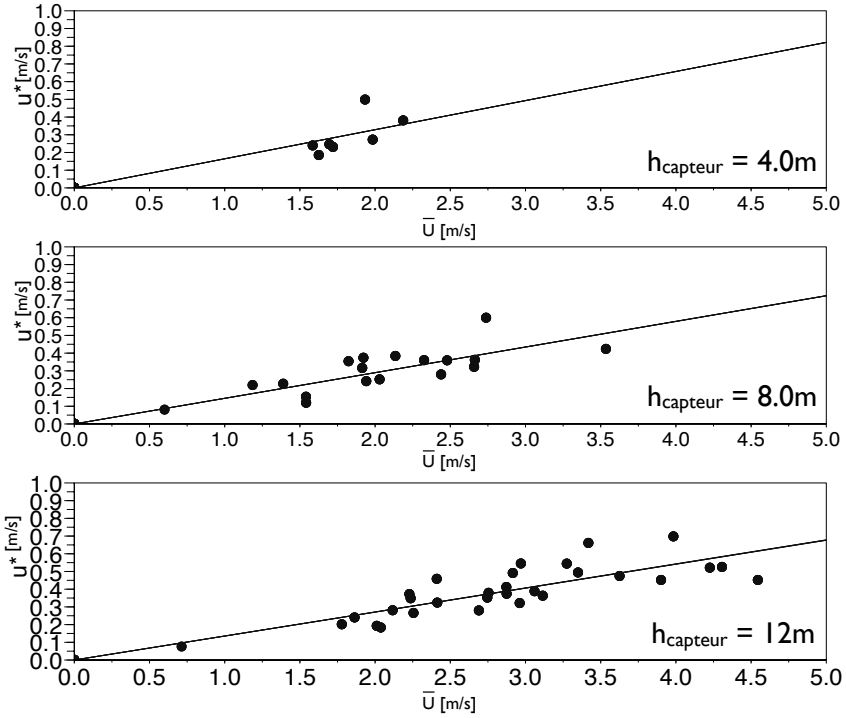

FIGURE 15.9 – Données semi-horaires de u* [m/s] en fonction de $\overline{u}$ [m/s] correspondant aux conditions proches de la neutralité (-0.07 $< \xi <$ 0.07) pour le site de sol nu/jachère aux hauteurs 4, 8 et 12 mètres. Les droites de régression sont forcées à l'origine.

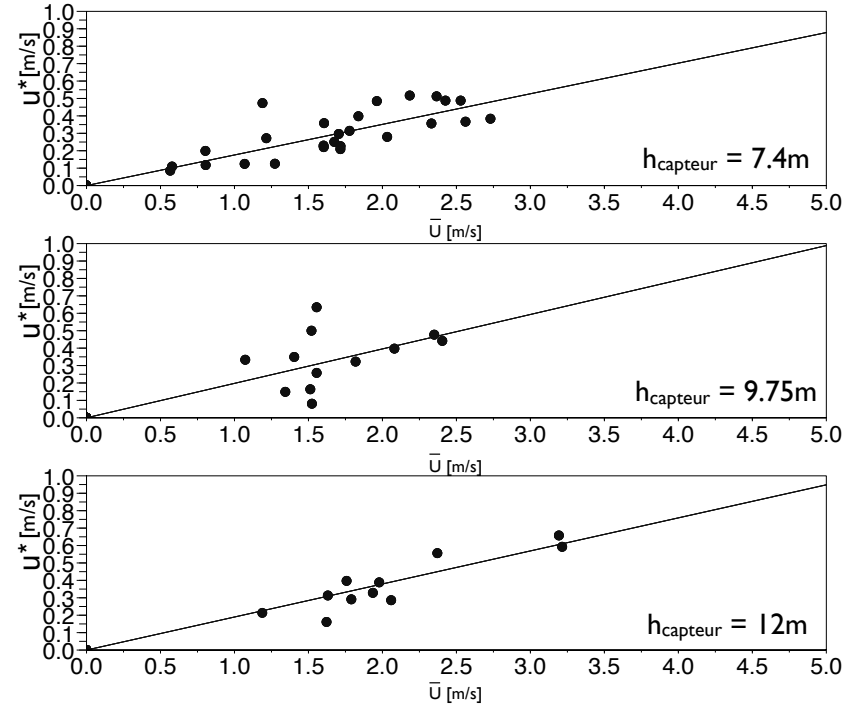

FIGURE 15.10 – Données semi-horaires de u* [m/s] en fonction de $\overline{u}$ [m/s] correspondant aux conditions proches de la neutralité (-0.3 $< \xi <$ 0.3) pour le site de savane arbustive aux hauteurs 7.4, 9.75 et 12 mètres. Les droites de régression sont forcées à l'origine.

Annexe 3 : Etalonnage des stations de rayonnement

Capteurs utilisés Pour mesurer l'ensemble des composantes du rayonnement solaire, on utilise couramment deux types de capteurs fonctionnant chacun dans un domaine du spectre EM. *Un pyrgéomètre* est un radiomètre fonctionnant grâce à une thermopile (ensemble de thermocouples montés en série) qui est sensible au rayonnement l'atteignant. Pour que la thermopile ne soit sensible qu'aux rayonnement dans le proche infrarouge, elle est montée sous une coupelle possédant un filtre absorbant le reste du spectre EM (elle laisse passer la gamme du spectre entre 3,5 et 100 micromètres). Il faut cependant corriger le rayonnement mesuré par la température du pyrgéomètre lui même, qui est mesurée indépendamment par une sonde de température (la correction à appliquer est fournie par le constructeur de l'instrument). *Les pyranomètres* sont des instruments semblables, mais ne mesurant que dans le visible (le filtre utilisé le rend sensible aux longueurs d'ondes comprises entre 300 et 2500 nanomètres). La radiation dans le visible est dans ce cas directement proportionnelle au voltage mesuré.

Etalonnage des capteurs L'étalonnage des stations a été effectué au cours de plusieurs missions d'étalonnage (Galle, 2009), à partir d'un CNR1 mobile dédié à ce travail. Ces missions ont montré une faible déviation du CNR1 de la station pérenne, de l'ordre de 1% sur deux ans. Les deux CNR2 ont également montré une faible déviation par rapport au CNR1 étalon (2% de déviation maximum, figures 15.11 et 15.12).

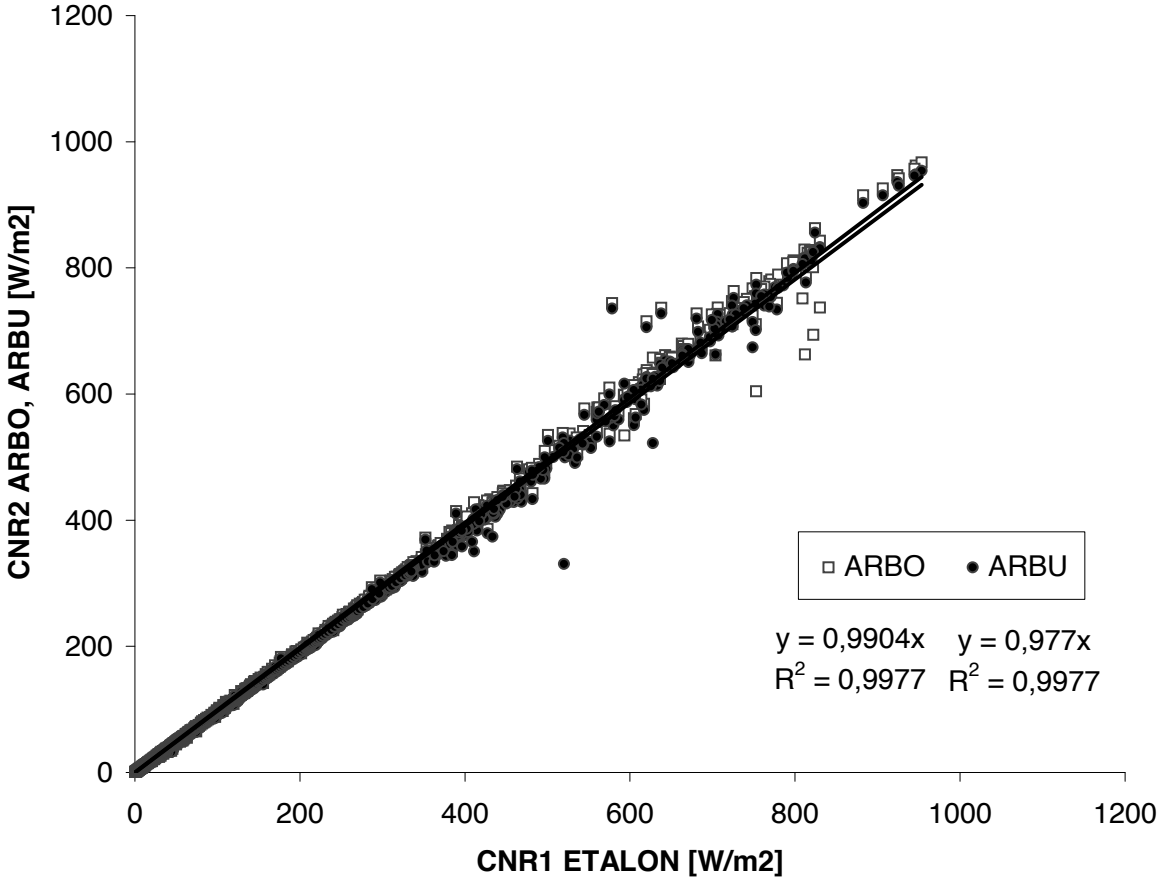

FIGURE 15.11 – Bilan du rayonnement dans les courtes longueurs d'onde sur les CNR2 des savanes arbustives (ARBU) et arborées (ARBO) versus le CNR1 étalon lors de la mission d'étalonnage en juin 2009.

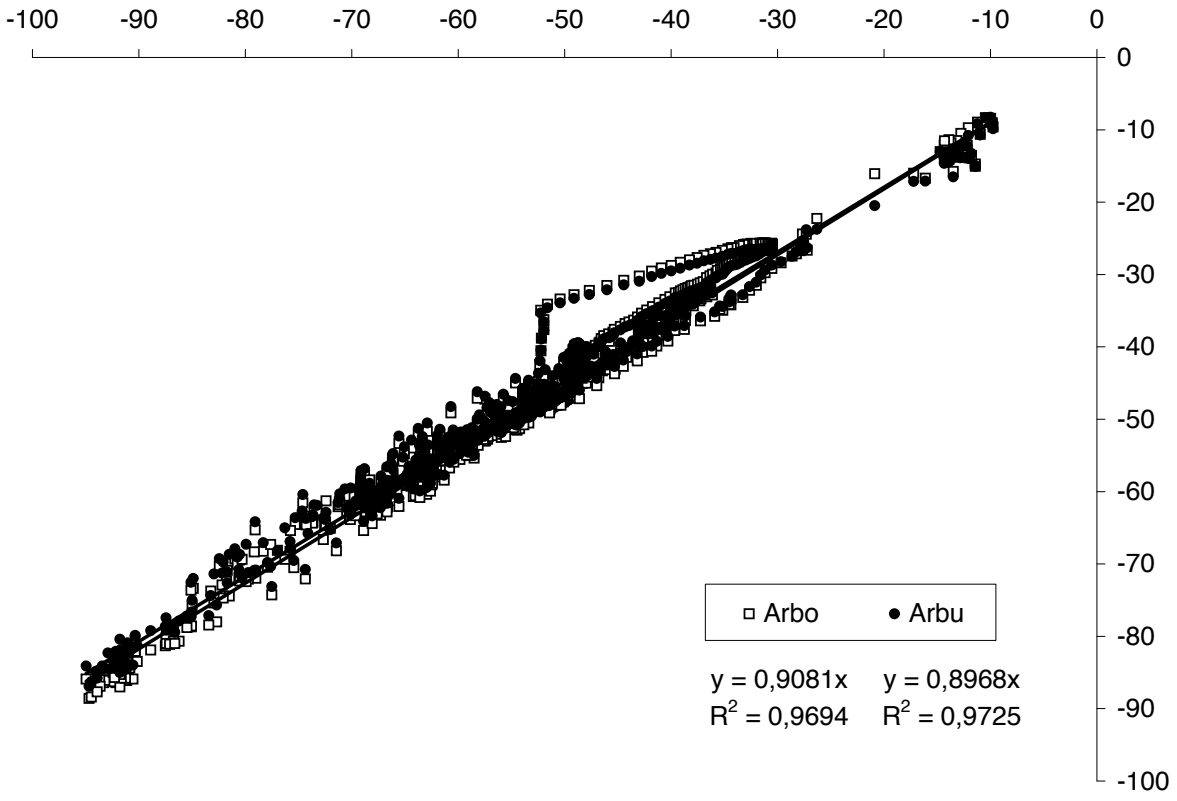

FIGURE 15.12 – Bilan du rayonnement dans les grandes longueurs d'onde sur les CNR2 des savanes arbustives (ARBU) et arborées (ARBO) versus le CNR1 étalon lors de la mission d'étalonnage en juin 2009.

Annexe 4 : fonctions de Businger - Dyer

Fonctions de Businger-Dyer $\phi_u = (1+16 \mid z/L \mid)^{-1/4}$ pour -2 $< \xi <$ 0

$\phi_u = (1+ 5$ z/L) pour 0 $< \xi <$ 1

$\phi_T = (1+16 \mid z/L \mid)^{-1/2}$ pour -2 $< \xi <$ 0

$\phi_T =$(1+ 5 z/L) pour 0 $< \xi <$ 1

Dans l'équation du profil de vent (Eq. (4.13)), apparaissent les formes intégrées des fonctions ϕ_u. Ψ_u est égale à l'intégrale de (1 - ϕ_u)/(z/L) entre z_0/L et z/L. Pour les cas stables, Ψ_u est donc égale à -5z/L. Pour les cas instables, Ψ_u est décrire dans Kaimal et Finnigan (1994).

Fonctions Φ_u La fonction $\Phi_u \left[\frac{z-d}{L_{mo}}\right]$ (Eq. (7.7)) dépend de la stabilité de l'atmosphère à l'instant t. Cependant, suivant les auteurs, et les conditions dans lesquelles ils ont réalisé les expériences, les valeurs divergent. Cette annexe est un récapitulatif (tableau 15.4 pour les cas stables et tableau 15.3 pour les cas instables) des diverses fonctions utilisées dans la littérature.

Formule	Coefficients	Référence
$C_{TT1}\left[1 - C_{TT2}\frac{z-d}{L_{mo}}\right]^{-2/3}$	$C_{TT1} = 4.9$, $C_{TT2} = 7$	Wyngaard et al. (1973)
$C_{TT1}\left[1 - C_{TT2}\frac{z-d}{L_{mo}}\right]^{-2/3}$	$C_{TT1} = 4.9$, $C_{TT2} = 6.1$	Andreas (1988)
$C_{TT1}\left[1 - C_{TT2}\frac{z-d}{L_{mo}}\right]^{-2/3}$	$C_{TT1} = 4.9$, $C_{TT2} = 9$	de Bruin et al.(1993)
$C_{TT1}\left[1 + C_{TT2}\left\|\frac{z-d}{L_{mo}}\right\|\right]^{-2/3}$	$C_{TT1} = 8.1$, $C_{TT2} = 15$	Hill et al. (1992)
$\left[1 + C_{TT1}\left(\frac{z-d}{L_{mo}} + C_{TT3}\right) + C_{TT2}\left(\frac{z-d}{L_{mo}} + C_{TT3}\right)^{10}\right]^{-2}$	$C_{TT1} = 0.45$ $C_{TT2} = 0.01$, $C_{TT3} = 1.5$	Wesely (1976)
$4\,k^{-2/3}\,\beta_1\left[1 - C_{TT2}\frac{z-d}{L_{mo}} + C_{TT3}\left[\frac{z-d}{L_{mo}}\right]^2\right]^{-1/3}$	$\beta_1 = 0.86$, $C_{TT2} = 7$ $C_{TT3} = 75$	Thierman and Grassl. (1992)

TABLE 15.3 – Fonctions $\Phi_u \left[\frac{z-d}{L_{mo}}\right]$ pour une atmosphère instable (d'après Moene (2002)).

Formule	Coefficients	Référence
$C_{sTT1}\left[1+C_{sTT2}\left[\frac{z-d}{L_{mo}}\right]^{2/3}\right]$	$C_{sTT1}=4.9$, $C_{sTT2}=2.4$	Wyngaard (1973)
$C_{sTT1}\left[1+C_{sTT2}\frac{z-d}{L_{mo}}\right]$	$C_{sTT1}=4.9$, $C_{sTT2}=2.75$	Wyngaard et al. (1971)
$C_{sTT1}\left[1+C_{sTT2}\left[\frac{z-d}{L_{mo}}\right]\right]^{2/3}$	$C_{sTT1}=4.9$, $C_{sTT2}=2.2$	Andreas (1988)
$C_{sTT1}\left[1+C_{sTT2}\frac{z-d}{L_{mo}}\right]$	$C_{sTT1}=4.9$, $C_{sTT2}=0$	de Bruin et al. (1993)
$4\,k^{-2/3}\,\beta_1\left[1+C_{TT2}\frac{z-d}{L_{mo}}+C_{TT3}\left[\frac{z-d}{L_{mo}}\right]^2\right]^{1/3}$	$\beta_1=0.86$, $C_{TT2}=7$ $C_{TT3}=20$	Thierman and Grassl. (1992)

TABLE 15.4 – Fonctions $\Phi_u\left[\frac{z-d}{L_{mo}}\right]$ pour une atmosphère stable (d'après (Moene, 2002)).

Annexe 5 : Erreurs et incertitudes

Il est nécessaire de distinguer les différents types d'erreurs rencontrées lors de la mesure d'un paramètre :

La précision de la mesure est l'écart aléatoire, qui peut être traité statistiquement.

La justesse ou exactitude est la différence entre les résultats de la mesure et la vraie valeur.

Il est possible dans ces deux cas d'apporter une validation de la mesure, et d'estimer au final une incertitude sur le paramètre recherché. La fréquence d'échantillonnage est telle que l'on suppose en première approximation la précision de la mesure presque nulle, sauf exception (pour le rayonnement par exemple). L'erreur de justesse traduit la différence entre les valeurs mesurées et la valeur vraie de la grandeur en question. Elle est une erreur dite systématique. Différentes sources d'erreurs sont possibles :

1. L'erreur d'instrumentation est due aux incertitudes d'étalonnage des instruments.
2. L'erreur de méthode tient au fait que les modèles ne correspondent pas rigoureusement aux équations théoriques associées aux dispositifs expérimentaux.
3. L'erreur de l'opérateur, due à une mauvaise interprétation des données, un mauvais arrondi par exemple.

Dans le cas précis, il va falloir estimer principalement des erreurs d'instrumentation, et déterminer quelle peut être leur propagation sur le calcul final du bilan. D'après l'équation du bilan d'énergie, l'incertitude sur le flux de chaleur latente provient des incertitudes respectives sur les différents termes du bilan d'énergie, à savoir H, G et Rn.

$$\triangle Le = \triangle G + \triangle Rn + \triangle H \tag{15.3}$$

Incertitude sur H Le flux H est obtenu à partir de l'équation 4.6 du chapitre 4. Cette équation exprime après différenciation, l'incertitude relative sur le flux de chaleur sensible suivant (15.4) :

$$\frac{\triangle H}{H} = \frac{\triangle \rho_{air}}{\rho_{air}} + \frac{\triangle Cp}{Cp} + \frac{\triangle u_*}{u_*} + \frac{\triangle T_*}{T_*} \tag{15.4}$$

avec

$$\frac{\triangle \rho_{air}}{\rho_{air}} = \frac{\triangle T}{T} + \frac{\triangle P}{P} \tag{15.5}$$

Incertitude sur u_*

$$\frac{\triangle u_*}{u_*} = \frac{\triangle u_{sc}}{u_{sc}} + \frac{\frac{\triangle (z-d)}{(z-d)} + \frac{\triangle z_0}{z_0}}{ln\left[\frac{z-d}{z_0}\right]} + \frac{\triangle \phi}{\phi} \tag{15.6}$$

Incertitude sur T_* L'expression de T_* est donnée par l'équation (7.7) du chapitre 7. On peut intégrer cette expression pour obtenir (15.7) :

$$\frac{\triangle T_*}{T_*} = \frac{2}{3}\frac{\triangle(z-d)}{(z-d)} + \frac{\triangle g}{g} + \frac{\triangle C_T^2}{C_T^2} \tag{15.7}$$

L'incertitude relative de l'indice de réfraction est donnée par (15.8) :

$$\frac{\triangle C_T^2}{C_T^2} = \frac{\triangle \sigma_x^2}{\sigma_x 2} + \frac{7}{6}\frac{\triangle D}{D} + 3\frac{\triangle L}{L} + 4\frac{\triangle T}{T} + \frac{\triangle P}{P} + 2\frac{\Delta(\beta\, 0.031\, +\, 1)}{(1\, +0.031\beta)} \tag{15.8}$$

Et l'incertitude sur la fonction g par l'expression (15.9) :

$$\frac{\triangle g}{g} = \frac{2}{3}\frac{\Delta\left[\frac{z}{L_{mo}}\right]}{1-7\frac{z}{L_{mo}}} \tag{15.9}$$

Terme	Incertitude relative
$\frac{\triangle(z-d)}{(z-d)}$	0.05
$\frac{\triangle g}{g}$	0.006-0.005
$\frac{\triangle \sigma_x^2}{\sigma_x^2}$	0.01
$\frac{\triangle D}{D}$	0.006
$\frac{\triangle L}{L}$	0.001
$\frac{\triangle T}{T}$	0.005
$\frac{\triangle P}{P}$	0.001
$\frac{\triangle T_*}{T_*}$	0.07

TABLE 15.5 – Liste des incertitudes relatives sur l'échelle de température T_*.

Incertitude sur H Le tableau 15.6 effectue un récapitulatif des erreurs de mesures estimées sur H. Il faut cependant considérer que l'estimation de H passe par un calcul itératif et que la propagation de l'erreur dans ce calcul itératif n'est pas décrite ici.

Terme	Incertitude relative
$\frac{\triangle \rho_{air}}{\rho_{air}}$	0.03
$\frac{\triangle Cp}{Cp}$	0.004
$\frac{\triangle u_*}{u_*}$	0.025
$\frac{\triangle T_*}{T_*}$	0.07
$\frac{\triangle H}{H}$	0.13

TABLE 15.6 – Liste des incertitudes relatives sur le flux H.

Bibliographie

Affaton P. (1987). *Le bassin des Voltas (Afrique de l'Ouest) : une marge passive du protérozoïique supérieur tectonisé au panafricain.* Thèse d'état, volume 2, en français, Université d'Aix-Marseille.

Ali A. et Lebel T. (2006). The Sahelian standardized rainfall index revisited. *International Journal of Climatology* **29, Issue 12**, pp. 1705–1714.

Allen R. G., Pereira L. S., Raes D. et Smith M. (1998). Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements. *FAO Irrigation and Drainage Papers 56*, pp. 300.

Anandakumar K. (1999). Sensible heat flux over a wheat canopy : optical scintillometer measurements and surface renewal analysis estimations. *Agricultural and Forest Meteorology* **96**, pp. 145–156.

Andreas E. L. (1989). Two wavelength Method for Measuring Path-Averaged Turbulent Surface Heat Fluxes. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **6**, pp. 280–292.

Andreas E. L. (1990). Using Scintillation at Two Wavelenght Method to Measure Path-Averaged Turbulent Heat Fluxes in Free Convection. *Boundary Layer Meteorology* **54**, pp. 167–182.

Arago F. (1852). *Annuaire du bureau des longitudes.* pp. 363–504.

Arago F., Barral J.-A. et Fourens P. (1862). *Oeuvres complètes de François Arago.* Paris, Gide Editeurs, pp. 646.

Asanuma A. et Lemoto K. (2007). Measurements of regional sensible heat flux over Mongolian grassland using large aperture scintillometer. *Journal of Hydrology* **333**, pp. 58–67.

Aubinet M., Grelle A., Ibrom A., Rannik U., Moncrieff J., Foken T., Kowalski A. S., Martin P. H., Berbigier P., Bernhofer C., Clement R., Elbers J., Granier A., Greenwald T., Morgenstern K., Pilegaard K., Rebmann C., Snijders W., Valentini R., Vesala T. et Raffaelli R. (1999). Estimates of the Annual Net Carbon and Water Exchange of Forests : The EUROFLUX Methodology. *Advances in Ecological Research* **30**, pp. 113–175.

Bagayoko F., Yonkeu S., Elbers J. et van de Giesen N. (2007). Energy partitionning over the West African savanna : Multi-year evaporation and surface conductance measurements. *Journal of Hydrology* **334**, pp. 549–559.

Baldocchi D. (1997). Flux footprints within and over forest canopies. *Boundary-Layer Meteorology* **96**, pp. 273–292.

Baldocchi D. (2003). Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems : past, present and future. *Global Change Biology* **9**, pp. 1–14.

Balsamo G., Beljaars A. et Scipal K. (2008). A Revised Hydrology for the ECMWF Model : Verification from Field Site to Terrestrial Water Storage and Impact in the Integrated Forecast System. *Journal of Hydrometeorology* **10**, pp. 623–643.

Bastiaanssen W. (1999). SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *Journal of Hydrology* **229**, pp. 87–100.

Berdja A. (2007). *Effets de la Turbulence Atmosphérique lors de l'Observation du Soleil à Haute résolution Angulaire*. Thèse, en français, Université de Nice-Sophia Antipolis.

Beven K. (1989). Changing ideas in hydrology - the case of physically-based models. *Journal of Hydrology* **105**, pp. 157–172.

Blanchard M. (2007). *Structure et dynamique saisonnière de la végétation sur quatre faciès du bassin versant de la Donga*. Rapport de Master, Direction de l'hydraulique du Bénin, Institut de Recherche pour le Développement.

Boko M., Nyong C., Vogel A., Githeko A., Medany M., Osman-Elasha B., Tabo R. et Yanda P. (2007). *Africa : Climate Change 2007 : Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assesment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Parry M. L., Canziani, O.F., Palutikof, J.P., van den Linde, P.J., Hanson, C.E. Ed., pp. 433–467.

Boone A., de Rosnay P., Balsamo G., Beljaars A., Chopin F., Decharme B., Delire C., Ducharne A., Gascoin S., Grippa M., Guichard F. c., Gusev Y., Harris P., Jarlan L., Kergoat L., Mougin E., Nasonova O., Norgaard A., Orgeval T., Ottlé C., Poccard-Leclercq I., Polcher J., Sandholt I., Saux-Picart S., Taylor C. et Xue Y. (2009). The AMMA Land Surface Model Intercomparison Project (ALMIP). *Bulletin of the American Meteorological Society* **90**(12), pp. 1865–1880.

Braud I., Dantas-Antonino A., Vauclin M., Thony J.-L. et Ruelle P. (1995). A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field verification. *Journal of Hydrology* **166**, pp. 213–250.

Braud I., Noilhan J., Bessemoulin P., Mascart P., Haverkamp R. et Vauclin M. (1993). Bare-Ground Surface Heat and Water Exchanges under dry conditions : Observations and parametrization. *Boundary-Layer Meteorology* **66**, pp. 173–200.

Breman H. et Kessler J.-J. (1995). *Woody plants in Agro-Ecosystems of semi-arid regions with Emphasis on the Sahelian Countries*. Advanced Series in Agricultural Sciences, Heidelberg, pp. 340.

Brutsaert W. (1975). On derivable formula for longwave radiation from clear skies. *Water Resources Research* **11**, pp. 742–744.

Brutsaert W. (1982). *Evaporation into the atmosphere*. Editions D. Reidel, 1st edition, pp. 299.

Businger J. A., Wyngaard J. C., Izumi Y. et Bradley E. F. (1970). Flux-Profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer. *Journal of the Atmospheric Sciences* **28**, pp. 181–189.

Cain J. D., Rosier P. T. W., Meijninger W. M. L. et De Bruin H. A. R. (2001). Spatially averaged sensible heat fluxes measured over barley. *Agricultural and Forest Meteorology* **107**, pp. 307–322.

Caird M. A., Richards J. et Donovan L. (2007). Nighttime Stomatal Conductance and Transpiration in C3 and C4 Plants. *Plant Physiology* **143**, pp. 4–10.

Canut G., Lothon M., Saïd F. et Lohou F. (2009). Observation of entrainment at the interface between monsoon flow and the Saharan Air Layer. *Quaterly Journal of the Royal Meteorological Society* **135**, pp. 34–46.

Charney J., Stone P. et Quirk W. (1975). Drought in the Sahara : A biogeophysical feedback mechanism. *Science* **187**, pp. 434–435.

Chehbouni A., Santiago F., Dedieu G., Goodrich D. C. et Unkrich C. (2000). Estimation of heat and momentum fluxes over complex terrain using a large aperture scintillometer. *Agricultural and Forest Meteorology* **105**, pp. 215–226.

Clifford S. F., Ochs G. R. et Lawrence R. S. (1974). Saturation of optical scintillation by strong turbulence. *Journal of the Optical Society of America* **64**, pp. 148–154.

Cook K. et Vizy E. (2006). Coupled model simulations of the West African Monsoon System : Twentieth and twenty-first century simulations. *Journal of Climate* **19**, pp. 3681–3703.

Cooney J., Petri K. et Salik A. (1985). Measurements of high resolution atmospheric water vapor profiles by the use of a solar-blind Raman lidar. *Applied Optics* **24**, pp. 104–108.

Coudert B. (2006). *Apport des mesures de température de surface par télédétection infrarouge thermique pour la modélisation des échanges d'énergie et d'eau à l'interface sol végétation atmosphère*. Thèse, en français, Université de Versailles Saint Quentin en Yvelines.

Coulter K. L. et Wesely M. L. (1980). Estimates of Surface Heat Flux from Solar and Laser Scintillation Measurements in the Unstable Boundary Layer. *Journal of Applied Meteorology* **19**, pp. 1209–1222.

Culf A. D. et Gash J. H. C. (1993). Longwave Radiation from Clear Skies in Niger : A comparison of Observations with Simple Formulas. *Journal of Applied Meteorology* **32**, pp. 539–547.

De Bruin H. A. R. (2002). Introduction : Renaissance of Scintillometry. *Boundary-Layer Meteorology* **105**, pp. 1–4.

De Bruin H. A. R., van den Hurk B. J. J. M. et Kohsiek W. (1995). The scintillation method tested over a dry vineyard area. *International Journal of Climatology* **15**, pp. 1253–1272.

De Vries D. A. et Philip J. (1986). Soil Heat Flux, thermal conductivity and the null-alignment method. *Soil Science Society of America Journal* **50**, pp. 12–18.

Depraetere C., Gosset M., Ploix S. et Laurent H. (2009). The organization and kinematics of tropical rainfall systems ground tracked at mesoscale with gages : First results from the campaigns 1999-2006 on the Upper Ouémé Valley (Bénin). *Journal of Hydrology* **375**, pp. 143–160.

Descloitres M., Séguis L., Wubda M., Legchenko A., Cohard J.-M., Guyot A., Galle S., Laurent J.-P., Genthon P., Hinderer J. et Pfeffer J. (2009). Contribution of MRS and resistivity methods to the interpretation of gravimetrical measurements in North Benin. *RMS 2009 proceedings, Grenoble.*

Diak G. R., Mecikalski J. R., Anderson M. C., Norman J. M., Kustas W. P., Torn R. D. et DeWolf R. L. (2004). Estimating Land Surface Energy Budgets from Space. *Bulletin of the American Meteorological Society*, pp. 65–76.

Dyer A. J. (1974). A review of flux-profile relationships. *Boundary-Layer Meteorology*, pp. 363–372.

Eichinger W., Cooper D., Chen L., Hipps L., Kao C.-Y. et Prueger J. (2000). Estimation of spatially latent heat flux over complex terrain from a Raman Lidar. *Agricultural and Forest Meteorology* **105**, pp. 145–159.

Eltahir E. (1998). A soil moisture-rainfall feedback mechanism. 1 - Theory and observations. *Water Resources Research* **34**, pp. 765–776.

Eltahir E. et Gong C. (1996). Dynamics of Dry and Wet years in West Africa. *Journal of Climate* **9**, pp. 1030–1042.

Ezzahar J., Chehbouni A., Hoedjes J. et Chehbouni A. (2007). On the application of scintillometry over heterogeneous grids. *Journal of Hydrology* **334**, pp. 493–501.

Ezzahar J., Chehbouni A., Hoedjes J., Ramier D., Boulain N., Boubkraoui S., Cappelaere B., Descroix L., Mougenot B. et Timouk F. (2009). Combining scintillometer and aggregation schemes to estimate area-averaged latent heat flux during AMMA experiment. *Journal of Hydrology* **375, Issues 1-2**, pp. 217–226.

Farr T., Hensley S., Rodriguez E., Martin J. et Kobrick M. (2000). The Shuttle Radar Topography Mission. *Proceedings of the CEOS SAR Workshop, 26-29 october 1999, ESA SP-450, CNES, Toulouse*, pp. 361–363.

Fourier J. B. (1822). *Théorie Analytique de la Chaleur*, Volume Oeuvres, Vol. 1. Firmin-Didot.

Fourier J. B. (1827). *Mémoire sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaires*, Volume VII. Mémoires de l'Académie royale des sciences de l'Institut de France, pp. 570–604.

Fried D. (1969). Remote Probing of the Optical Strength of Atmospheric Turbulence and Wind Velocity. *Proceedings of the Institute of Electrical and Electronics Engineers* **57**.

Galle S. (2009). *Rapport de mission. Etalonnage des mesures de rayonnement. Bassin versant de la Donga. 24-28 janvier 2009.* Communication personnelle.

Garrat J. R. (1992). *The Atmospheric Boundary Layer.* Cambridge University Press, pp. 335.

Gash J. (1986). A note on estimating the effect of a limited fetch on micrometeorological evaporation measurements. *Boundary-Layer Meteorology* **35**, pp. 409–414.

Goode K. et Belcher S. E. (1999). On the Parametrisation of the Effective Roughness Length for Momentum Transfer over Heterogeneous Terrain. *Boundary-Layer Meteorology* **93**, pp. 133–154.

Goutorbe J.-P., Lebel T., Tinga A., Bessemoulin P., Dolman A., Engman E., Gash J., Hoepffner M., Kabat P., Kerr Y., Monteny B., Prince S., Saïd F., Sellers P. et Wallace J. (1994). HAPEX-SAHEL : a large-scale study of land-atmosphere interactions in the semi-arid tropics. *Annales Geophysicae* **12**(1), pp. 53–64.

Green A. E., Astill M. S., J. M. K. et Nieveen J. P. (2001). Path-Averaged surface fluxes determined from infrared and microwaves scintillometers. *Agricultural and Forest Meteorology* **109**(3), pp. 233–247.

Green A. E., Green S. R., Astill M. S. et Caspari H. (2000). Estimating latent heat flux from a vineyeard valley using scintillometry. *Journal of Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences* **11**, pp. 525–542.

Gryning S. E., Holtslag A. A. M., Irwin J. S. et Sivertsen B. (1997). Applied dispersion modeling based on meteorological scaling parameters. *Atmospheric Environment* **21 (1)**, pp. 79–89.

Guyot A. (2006). *Evaluation des flux d'évapotranspiration par scintillométrie à l'échelle du bassin versant.* Rapport de Master, Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement, Université Joseph Fourier, Grenoble.

Guyot A., Cohard J.-M., Anquetin S., Galle S. et Lloyd C. R. (2009). Combined analysis of energy and water balances to estimate latent heat flux of a Sudanian small catchment. *Journal of Hydrology* **375, Issues 1-2**, pp. 227–240.

Guyot G. (1999). *Climatologie de l'Environnement*. Editions Dunod, pp. 525.

Haenel H. et Grünhage L. (1999). Footprint analysis : a closed analytical solution based on height-dependent profiles of wind speed and eddy viscosity. *Boundary-Layer Meteorology* **93**, pp. 395–409.

Hanks R. J. et Jacobs H. S. (1971). Comparaison of the calorimetric and flux meter measurements of soil heat flow. *Soil Science Society of America Proceedings* **35**, pp. 671–674.

Hartogensis O. (2006). *Exploring Scintillometry in the stable Atmospheric Surface Layer*. Ph.D. Thesis, Wageningen University, The Netherlands.

Hartogensis O. K., Watts C. J., Rodriguez J. et Bruin H. D. (2003). Derivation of an Effective Height for Scintillometers : La Poza Experiment in Northwest Mexico. *Journal of Hydrometeorology* **4**(5), pp. 915–928.

Heusinkveld B. G., Jacobs A. F. G., Holtslag A. A. M. et Berkowicz S. M. (2004). Surface energy balance closure in an arid region : role of soil heat flux. *Agricultural and Forest Meteorology* **122**(1-2), pp. 21–37.

Hill R. J. (1988). Comparison of Scintillation Methods for Measuring the Inner Scale of Turbulence. *Applied Optics* **27**, pp. 2187–2193.

Hill R. J. (1992). Review of optical scintillation methods of measuring the refractive-index spectrum, inner scale and surface fluxes. *Waves in Random and Complex Media* **2**(3), pp. 179 – 201.

Hill R. J. et Ochs G. R. (1983). Surface Layer Micrometeorology by Optical Scintillation Techniques. In *Topical Meeting Optical Techniques Remote Probing Atmosphere*, Lake Tahoe, NV.

Hill R. J., Ochs G. R. et Wilson J. J. (1992). Measuring surface layer fluxes of heat and momentum using optical scintillation. *Boundary-Layer Meteorology* **58**, pp. 391–408.

Hillel D. (1998). *Environmental Soil Physics*. Academic Press, pp. 771.

Hoedjes J., Chebouni A., Ezzahar J., Escadafal R. et de Bruin H. (2007). Comparison of Large Aperture scintillometer and eddy covariance measurements : Can Thermal infrared data be used to capture footprint induced differences ? *Journal of Hydrometeorology* **8**, pp. 194–206.

Hoedjes J. C. B., Zuurbier R. M. et Watts C. J. (2002). Large Aperture Scintillometer used over a homogeneous irriguated area, partly affected by regional advection. *Boundary Layer Meteorology* **105**, pp. 99–117.

Hoegstroem U. (1988). Nondimensional wind and temperature profiles. *Boundary Layer Meteorology* **42**, pp. 55–78.

Holtslag A. A. M. et Nieuwstadt F. T. M. (1986). Scaling the atmospheric boundary layer. *Boundary Layer Meteorology* **36**, pp. 201–209.

Horst T. (1999). The footprint for estimation of atmosphere-surface exchange fluxes by profile techniques. *Boundary Layer Meteorology* **90**, pp. 171–188.

Horst T. W. et Weil J. C. (1992). Footprint estimation for scalar flux measurements in the atmospheric surface layer. *Boundary-Layer Meteorology* **59**(3), pp. 279–296.

Horton R. et Wierenga P. J. (1983). Estimating the Soil Heat Flux from Observations of Soil Temperature Near the Surface. *Soil Science Society of America Journal* **47**(1), pp. 14–20.

Hsieh C.-I., Katul G. et Tze-wen C. (2000). An approximate analytical model for footprint estimation of scalar fluxes in thermally stratified atmospheric flows. *Advances in Water Resources* **23**(1), pp. 765–772.

Janicot S. (1992). Spatio-temporal variability of West African rainfalls : Part I : regionalizations and typings. *Journal of Climate* **5**, pp. 489–498.

Janicot S., Harzallah A., Fontaine B. et Moron V. (1997). West African Monsoon Dynamics and Eastern Equatorial Atlantic and Pacific SST Anomalies (1970-88). *Journal of Climate* **11**, pp. 1874–1882.

Janicot S. et Sultan B. (2007). The Large Scale context of the West African Monsoon in 2006. *CLIVAR Exchanges, International CLIVAR project office, Southampton, UK* **12**, pp. 11–17.

Judex M., Röhrig J., Schulz O. et Thamm H.-P. (2009). IMPETUS Atlas du Bénin. Résultats de recherche 2000-2007. Troisième Edition. *Département de Géographie, Université de Bonn, Allemagne*.

Kaimal J. C. et Finnigan J. J. (1994). *Atmospheric Boundary Layer Flows*. Oxford University Press Editors.

Kalapureddy M., Lothon M., Campistron B., Lohou F. et Saïd F. (2009). Wind profiler analysis of the African Easterly Jet in relation with the boundary layer and the Saharan heat-low. *Quaternaly Journal of the Royal Meteorological Society* **135**, pp. 77–91.

Kamagaté B., Séguis L., Favreau G., Seidel J.-L., Descloitres M. et Affaton P. (2007). Hydrological processes and water balance of a tropical crystalline bedrock catchment in Benin (Donga, Upper Oueme River). *Comptes Rendus Geosciences* **339**(6), pp. 418–429.

Kamagaté B. (2006). *Fonctionnement hydrologique et origine des écoulements sur un bassin versant de milieu tropical de socle au Bénin : bassin versant de la Donga (haute vallée de l'Ouémé)*. Thèse, en français, Université Montpellier II.

Kanda M., Moriwaki R., Roth M. et Oke T. (2004). Area-averaged Sensible Heat Flux and a new method to determine Zero-Plane Displacement Length over an Urban Area using Scintillometry. *Earth and Environmental science* **105**, pp. 177–193.

Kiehl J. T. et Trenberth K. E. (1997). Earth's Annual Global Mean Energy Budget. *Bulletin of the American Meteorological Society* **78**, pp. 197–208.

Kleissl J., Gomez J., Hong S., Hendrickx J., Rahn T. et Defoor W. (2008). Large Aperture Scintillometers Intercomparison Study. *Boundary-Layer Meteorology* **128**, pp. 128–133.

Kohsiek W. (1982). Measuring C_T^2, C_Q^2, and C_{TQ} in the Unstable Surface Layer and Their Relations to the vertical fluxes of Heat and Moisture. *Boundary-Layer Meteorology* **24**, pp. 89–107.

Kohsiek W. (1984). Inertial subrange correlation between temperature and humidity fluctuations in unstable surface layer above vegetated terrains. *Boundary-Layer Meteorology* **29**, pp. 211–224.

Kohsiek W. et Herben M. H. A. J. (1983). Evaporation derived from optical and radio-wave scintillation. *Applied Optics* **22**, pp. 2566–2570.

Kohsiek W., Meijninger W. M. L., Moene A. F., Heusinkveld B. G., Hartogensis O. K., Hillen W. C. A. M. et De Bruin H. A. R. (2002). An Extra Large Aperture Scintillometer For Long Range Applications. *Boundary-Layer Meteorology* **105**, pp. 119–127.

Kolmogorov A. N. (1941). The local structure of turbulence in incompressible viscous fluid for very large Reynolds number. *Doklady Akademii Nauk SSSR* **30**, pp. 301–305.

Lagouarde J.-P., Bonnefond J.-M., Mc Aneney K. J. et Irvine M. (2002). Integrated sensible heat flux measurements of a two-surface composite landscape using scintillometry. *Boundary-Layer Meteorology* **105**, pp. 5–35.

Lagouarde J.-P., Bonnefond J.-M., Mc Aneney K. J. et Irvine M. (2006). Monitoring the sensible heat flux over urban areas using large aperture scintillometry : Case study of Marseille city during the ESCOMPTE experiment. *Boundary-Layer Meteorology* **118**, pp. 449–476.

Lawin A. L. (2007). *Analyse climatologique et statistique du régime pluviométrique de la haute vallée de l'Ouémé à partir des données pluviographiques.* Thèse, en français, Institut National Polytechnique de Grenoble, France.

Lawrence R. et Strobhbehn J. (1974). A survey of clear air propagation effects relevant to optical communications. *Proceedings of the Institute of Electrical and Electronics Engineers*, pp. 1523–1529.

Le Lay M. (2006). *Modélisation hydrologique dans un contexte de variabilité hydro-climatique. Une approche comparative pour l'étude du cycle hydrologique à méso-échelle au Bénin.* Thèse, en français, Institut National Polytechnique de Grenoble, France.

Le Lay M. et Galle S. (2005). How changing rainfall regimes may affect the water balance : a modelling approach in West Africa. *International Association of Hydrological Sciences publication* **296**, pp. 203–210.

Leclerc M., Shen S. et Lamb B. (1997). Observations and large-eddy simulation modelling of footprints in the lower convective boundary layer. *Journal of Geophysical Research* **102**, pp. 9323–9334.

Lee R. W. et Harp J. C. (1969). Weak scattering in Random Media with Applications to Remote Probing. *Proceedings of the Institute of Electrical and Electronics Engineers* **57**, pp. 375–406.

Lettau H. (1969). Note on Aerodynamic Roughness-Parameter Estimation on the Basis of Roughness-Element Description. *Journal of Applied Meteorology* **8**, pp. 828–832.

Lettau H. et Davidson B. (1957). *Exploring the atmosphere's first mile ; proceedings of the Great Plains turbulence field program, 1 August to 8 September 1953, O'Neill, Nebraska.* New York, Symposium Publications Division, Pergamon Press.

L'hôte Y., Dubreuil P. et Lerique J. (1996). Carte des types de climats " en Afrique Noire à l'ouest du Congo ". Rappels, et extension aux régimes hydrologiques. *International Association of Hydrological Sciences publication* **238**, pp. 55–65.

Liebethal C. et Foken T. (2007). Evaluation of six parameterization approaches for the ground heat flux. *Theoretical and Applied Climatology* **88**(1), pp. 43–56.

Liebethal C., Huwe B. et Foken T. (2005). Sensitivity analysis for two ground heat flux calculation approaches. *Agricultural and Forest Meteorology* **132**(3-4), pp. 253–262.

Lloyd C. R., Gash J. H. C. et Sivakumar M. V. K. (1992). Derivation of the aerodynamic roughness parameters for a Sahelian savannah site using the eddy correlation technique. *Boundary-Layer Meteorology* **58**, pp. 261–271.

Lohou F., Saïd F., Lothon M., Durand P. et Serça D. (2010). Impact of the Boundary-Layer processes on surface turbulence characteristics in the frame of the West African Monsoon. *Boundary-layer Meteorology* **In press, DOI :10.1007/s10546-010-9493-0**.

Lothon M., Saïd F., Lohou F. et Campistron B. (2008). Observation of the Diurnal Cycle in the Low Troposphere of West Africa. *Monthly Weather Review* **136**, pp. 3477–3500.

Mahé G., Paturel J.-E., Servat E., Conway D. et Dezetter A. (2005). The impact of land use change on soil water holding capacity and river flow modelling in the Nakambe River, Burkina Fasso. *Journal of Hydrology* **300**, pp. 33–43.

Malkus J. (1962). *Large-Scale Interactions.* John Wiley and Sons Editors, pp. 88–294.

Mamadou O., Galle S., Cohard J.-M. et Kounouhewa B. (2009). Daily and seasonal energy budgets variations of a fallow and a clear forest in Sudanian climate. *3rd International AMMA Conference, Ouagadougou, Burkina Fasso, july 20-24th.*

Martano P. (2000). Estimation of the Surface Roughness Length and Displacement Height from Single-Level Anemometer Data. *Journal of Applied Meteorology* **39 (5)**, pp. 708–715.

Mason P. J. (1988). The formation of Areally-Averaged Roughness Lengths. *Quarternaly Journal of the Royal Meteorological Society* **114**, pp. 399–420.

Meijninger W. M. L. (2003). *Surface fluxes over natural landscapes using scintillometry.* Ph.D. Thesis, Wageningen University, The Netherlands.

Meijninger W. M. L., Beyrich F., Kohsiek W. et De Bruin H. A. R. (2005). Scintillometer-based Turbulent Fluxes of Sensible and Latent Heat over an Heterogeneous Surface - A contribution to LITFASS-2003. *Boundary-Layer Meteorology* **121**, pp. 89–110.

Meijninger W. M. L. et De Bruin H. A. R. (2000). The sensible heat fluxes over irrigated areas in western Turkey determined with a large aperture scintillometer. *Agricultural and Forest Meteorology* **229**, pp. 42–49.

Meijninger W. M. L., Green A. E., Hartogensis O. K., Kohsiek W., Hoedjes J. C. B., Zuurbier R. M. et De Bruin H. A. R. (2002b). Determination of Area-Averaged Water Vapour Fluxes with Large Aperture and Radio Wave Scintillometers over a Heterogeneous Surface - Flevoland Field Experiment. *Boundary-Layer Meteorology* **105**(1), pp. 63–83.

Meijninger W. M. L., Hartogensis O. K., Kohsiek W., Hoedjes J. C. B., Zuurbier R. M. et Bruin H. A. R. D. (2002a). Determination of Area-Averaged Sensible Heat Fluxes with a Large Aperture Scintillometer over a Heterogeneous Surface - Flevoland Field Experiment. *Boundary-Layer Meteorology* **105**(1), pp. 37–62.

Meyers T. et Hollinger S. (2004). An assesment of storage terms in the surface energy balance of maize and soybean. *Agricultural and Forest Meteorology* **125**, pp. 105–115.

Moene A. (2002). A review of the relationships describing the signal of a Large Aperture Scintillometer. *Internal report, Meteorology and air quality group, Wageningen University, The Netherlands*, pp. 39.

Moene A. (2003). Effects of water vapour on the structure parameters of the refractive index for near infrared radiation. *Boundary-Layer Meteorology* **107**, pp. 635–653.

Monin A. S. et Obukhov A. M. (1954). Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere near the ground. *Trudi Geophisicheskaya Instituta Akademii Nauk SSSR* **24**, pp. 163–187.

Monin A. S. et Yaglom A. (1971). *Statistical fluid mechanics : mechanics of turbulence*, Volume 1. The MIT Press.

Newton I. (1730). *Optiks.* Bells and Sons, pp. 414.

Nichols W. E. et Cuenca R. H. (1993). Evaluation of the Evaporative Fraction for Parametrization of the Surface Energy Balance. *Water Resources Research* **29**, pp. 3681–3690.

Noilhan J. et Mahfouf J. (1996). The ISBA land surface parametrisation scheme. *Global and Planetary Change* **13**, pp. 145–159.

Obukhov A. M. (1953). On the influence of Weak Atmospheric Inhomogeneities on the Sound and Light Propagation. *Izvestiya Akademiia Nauk. Series Geophisicheskaya* **2**, pp. 155–165.

Okechukwu A. (2009). *La dégradation des espaces sahéliens et ses conséquences sur l'alluvionnement du fleuve Niger moyen.* Thèse, en français, Université Joseph Fourier, Grenoble I, France.

Oren R., Sperry J., Katul G., Pataki D., Ewers B., Phillips N. et Shaeffer K. (1999). Survey and synthesis of intra- and interspecific variation in stomatal sensitivity to vapour pressure deficit. *Plant, Cell and Environment* **22**, pp. 1515–1526.

Panofsky H. A. et Dutton J. A. (1984). *Atmospheric Turbulence.* Wiley-Interscience, New York, pp. 397.

Parker D., Burton R., Diongue-Nang A., Ellis R., Felton M., Taylor C., Thorncroft C., Bessemoulin P. et Tompkins A. (2005). The diurnal cycle of the West African Monsoon. *The Quaternaly Journal of the Royal Meteorological Society* **131**, pp. 2839–2860.

Pasquill F. (1972). Some aspects of Boundary-Layer description. *Quarternaly Journal of the Royal Meteorological Society* **98**, pp. 469–494.

Pasquill F. et Smith F. B. (1983). *Atmospheric diffusion, 3rd edition.* Wiley Editors, New 1022, pp. 437.

Paturel J.-E., Ouedraogo M., Servat E., Mahe G., Dezetter A. et Boyer J.-F. (2003). The concept of rainfall and streamflow normals in West and Central Africa in a context of climatic variability. *Hydrological Sciences Journal* **48**, pp. 125–137.

Perrin C. (2000). *Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative.* Thèse, en français, Institut National Polytechnique de Grenoble, France.

Peyrillé P. (2005). *Etude idéalisée de la mousson ouest-africaine à partir d'un modèle numérique bi-dimensionnel.* Thèse, Université Toulouse III, France.

Peyrillé P. et Lafore J.-P. (2007). An Idealized Two-dimensional Framework to Study the West African Monsoon. Part II : Large-Scale Advection and the Diurnal Cycle. *Journal of the Atmospheric Sciences* **64**, pp. 2783–2803.

Philip J. (1961). The theory of heat flux meters. *Journal of Geophysical Research* **66**, pp. 571–579.

Poggio L. P., Furger M., Prévôt A. S. H. et Graber W. K. (2000). Scintillometer Wind Measurements over Complex Terrain. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **17**, pp. 17–26.

Prandtl L. (1952). *Essentials of Fluid Dynamics.* Hafner Publications, New York.

Ramier D., Boulain N., Cappelaere B., Timouk F., Rabanit M., Lloyd C., Boukraoui S., Métayer F., Descroix L. et Wawrzyniak V. (2009). Towards an understanding of

coupled physical and biological processes in the cultivated Sahel - 1. Energy and water. *Journal of Hydrology* **375, Issues 1-2**, pp. 204–216.

Randall D., Wood R., Bony S., Colman R., Fichefet T., Kattsov V., Pitman A., Shukla J., Srinivasan J., Stouffer R., Sumi A. et Taylor K. (2007). Climate models and Their Evaluation. *Climate Change 2007 : The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assesment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK and NY, USA.*

Rannik U., Aubinet M., Kurbanmuradov O., Sabelfeld K., Markkanen T. et Vesala T. (2000). Footprint analysis for measurements over a heterogeneous forest. *Boundary-Layer Meteorology* **97**, pp. 137–166.

Redelsperger J.-L., Diedhou A., Flamant C., Janicot S., Lafore J.-P., Lebel T., Polcher J., Bourles B., Caniaux G., De Rosnay P., Desbois M., Eymard L., Fontaine B., Geneau I., Ginoux K., Hoepffner M., Kane C., Law K., Mari C., Marticonera B., Mougin E., Pelon J., Peugeot C., Protat A., Roux F., Sultan B. et Van Den Akker E. (2006a). AMMA, une étude multidisciplinaire de la mousson Ouest-Africaine. *La Météorologie* **54**, pp. 22–32.

Redelsperger J.-L., Thorncroft C., Diedhou A., Lebel T., Parker D. et Polcher I. (2006b). African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA) : An international Research Project and Field Campaign. *Bulletin of the American Meteorological Society* **87**, pp. 1739–1746.

Renault D., Pourney C. et Capitini R. (1980). Daytime Raman LIDAR measurements of water vapor. *Optics Letters* **5**, pp. 232–235.

Richardson L. F. (1920). The Supply of Energy from and to Atmospheric Eddies. *Proceedings of the Royal Society of London* **97**, pp. 686.

Robinson S. M. (1962). Computing Wind Profile Parameters. *Journal of Atmospheric Sciences* **19, issue 2**, pp. 189–190.

Sauer T. J., Meek D. W., Ochsner T. E., Harris A. R. et Horton R. (2003). Errors in Heat Flux Measurement by Flux Plates of Contrasting Design and Thermal Conductivity. *Vadose Zone Journal* **2**(4), pp. 580–588.

Schmid H. P. (2002). Footprint modeling for vegetation atmosphere exchange studies : a review and perspective. *Agricultural and Forest Meteorology* **113**, pp. 159–183.

Schmid H. P. et Bunzli B. (1995). The influence of Surface Texture on the Effective Roughness Lengh. *Quarternaly Journal of the Royal Meteorological Society* **121**, pp. 1–21.

Schuepp P., Leclerc M., Macpherson J. et Desjardins R. (1990). Footprint prediction of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation. *Boundary-Layer Meteorology* **50**, pp. 353–373.

Schuettemeyer D., Moene A. F., Holtslag A. A. M., De Bruin H. A. R. et Van De Giesen N. (2006). Surface Fluxes and Characteristics of Drying Semi-Arid Terrain in West Africa. *Boundary-Layer Meteorology* **118**(3), pp. 583–612.

Seghieri J., Vescovo A., Padel K., Soubie R., Ajournin M., Boulain N., de Rosnay P., Galle S., Gosset M., Mouctar A. H., Peugeot C. et Timouk F. (2009). Relationships between climate, soil moisture and phenology of the woody cover in two sites located along the West African latitudinal gradient. *Journal of Hydrology* **375, Issues 1-2**, pp. 78–89.

Semazzi F. H. M., Burns B., Lin N.-H. et Schemm J.-K. (1996). A GCM Study of the Teleconnections between the Continental Climate of Africa and Global Sea Surface Temperature Anomalies. *Journal of Climate* **9**, pp. 2480–2497.

Semazzi F. H. M. et Sun L. (1998). The Role of Orography in Determining the Sahelian Climate. *International Journal of Climatology* **17**.

Stanhill G. (1969). A simple instrument for field measurement of turbulent diffusion flux. *Journal of Applied Meteorology* **8**, pp. 509–513.

Stull R. B. (1988). *An introduction to boundary layer meteorology.* Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

Su H.-B. et Leclerc M. (1998). Large-eddy simulation of trace gas footprints from infinite crosswind line sources inside a forest canopy. *Proceedings of the 23rd Conference on Agricultural and Forest Meteorology. Preprints. American Meteorological Society, Boston, MA*, pp. 388–391.

Sultan B. et Janicot S. (2000). Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra-seasonal variability. *Geophysical Research Letters* **27**(20), pp. 3353–3356.

Sultan B. et Janicot S. (2003). The West African Monsoon Dynamics. Part II : The "Preonset" and the "Onset" of the Summer Monsoon. *Journal of Climate* **16**, pp. 3407–3425.

Sultan B. et Janicot S. (2004). La variabilité climatique en Afrique de l'Ouest aux échelles saisonnière et intra-saisonnière. I : mise en place de la mousson et variabilité intra-saisonnière de la convection. *Sécheresse* **15**(4), pp. 321–330.

Séguis L., Cappelaere B., Milési G., Peugeot C., Massuel S. et Favreau G. (2004). Simulated impacts on climate change and land-clearing on runoff from a small Sahelian catchment. *Hydrological processes* **18**(17), pp. 3401–3413.

Tatarskii V. (1961). *Wave propagation in a turbulent medium.* Mc Graw-Hill Book Company Inc., New York.

Tatarskii V. (1967). *The Effects of the Turbulent Atmosphere on Wave Propagation.* Israel Program for Scientific Translations (published in russian in 1967), pp. 472.

Tennekes H. (1982). Similarity relations, scaling laws and spectral dynamics. *Atmospheric Turbulence and Air Polluting Modelling*, pp. 37–68.

Thiermann V. et Grassl H. (1992). A displaced-beam scintillometer for line-averaged measurements of surface layer turbulence. *Tenth symposium on turbulence and diffusion, Portland*, pp. 244–247.

Thomson D. (1987). Criteria for the selection of stochastic models of particules trajectories in turbulent flows. *Journal of Fluid Mechanics* **180**, pp. 529–556.

Timmermans W. J., Su Z. et Olioso A. (2009). Footprint issues in scintillometry over heterogeneous landscapes. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* **6**, pp. 2099–2127.

Timouk F., Kergoat L., Mougin E., Lloyd C., Ceschia E., Cohard J.-M., de Rosnay P., Hiernaux P., Demarez V. et Taylor C. (2009). Response of surface energy balance to water regime and vegetation development in Sahelian landscape. *Journal of Hydrology* **375**(1-2), pp. 178–189.

Twine T., Kustas W., Cook D., Houser P., Meyers T., Prueger J., Starks P. et Wesely M. (2000). Correcting eddy-covariance flux underestimates over grassland. *Agricultural and Forest Meteorology* **103**, pp. 279–300.

Van Wijk W. et De Vries D. (1963). Periodic temperature variations in a homogeneous soil. *Physics of Plant Environment*, pp. 103–143.

Verhoef A. (2004). Remote estimation of thermal inertia and soil heat flux for bare soil. *Agricultural and Forest Meteorology* **123**, pp. 221–236.

Verhoef A., van den Hurk B. J. J. M., Jacobs A. F. G. et Heusinkveld B. G. (1996). Thermal soil properties for vineyard (EFEDA-I) and savanna (HAPEX-Sahel) sites. *Agricultural and Forest Meteorology* **78**(1-2), pp. 1–18.

Vischel T. (2006). *Impact de la variabilité pluviométrique de méso-échelle sur la réponse des systèmes hydrologiques sahéliens : modélisation, simulation et désagrégation.* Thèse, en français, Institut National Polytechnique de Grenoble, France.

Von Randow C., Kruijt B., Holstag A. A. M. et de Oliveira M. B. L. (2008). Exploring eddy-covariance and large aperture scintillometer measurements in an Amazonian rain forest. *Agricultural and Forest Meteorology* **148**, pp. 680–690.

Wang G. et Eltahir A. B. E. (2000). Ecosystems Dynamics and the Sahel Drought. *Geophysical Research Letters* **27**, pp. 795–798.

Wang K., Wang P., Zhanqing L., Cribb M. et Sparrow M. (2006). A simple method to estimate actual evapotranspiration from a combination of net radiation, vegetation index and temperature. *Journal of Geophysical Research* **112**, pp. D15107.

Wang T., Ochs G. R. et Clifford S. (1978). A saturation-resistant optical scintillometer to measure C_n^2. *Journal of the Optical Society of America* **68**, pp. 334–338.

Watts D. B., Kanemasu E. T. et Tanner C. B. (1990). Modified heat-meter method for determining soil heat flux. *Agricultural and Forest Meteorology* **49**, pp. 311–330.

Weiss A. (2002). *Determination of thermal stratification and turbulence of the atmospheric surface layer over various types of terrain by optical scintillometry.* Ph.D. Thesis, ETH Zürich. Switzerland.

Wesely M. (1976a). A Comparison of two Optical Methods for Measuring line Averages of Thermal Exchanges above Warm Water Surfaces. *Journal of Applied Meteorology* **15**, pp. 1177–1188.

Wesely M. (1976b). The combined effect of temperature and humidity fluctuations on refractive index. *Journal of Applied Meteorology* **15**, pp. 43–49.

Wesely M. (1976c). The combined effect of temperature and humidity fluctuations on refractive index. *Journal of Applied Meteorology* **15**, pp. 43–49.

Wesely M. et Derzko Z. I. (1975). Atmospheric turbulence parameters from Visual Resolution. *Applied Optics* **14**, pp. 847–853.

Wheelon A. D. (2001). *Electromagnetic Scintillation : Part 1. Geometrical Optics.* University Press, Cambridge, pp. 455.

Wilson K., Goldstein A., Falhe E., Aubinet M., Baldocchi D., Berbigier P., Bernhofer C., Ceulemans R., Dolman H., Field C., Grelle A., Ibrom A., Law B., Kowalski A., Meyers T., Moncrieff J., Monson R., Oecref W., Tenhunen J., Valentini R. et Verma S. (2002). Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and Forest Meteorology* **113**, pp. 223–243.

Wubda M. (2003). *Reconnaissance géophysique du bassin versant de l'Ara.* Rapport de Master, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.

Wyngaard J. C. (1990). Scalar fluxes in the Planetary Boundary Layer - Theory, Modelling and Measurements. *Boundary-Layer Meteorology* **50**, pp. 49–75.

Wyngaard J. C. et Clifford S. F. (1978). Estimating momentum, Heat and Moisture Fluxes from structure parameters. *Journal of Atmospheric Sciences* **35**, pp. 1204–1211.

Wyngaard J. C. et Coté O. R. (1971). The budgets of turbulent kinetic energy and temperature variance in the atmospheric surface layer. *Journal of Atmospheric Sciences* **28**, pp. 190–201.

Wyngaard J. C., Kaimal J. C., Ochs G. R., Hill R. J. et Sorensen D. C. (1978). An Optical Heat Flux Experiment. *Proceedings, 4th symposium on Meteorological Observations and Instrumentation, AMS, Boston*, pp. 47–50.

Zannou A. (2006). *Détermination des termes du bilan hydrologique sur le bassin de l'Ouémé Supérieur (ORE AMMA-CATCH).* Rapport de Master, Université de Montpellier II, France.

Zhao W., Qualls R. J. et Berliner P. R. (2008). A Two-Concentric-Loop Iterative (TCLI) method in estimation of displacement height and roughness length for momentum and sensible heat. *International Journal of Biometeorology* **52**, pp. 849–858.

Zheng X. et Eltahir A. (1997). The response to deforestation and desertification in a model of West African Monsoons. *Geophysical Research Letters* **24**, pp. 155–158.

Les modifications climatiques globales, et l'augmentation des contraintes démographiques créent une pression de plus en plus forte sur les ressources en eau, en particulier dans les régions arides et semi-arides, déjà fortement dépendantes des aléas climatiques. Dans ces régions, les rétroactions entre le sol et l'atmophère sont un des mécanismes fondamentaux de régulation des précipitations, et donc de l'apport en eau, à court et à long terme. Ces régions ont des taux d'évapotranspiration de forte variabilité temporelle et spatiale. Celle-ci est une composante majeure du bilan en eau, et du bilan en énergie. Elle représente au niveau global 80 % des échanges énergétiques dans l'atmosphère, et au moins 50 % du bilan énergétique à la surface de la Terre. De plus, d'après les observations disponibles à ce jour, elle est le terme principal du bilan en eau dans les régions arides. Pour autant, elle reste très mal quantifiée, et est extrêmement difficile à estimer sur des surfaces naturelles, complexes, hétérogènes, et avec de la topographie. De récents progrès instrumentaux apportent un espoir quant à l'utilisation de la scintillométrie pour évaluer les flux évaporatifs à des échelles de plusieurs km^2, sur ce type de surfaces. Cette thèse présente une démarche d'observation par scintillométrie infrarouge et bilan d'énergie pour estimer les flux évaporatifs à l'échelle d'un bassin versant en climat soudano sahélien, dans le cadre du programme AMMA d'étude de la mousson d'Afrique de l'Ouest. Cette thèse est articulée autour de deux axes : (1) une première partie présente une caractérisation aérodynamique de la surface, pour préparer l'implentation de la méthodologie de calculs des flux par scintillométrie, et bilan d'énergie ; (2) Ensuite, la variabilité des flux turbulents sur trois années est explorée à travers trois volets : (i) une étude sur la relation conditions de surface et flux radiatifs et turbulents ; (ii) une étude de cas sur une pluie en saison sèche montre la dynamique de l'eau dans le sol et l'évaporation ; (iii) une étude hydrologique sur le bilan en eau à l'échelle du bassin versant.

Mots clefs : AMMA, Afrique de l'Ouest, bilan d'énergie, bilan en eau, évapotranspiration, flux turbulents, flux de chaleur latente, flux de chaleur sensible, scintillométrie IR.

Global climate changes, and the increase of anthopogenic constraints on the environment, are creating more and more pressure on water ressources, especially in the arid and semi-arid regions, already severely affected by climatic hazards. In those regions, land-atmosphere feedbacks are one of the most important mecanism of precipitation regulation, and so the water supply, for short and long time scale. Those regions have evapotranspiration rates of high temporal and spatial variability. Evapotranspiration is a major component of the water and the energy balance. This term represents at the global scale 80% of the energy exchanges in the atmosphere, and at least 50% of the energy balance at the land-atmosphere interface. Furthermore, from our days knowledge, this term is major in the water balance in arid environments. Despite that strong need, evapotranspiration still very un-quantified, and is very difficult to estimate over natural landscapes, with complex topography and vegetation heterogeneities. Recent progress in instrumental techniques, bring a new hope using scintillometry to evaluate evaporative fluxes at kilometers scales and complex surfaces. The present work presents an observational approach by using infrared scintillometry coupled with an energy balance, to estimate evaporative fluxes at the scale of a 12 km^2 watershed, under a Sudanian climate, in the frame of the African Monsoon Multidisciplinary Analyses. The work is based on two axis : (1) the first part presents an overview of the experimental environment, with a climatology, and surface aerodynamic characterization, to prepare the construction of the methodology of estimating fluxes trough scintillometry and energy balance ; (2) the turbulent fluxes variability over three years is explored across three sections : (i) a first study on the variability of the turbulent and radiative fluxes and surface conditions ; (ii) a case study around a isolated rainfall in the dry season, shows the cross dynamics of both evapotranspiration and soil water ; (iii) an hydrologic study looking at the water balance at the catchment scale.

Keywords : AMMA, energy balance, evapotranspiration, IR scintillometry, latent heat flux, sensible heat flux, water balance, West Africa.