



Université d'Abomey-Calavi, Bénin

Faculté des Sciences et Techniques (FAST) & Ecole Polytechnique d'Abomey-Calavi (EPAC)

Ecole Doctorale Sciences Pour l'Ingénieur



Mémoire

Présenté pour l'obtention du Diplôme d'Etudes Approfondies (D.E.A)

Option : Energie & Environnement

par

Ossénatou MAMADOU

Titre :

**Contribution à l'étude de l'évapotranspiration sur le
bassin de la Donga (Bénin).
Comparaison du bilan d'énergie de 3 périodes de 15 jours.**

Jury :

Superviseurs :

Dr. Basile KOUNOUHEWA (LPR, Univ. d'Abomey-Calavi, Bénin)

Dr. Sylvie GALLE (IRD/LTHE, France)

Dr. Jean-Martial COHARD (LTHE, Univ. Joseph Fourier, France)



Remerciements

Ce mémoire a été financé par le projet OUEME-2025, préparé conjointement au Laboratoire de Physique du Rayonnement (LPR/UAC) et au Laboratoire des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE/Grenoble).

♣ J'exprime ma gratitude tout d'abord au directeur du LPR, le Professeur Norbert Cossi Awanou et au directeur du LTHE Mr Thierry Lebel qui m'ont accueilli et permis de réaliser ce travail dans leurs laboratoires respectifs.

♣ Mes sincères remerciements vont à l'endroit de Arnaud Zannou, Coordonateur du Projet Ouémé-2025 pour la confiance qu'il a placé en moi en m'offrant ce stage dans son projet.

♣ Je tiens à remercier particulièrement Basile Kounouhéwa, Sylvie Galle et Jean-Martial Cohard avec qui j'ai fait mes premiers pas dans la recherche et qui ont su parfaitement encadrer mes travaux malgré mes cheminements parfois tortueux. Vos critiques et conseils m'ont permis d'améliorer la qualité de ce document.

♣ A toute l'équipe de l'Ecole doctorale qui a assuré notre formation, je dis infiniment merci.

♣ Merci à Léandro Suarez pour m'avoir appris EdiRe le fameux logiciel de traitement de flux ; Stéphanie Leroux pour ses nombreuses explications sur la circulation atmosphérique à grande échelle ; Franck Houénou pour son initiation au Latex et grâce à qui vous trouvez la beauté dans ce document ; Jules Sogba-Goh qui est souvent sur le terrain pour ramener les données. Que Jean-Bosco Voudounou, Maurille Agoua et Armelle Dossou-Yovo trouvent ici l'expression de notre profonde reconnaissance pour le précieux concours apporté maintes fois pour les tracas administratifs.

♣ L'ensemble de mes camarades, je veux nommer Gabin Koto N'gobi ; Richard Agbokpanzo ; Eric Cojo ; Tahirou Djarra ; Ouzéï Oumarou ; Armand Djossou et Didier Boko-Haya pour leur amitié et leur bonne humeur permanente.

♣ Enfin, je remercie mes parents qui m'ont accompagné tous les jours bien au delà de mon travail et à qui je dédie ce mémoire.

Résumé

Cette étude est focalisée sur la variabilité saisonnière des termes du bilan d'énergie sur deux végétations contrastées de la Donga/Bénin : une jachère herbacée (Nalohou : 9°74484N, 1°60457E, 449 m) et une forêt claire (Bellefoungou : 9°79115N, 1°71800E, 414 m). Pour caractériser cette variabilité, trois périodes de quatorze (14) jours ont été identifiées. La première pendant la saison sèche, la seconde pendant la saison des pluies et la dernière se situe dans la période de transition de la saison humide à la saison sèche. Dans un premier temps, nous comparons sur les 3 périodes les paramètres météorologiques des deux stations. Nous analysons ensuite la fermeture du bilan énergétique. Les coefficients de détermination obtenus sur le site de Nalohou entre $H+LE$ et R_n-G sur les périodes sont assez satisfaisants et confirment la qualité des mesures d'eddy corrélation effectuées dans la région soudanienne. Les séries temporelles des flux moyennés sur chaque heure pour les différentes périodes sont comparées entre elles. Les flux de chaleur sensible et de chaleur à la surface du sol sont les termes majoritaires du bilan en Janvier et en Novembre. Les maxima observés à Nalohou sont de $315W.m^2$ et $170W.m^2$ en Janvier et $271W.m^2$ et $115W.m^2$ en Novembre respectivement pour les flux de chaleur sensible et de chaleur à la surface du sol. Quant au flux de chaleur latente, il représente environ 70% du rayonnement net en Juillet, reste faible en Novembre (20% du rayonnement net) et est inférieur à 5% en Janvier. A Bellefoungou, les résultats sont similaires mais en Juillet les flux de chaleur latente et de chaleur sensible sont plus grands que ceux obtenus sur la jachère de Nalohou.

Mots clés : bilan d'énergie, eddy corrélation, qualité des données, variabilité, climat soudanien, AMMA-CATCH, OUEME-2025 .

Abstract

This study focuses on the seasonal variability of energy budget terms on two contrasted vegetations of Donga/Benin : a fallow bush (Nalohou : 9°74484N, 1°60457E, 449 m) and a clear forest (Bellefougou : 9°79115N, 1°71800E, 414 m).

To characterize the variability, three 14 day periods have been identified. The first one concerns the dry season, the second one concerns the wet season and the last one the transition period from wet to dry season. We compare first the weather parameters during the 3 periods at the two stations. We analyze then the energy budget closure. The determination coefficients obtained on the site of Nalohou between $H+LE$ and $Rn-G$ over the periods are rather satisfactory and confirm the quality of flux measurements carried out in the sudanian area. The hourly time series of fluxes realised for the various periods are compared. The sensible and ground heat flux are the main terms of the budget in January and November. The maxima observed in Nalohou are respectively for the sensible heat flux and ground heat flux : $315W.m^2$ and $170W.m^2$ in January and $271W.m^2$ and $115W.m^2$ in November. The latent heat flux accounts for approximately 70% of the Net radiation in July, but remains weak in November (20% of the Net radiation) and is lower than 5% in January. For the forest site, the results are similar in July but the latent and ground heat flux are large that those of the fallow bush site.

Keywords : energy budget, eddy correlation, quality of data, variability, soudanian climate , AMMA-CATCH, OUEME-2025.

Table des matières

Remerciements	i
Résumé	iii
Abstract	v
Introduction générale	1
1 Mesure des termes du bilan d'énergie	5
1.1 Le bilan d'énergie dans la Couche Limite Atmosphérique (C.L.A)	5
1.2 Le rayonnement net R_n	6
1.3 Le flux de chaleur à la surface du sol G	7
1.3.1 Estimation théorique de G : méthode des harmoniques	8
1.3.2 Formulation de la FAO-56 pour l'obtention de G	11
1.4 Flux turbulents de chaleur : le flux de chaleur sensible H et de chaleur latente LE	11
1.4.1 Principe de l'eddy covariance et mesure des flux turbulents de chaleur	12
1.4.2 Présentation du logiciel EdiRe	16
1.4.3 Algorithmes associés aux calculs des flux de chaleur sensible H et de chaleur latente LE dans EdiRe	18
1.5 Critères de vérification de la qualité des données d'eddy corrélation	19
1.5.1 Test des Caractéristiques Intégrales de Turbulence (ITC)	19
1.5.2 Classification globale des données	20
1.6 Conclusion	22

2	Description de la zone d'étude et caractérisation météorologique des sous périodes d'étude	23
2.1	Situation géographique de la zone d'étude	23
2.2	Dynamique saisonnière de la surface du sol sur les deux stations	25
2.3	Description de l'année 2007 - 2008 : cas de la station de Nalohou (Août 07 - Juillet 08)	26
2.3.1	Le rayonnement net	26
2.3.2	La température de l'air	28
2.3.3	La tension de vapeur réelle	29
2.3.4	La vitesse et la direction du vent	30
2.4	Conditions climatiques locales : Comparaison de la météo de Nalohou et celle de Bellefoungou	34
2.4.1	Sous période sèche (16 au 30 Janvier 2008)	34
2.4.2	Sous période humide (16 au 30 Juillet 2008)	36
2.4.3	Sous période intermédiaire (16 au 30 Novembre 2007)	37
2.5	Conclusion	39
3	Exploitation des résultats	41
3.1	Le flux de chaleur à la surface du sol	41
3.1.1	Comparaison de la température de surface et de la température infra-rouge	42
3.1.2	Comparaison des flux de chaleur à la surface du sol calculés avec la méthode des harmoniques et la formulation de la FAO	47
3.1.3	Comparaison des flux de chaleur à la surface à Nalohou et à Bellefoungou	48
3.2	Les flux turbulents de chaleur H et LE	51
3.2.1	Contrôle de qualité	51
3.2.2	Analyse de la qualité des données	53
3.3	Calcul du bilan d'énergie	57
3.3.1	Variabilité temporelle du bilan d'énergie à Nalohou	58
3.3.2	Fermeture du bilan d'énergie à Nalohou	61
3.4	Variabilité spatiale des flux turbulents de chaleur	64

3.4.1	Cas du flux de chaleur sensible	64
3.4.2	Cas du flux de chaleur latente	65
3.5	Conclusion	66
Conclusion générale		69
.1	Références Bibliographiques	72
.2	Annexe1 : Proclit de Nalohou	76
.3	Annexe 2 : Description des installations	84

Liste des tableaux

1.1	Valeurs des constantes c_1 et c_2 d'après [31] Foken et Wichura (1996)	20
1.2	Différents tests appliqués sur les flux H et LE	21
1.3	Classification globale d'après [32] Foken et al. (2004)	21
3.1	Classification des données de flux : sous période sèche	52
3.2	Classification des données de flux : sous période humide	52
3.3	Classification des données de flux : sous période intermédiaire . . .	53

Table des figures

1.1	Schéma montrant les différentes parties de la couche limite atmosphérique.	6
1.2	L'anémomètre sonique (gauche) et le Licor (droite) effectuant des mesures sur la forêt claire de Bellefoungou.	13
2.1	Carte de localisation des stations de mesure dans la Donga.	24
2.2	Couverture du sol à Nalohou en Novembre (a) et en Juillet (b).	25
2.3	Couverture du sol à Bellefoungou en Juillet (a) et vue de dessus de la végétation de Bellefoungou (b).	26
2.4	Evolution temporelle des moyennes journalières du rayonnement net à Nalohou. . .	27
2.5	Evolution temporelle des moyennes journalières du rayonnement incident courte (Swin) et grande (Lwin) longueur d'onde à Nalohou.	27
2.6	Evolution temporelle des moyennes journalières, des valeurs minimale et maximale de la température de l'air à Nalohou.	28
2.7	Ecart entre les températures moyennes journalières maximales et minimales au cours de la période Août 07-Juillet 08 à Nalohou.	29
2.8	Evolution temporelle de la moyenne journalière de la tension de vapeur réelle sur la période Août 07-Juillet 08 à Nalohou.	29
2.9	Evolution temporelle des moyennes journalières , des valeurs minimale et maximale de la vitesse du vent.	30
2.10	Cycle journalier du vent sur la période Août 2007-Juillet 2008 à Nalohou.	31
2.11	Station de Nalohou, rose des vents Août 07-Juillet 08 (pour des vents supérieurs à $1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)	33
2.12	Cycle journalier du rayonnement incident(a), rayonnement réfléchi(b), température de l'air (c), humidité relative(f), vitesse du vent (d) et tension de vapeur réelle (e)à Nalohou et à Bellefoungou (sous période sèche).	35

2.13	Cycle journalier du rayonnement incident(a), rayonnement réfléchi(b), température de l'air (c), humidité relative (f), vitesse du vent (d) et tension de vapeur réelle (e) à Nalohou et à Bellefougou (sous période humide).	37
2.14	Cycle journalier du rayonnement incident (a), rayonnement réfléchi(b), température de l'air (c), humidité relative (f), vitesse du vent (d) et tension de vapeur réelle (e) à Nalohou et à Bellefougou (sous période intermédiaire).	39
3.1	Evolution temporelle de la température infrarouge et des températures de surface calculées à partir des mesures aux profondeurs z1= 9 et 10cm à Nalohou en Janvier (haut) et en Juillet (bas).	44
3.2	Evolution temporelle de la température infrarouge et des températures de surface calculées à partir des mesures aux profondeurs z1= 9 et 10cm à Nalohou (Novembre).	45
3.3	Evolution du rayonnement net et du flux de chaleur à la surface du sol à Nalohou pendant trois jours en Janvier.	45
3.4	Evolution du rayonnement net et du flux de chaleur à la surface du sol à Bellefougou pendant trois jours en Janvier.	46
3.5	Evolution du rayonnement net et du flux de chaleur à la surface du sol à Nalohou pendant trois jours en Novembre (haut) et en Juillet (bas).	47
3.6	Evolution temporelle des flux de chaleur à la surface du 20 au 23 Janvier 2008 sur la station de Nalohou	47
3.7	Cycle journalier moyen de G harmonique à Nalohou et à Bellefougou (sous période sèche).	49
3.8	Cycle journalier moyen de G harmonique à Nalohou et à Bellefougou (sous période humide).	49
3.9	Cycle journalier moyen de G harmonique à Nalohou et à Bellefougou (sous période intermédiaire).	50
3.10	Cycle journalier et qualité de LE et de H durant les sous périodes sèche (a et b), humide (c et d)et intermédiaire (e et f) à Nalohou.	56
3.11	Cycle journalier et qualité de LE et de H durant les sous périodes sèche (c) et humide (a et b) à Bellefougou.	57

3.12	Cycle journalier horaire moyen de R_n , H , LE et G en Janvier (a), en Novembre (b) et en Juillet (c) à Nalohou.	59
3.13	Pourcentage de H , LE et G par rapport à R_n en Janvier (a), Juillet (b) et en Novembre (c) à Nalohou.	61
3.14	$H+LE$ en fonction de R_n-G en Janvier (a), Juillet (b) et en Novembre (c) à Nalohou.	63
3.15	Cycle journalier de H à Nalohou et à Bellefoungou (sous période sèche).	64
3.16	Cycle journalier de H à Nalohou et à Bellefoungou (sous période humide).	65
3.17	Cycle journalier de H à Nalohou et à Bellefoungou (sous période humide).	66

Introduction générale

La question de la ressource en eau est d'une importance capitale en Afrique de l'Ouest. En effet, les économies de la plupart de ces pays reposent sur l'agriculture et sont donc tributaires des pluies. Deux épisodes de sécheresse (en 1972-1973 et en 1984-1985) au Sahel ont eu un impact sur la ressource en eau à l'échelle de la région Ouest-Africaine et des conséquences dramatiques pour les populations. Les observations montrent en effet qu'une baisse du régime pluviométrique entraîne une chute deux à trois fois plus importante [1 - 2- 3] du débit des fleuves et assèche certains cours d'eau. Pour tenter de comprendre de tels épisodes climatiques et leurs impacts, il importe de bien connaître le cycle de l'eau, à toutes les échelles spatiales et temporelles. Dans ce contexte, la communauté scientifique soutenue par les organismes internationaux a mis en place un ambitieux programme trans-disciplinaire et multi-échelles : le programme AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine). Il vise à documenter la variabilité climatique associée à la mousson Ouest-Africaine en vue de comprendre les interactions océan-atmosphère-continent. Trois sites de méso-échelle échantillonnent le gradient éco-climatique en climat semi-aride (Mali, 300 mm), sahélien (Niger, 600 mm) et soudanien (Bénin, 1200 mm) depuis 2001.

Les flux d'évapotranspiration interviennent à la fois dans les bilans d'eau et d'énergie. Ils sont un élément incontournable pour l'étude des échanges entre l'atmosphère et le cycle hydrologique mais encore très peu documentés. C'est pourquoi, au Bénin, l'observatoire AMMA-CATCH en collaboration avec le projet Ouémé-2025 ont décidé de s'associer afin de mieux comprendre le fonctionnement de l'interface surface - atmosphère en zone soudanienne ainsi que pour documenter les flux d'évapotranspiration. Des stations de mesure de flux ont été donc installées sur trois couverts végétatifs dans la Donga (586km²) représentatifs de la zone [4]. La première est située sur une jachère herbeuse à Nalohou, la seconde, à Belle-

foungou est située sur une forêt claire à *isoberlinia* et la dernière à Bira, est située dans une savanne arbustive. Ce réseau de mesure va permettre une quantification plus fiable du bilan hydrologique dont les flux d'évapotranspiration sont le terme principal [5 - 6 - 7].

Nos travaux de DEA portent sur deux de ces stations : **Nalohou** et **Bellefoungou** et se sont déroulés dans le cadre du projet Ouémé-2025.

Au cours de ces dernières années, les méthodes de mesure des flux turbulents ont été beaucoup développées. Aujourd'hui, la méthode d'eddy covariance est considérée comme la méthode standard de mesure de flux de surface [8]. Dans cette méthode, les flux turbulents sont calculés directement comme la covariance entre les fluctuations de la composante verticale de la vitesse du vent et les fluctuations d'un terme scalaire (température, humidité, concentration de CO₂) [9]. Il s'agit donc de mesures directes de la turbulence utilisées pour obtenir les flux de surface. Cette méthode mesure à l'échelle de quelques dizaines à quelques centaines de m² le flux de chaleur latente en W.m² qui est lié à l'**évapotranspiration réelle** (ETR) en mm.j⁻¹.

Notre travail consiste donc à utiliser cette méthode pour estimer l'ETR.

L'objectif visé dans cette étude est de caractériser la variabilité du bilan d'énergie de ces deux types de végétation durant trois périodes clés de leur cycle annuel : la saison sèche en Janvier, la saison des pluies en Juillet et la période de transition entre saison des pluies et la saison sèche en Novembre. Pour cela, nous allons tout d'abord présenter les méthodes d'obtention des flux d'énergie à la surface. Ce chapitre développe aussi les corrections appliquées aux données d'eddy corrélation ainsi que les critères de validation de ces données.

Le deuxième chapitre situe la zone d'étude et caractérise les périodes d'étude. Cette caractérisation s'appuie sur une année complète de données météorologiques issues de la station de Nalohou. Nous comparerons ensuite dans ce chapitre, les cycles journaliers des deux stations entre elles durant les trois (3) périodes définies plus haut.

Le chapitre 3 expose les résultats. On y compare d'abord les résultats des méthodes de calcul du flux de chaleur à la surface du sol. Ensuite, la qualité des données d'eddy corrélation

est validée selon 2 approches : (a) la détermination des critères des caractéristiques intégrales de turbulence développés dans le chapitre 1 et (b) la fermeture du bilan d'énergie. Un regard sera porté sur le cycle journalier (variation temporelle) des flux de chaleur sensible et de chaleur latente sur les deux sites (variation spatiale) et la corrélation entre ces flux sera dégagée.

Ce travail sera conclu par un chapitre de synthèse dans lequel les perspectives envisagées seront présentées.

MESURE DES TERMES DU BILAN D'ÉNERGIE

Le climat détermine la structure et le fonctionnement des écosystèmes essentiellement à travers les variations de température, des pluies et de rayonnement solaire. Il influence aussi l'état hydrique et thermique du sol. Le sol et l'atmosphère forment ainsi un système couplé : chaque composante influence l'état et l'évolution des autres composantes à travers différents mécanismes. Ces interactions ont lieu à des échelles de temps allant de quelques secondes à des millions d'années. Dans la suite de ce document, on s'intéresse particulièrement aux interactions entre la surface du sol et l'atmosphère sur une superficie de quelques hectares et à leurs variabilités saisonnières.

1.1 Le bilan d'énergie dans la Couche Limite Atmosphérique (C.L.A)

Le terme de couche limite a été introduit par [10], qui étudiait les propriétés d'écoulements fluides de faible viscosité à proximité d'une limite solide. Dans le contexte atmosphérique, la couche limite est la couche d'air directement en contact avec la surface de la terre, et au sein de laquelle les effets de la surface (frottement, réchauffement et refroidissement) sont ressentis sur des échelles de temps inférieures à la journée, et dans laquelle d'importants flux de quantité de mouvement, de chaleur et de matière sont entretenus par des mouvements turbulents. Elle se subdivise en deux couches : la couche d'Ekman et la couche limite de surface (Figure 1.1). C'est la couche limite de surface située dans les premiers mètres au dessus de la surface du sol qui nous intéresse dans notre étude. Cette couche est la partie de

la CLA qui est directement en contact avec la surface terrestre. Elle est encore appelée sous couche à flux constants car c'est la couche dans laquelle les variations des flux selon z sont inférieures à 10%.

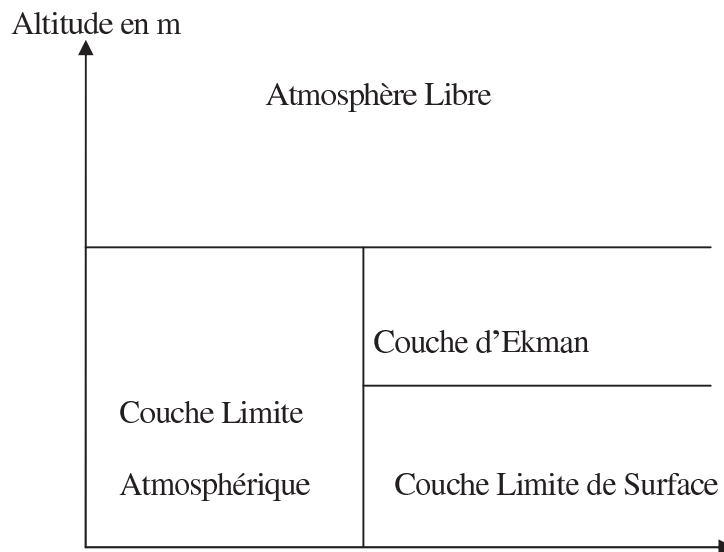


FIG. 1.1 – Schéma montrant les différentes parties de la couche limite atmosphérique.

L'énergie qui parvient au sol provient du soleil sous forme de rayonnement. Le bilan d'énergie au travers de la surface du sol exprime que la somme des flux est nulle au niveau de cette surface (Eq 1.1).

$$R_n - G - H - LE = 0 \quad (1.1)$$

où R_n est le rayonnement net, G le flux de chaleur dans le sol, H le flux de chaleur sensible et LE le flux de chaleur latente.

Dans les sections suivantes chaque terme du bilan d'énergie est défini.

1.2 Le rayonnement net R_n

Le rayonnement net R_n est la quantité d'énergie radiative disponible à la surface terrestre. Il représente le bilan des rayonnements incident et réfléchi de courtes longueurs d'onde et des rayonnements de grandes longueurs d'onde incident et réfléchi ou émis par la surface [11]. Les courtes longueurs d'ondes appartiennent au domaine du visible et du proche infrarouge tandis que les grandes longueurs d'ondes sont celles l'infrarouge thermique. Le bilan radiatif

de la surface terrestre s'écrit alors :

$$Rn = Swin - Swout + Lwin - Lwout \quad (1.2)$$

où $Swin$ est le rayonnement incident de courtes longueurs d'onde, $Swout$ est le rayonnement réfléchi de courtes longueurs d'onde, $Lwin$ le rayonnement incident de grandes longueurs d'onde (venant des nuages et de l'atmosphère) et $Lwout$ le rayonnement réfléchi et émis par la terre en grandes longueurs d'onde.

Sur les stations de mesure, les flux radiatifs sont mesurés à l'aide de capteurs hémisphériques (qui mesurent le rayonnement provenant de tout l'hémisphère). Les quatre composantes du rayonnement net sont directement mesurées à l'aide d'un bilanmètre CNR1 de la marque Kipp & Zonen qui est composé de 2 pyranomètres CM3 (courtes longueurs d'onde : $0.3\mu m < \lambda < 3\mu m$) et de 2 pyrgéomètres CG3 (grandes longueurs d'onde : $5\mu m < \lambda < 50\mu m$). Les spécificités des capteurs sont décrites dans un tableau en annexe 2.

1.3 Le flux de chaleur à la surface du sol G

Les transferts thermiques dans le sol sont gouvernés par des échanges de chaleur par conduction. D'après l'équation de Fourier, le flux de chaleur G est proportionnel au gradient vertical de température et à la conductivité thermique du sol k ($\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$). Il est donné par l'expression :

$$G = -k \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} \quad (1.3)$$

Le flux de chaleur dans le sol G peut être mesuré soit par des plaques à flux qui doivent être placées très proches de la surface du sol [12]; soit modélisé à partir des mesures de température et d'humidité du sol réalisées à différentes profondeurs. Plusieurs modélisations peuvent être employées : méthode du bilan ou méthode des harmoniques. La deuxième permet une meilleure estimation des flux sans biais et sans décalage temporel [13]. En l'absence de mesures spécifiques, la FAO [14] propose des relations empiriques : le flux G est considéré comme nul au pas de temps journalier, il peut être estimé au pas de temps horaire comme une fraction du rayonnement net.

A partir des mesures des profils de températures à différentes profondeurs et d'humidité du sol, nous avons calculé le flux de chaleur à la surface du sol par la méthode des harmoniques. Une comparaison entre le flux de chaleur calculé à partir de la méthode des harmoniques et la formulation de la FAO est présentée au chapitre 3.

1.3.1 Estimation théorique de G : méthode des harmoniques

La méthode des harmoniques peut être utilisée pour calculer le flux de chaleur à la surface du sol à partir des profils verticaux de températures et d'humidité dans le sol [15]. En supposant que le sol est homogène et que les transferts de chaleur dans le sol sont unidirectionnels, la température à la profondeur z est obtenue en résolvant l'équation de chaleur suivante :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \alpha \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (1.4)$$

où α est la diffusivité thermique du sol en ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$).

a)- solution de l'équation de la chaleur

On va résoudre cette équation par la méthode de séparation des variables. On souhaite avoir une variation périodique du signal suivant t , posons :

$$T(z, t) = C + \sum_{n=1}^{\infty} Z_n(z) H_n(t)$$

avec : C constante, $Z_n(z)$ et $H_n(t)$ sont des suites de fonction de z et de t .

Pour chaque n , l'équation devient en prenant inw comme constante de séparation ou d'intégration :

$$\frac{H'_n(t)}{H_n(t)} = \alpha \frac{Z''_n(z)}{Z_n(z)} = inw \quad (1.5)$$

On résoud d'abord l'équation en t

$$\frac{H'_n(t)}{H_n(t)} = inw \Rightarrow H_n(t) = C_n^1(t) \exp i(nwt) \quad (1.6)$$

Résolvons ensuite l'équation en z :

$$Z''_n(z) - \frac{inw}{\alpha} Z_n(z) = 0$$

Posons

$$r^2 = \frac{inw}{\alpha} \implies r = \pm \sqrt{\frac{inw}{\alpha}} = \pm \sqrt{\frac{nw}{\alpha}} \sqrt{i}$$

avec i nombre imaginaire complexe.

or

$$\sqrt{i} = \frac{\sqrt{2}}{2} + i \frac{\sqrt{2}}{2} \implies r_{1,2} = \pm \sqrt{\frac{nw}{2\alpha}} (1 + i)$$

on a donc :

$$Z_n(z) = C_n^2(z) \exp\left(-\sqrt{\frac{nw}{2\alpha}}(1+i)z\right) + C_n^3(z) \exp\left(\sqrt{\frac{nw}{2\alpha}}(1+i)z\right) \quad (1.7)$$

La solution générale de l'équation (1.3) s'écrit :

$$\begin{aligned} T(z, t) = C &+ \sum_{n=1}^{\infty} [C_n^4(z, t) \exp(inwt) \exp\left(-\sqrt{\frac{nw}{2\alpha}}(1+i)z\right) \\ &+ C_n^5(z, t) \exp(inwt) \exp\left(\sqrt{\frac{nw}{2\alpha}}(1+i)z\right)] \end{aligned} \quad (1.8)$$

où $C_n^4(z, t) = C_n^1(t).C_n^2(z)$ et $C_n^5(z, t) = C_n^1(t).C_n^3(z)$

La première condition aux limites ($T(z \rightarrow \infty, t) = T_m$), T_m étant la température moyenne à la profondeur z . Cette condition impose de prendre la constante d'intégration $C = T_m$ et de prendre la constante $C_n^5(z, t) = 0$. L'équation (1.8) devient :

$$T(z, t) = T_m + \sum_{n=1}^{\infty} C_n^4(z, t) \exp(inwt) \exp\left(-\sqrt{\frac{nw}{2\alpha}}(1+i)z\right) \quad (1.9)$$

En décomposant la partie complexe on a :

$$\begin{aligned} T(z, t) = T_m &+ \sum_{n=1}^{\infty} C_n^{4'}(z, t) \exp\left(-\sqrt{\frac{nw}{2\alpha}}z\right) \cos(nwt - \sqrt{\frac{nw}{2\alpha}}z) \\ &+ i \sum_{n=1}^{\infty} C_n^{4''}(z, t) \exp\left(-\sqrt{\frac{nw}{2\alpha}}z\right) \sin(nwt - \sqrt{\frac{nw}{2\alpha}}z) \end{aligned} \quad (1.10)$$

La seconde condition aux limites

$T(z = 0, t) = T_m + \sum_{n=1}^{\infty} A_n \sin(nwt + \varphi_n)$ (conditions aux limites en surface) impose :

$$C_n^{4'}(z, t) = 0$$

Et on retrouve la solution suivante :

$$T(z, t) = T_m + i \sum_{n=1}^{\infty} C_n^{A''} (z, t) \exp(-\sqrt{\frac{nw}{2\alpha}} z) \sin(nwt + \varphi_n - \sqrt{\frac{nw}{2\alpha}} z) \quad (1.11)$$

b)- modélisation du champ de température du sol à partir d'une série temporelle à 2 profondeurs

En utilisant la transformée de Fourier directe, la série de température à la profondeur z peut être exprimée en fonction de ses caractéristiques fréquentielles C_j :

$$C_j = \frac{1}{\sqrt{N}} \sum_{k=0}^{N-1} T_k \exp i\left(\frac{2\pi j}{N} k\right) \quad (1.12)$$

avec T_k les mesures de température disponibles, N leur nombre. La température à la profondeur z peut être exprimée comme :

$$T(z, t) = T_m + \sum_{n=1}^M A_n \exp(-\sqrt{\frac{nw}{2\alpha}} z) \sin(nwt + \varphi_n - \sqrt{\frac{nw}{2\alpha}} z) \quad (1.13)$$

où n est le nombre d'harmoniques, T_m la température moyenne à la profondeur z , w la fréquence radiale ($\frac{2\pi}{N}$), M étant la plus grande harmonique du domaine C_j et A_n la longueur du vecteur de Fourier :

$$A_n = \frac{2}{\sqrt{N}} |C_n| \quad (1.14)$$

et φ_n , l'argument du vecteur de Fourier

$$\varphi_n = \arctan\left(\frac{a_n}{b_n}\right) \quad (1.15)$$

avec a_n et b_n , respectivement la partie réelle et imaginaire de C_n . En prenant la dérivée ($\frac{\partial T}{\partial z}$) de l'équation on a :

$$\begin{aligned} \frac{\partial T(z, t)}{\partial z} = & - \sum_{n=1}^M A_n \frac{\sqrt{nw\alpha}}{\alpha} \exp(-\sqrt{\frac{nw}{2\alpha}} z) \frac{\sqrt{2}}{2} [\sin(nwt + \varphi_n - \sqrt{\frac{nw}{2\alpha}} z) \\ & + \cos(nwt + \varphi_n - \sqrt{\frac{nw}{2\alpha}} z)] \end{aligned} \quad (1.16)$$

on sait que :

$$\frac{\sqrt{2}}{2} [\cos a + \sin a] = \cos \frac{\pi}{4} \cos a + \sin \frac{\pi}{4} \sin a = \sin\left(a + \frac{\pi}{4}\right)$$

\implies (1.16) devient :

$$\frac{\partial T(z, t)}{\partial z} = - \sum_{n=1}^M A_n \frac{\sqrt{nw\alpha}}{\alpha} \exp(-\sqrt{\frac{nw}{2\alpha}} z) \sin\left(nwt + \varphi_n + \frac{\pi}{4} - \sqrt{\frac{nw}{2\alpha}} z\right) \quad (1.17)$$

En remplaçant l'équation (1.17) dans l'équation (1.3) on a :

$$G(z, t) = k \sum_{n=1}^M A_n \frac{\sqrt{nw\alpha}}{\alpha} \exp\left(-\sqrt{\frac{nw}{2\alpha}} z\right) \sin\left(nwt + \varphi_n + \frac{\pi}{4} - \sqrt{\frac{nw}{2\alpha}} z\right) \quad (1.18)$$

avec $k = \rho C_p \alpha$.

ρC_p peut être calculé comme une combinaison linéaire entre les caractéristiques d'un sol sec et celles de l'eau [13] soit : $\rho C_p = \rho_d C_{p_d} + \theta \rho_w C_{p_w}$ où θ est l'humidité volumique mesurée *in situ*; $\rho_w C_{p_w}$ les caractéristiques de l'eau et $\rho_d C_{p_d}$ celles du sol sec. En considérant un sol homogène, la diffusivité α peut être estimée à partir des amplitudes journalières ($\Delta T_{z_1}, \Delta T_{z_2}$) de deux séries de températures à deux profondeurs différentes :

$$\alpha = \frac{w \Delta z^2}{2 \left[\ln\left(\frac{\Delta T_{z_1}}{\Delta T_{z_2}}\right) \right]^2} \quad (1.19)$$

où ΔT_{z_1} et ΔT_{z_2} représentent les variations journalières des températures aux profondeurs z_1 et z_2 .

1.3.2 Formulation de la FAO-56 pour l'obtention de G

Le flux de chaleur dans le sol peut être estimé au pas de temps horaire ou inférieur à partir de la formule de la FAO-56 [14]. Cette formulation stipule que :

- $G = 0.1 * R_n$ durant la journée (pour $R_n > 0 \text{ W.m}^{-2}$)
- $G = 0.5 * R_n$ durant la nuit (pour $R_n \leq 0 \text{ W.m}^{-2}$)

1.4 Flux turbulents de chaleur : le flux de chaleur sensible H et de chaleur latente LE

Dans cette section, nous nous penchons sur les flux turbulents de chaleur latente LE et sensible H. Nous abordons ensuite le principe de l'eddy covariance et les calculs des flux H et LE.

- Définition

Le flux de chaleur latente LE est l'énergie utilisée pour faire passer les molécules d'eau de l'état liquide à l'état gazeux à température constante. Le flux de chaleur latente entre la surface et l'atmosphère est associé à la quantité de vapeur d'eau introduite

dans l'atmosphère par évaporation du sol ou /et par transpiration des végétaux (évapotranspiration). Le flux de chaleur sensible est le flux de chaleur issu de la convection entre la surface du sol et l'air. La chaleur sensible est la chaleur, qui contrairement à la chaleur latente, entraîne une modification de la température lorsqu'on l'ajoute ou la soustrait.

1.4.1 Principe de l'eddy covariance et mesure des flux turbulents de chaleur

La méthode de l'eddy covariance utilise des mesures de la turbulence pour obtenir les flux de surface, qui sont calculés comme la covariance entre les fluctuations de la vitesse du vent vertical et les fluctuations d'un terme scalaire.

Théorie de l'eddy covariance

La majeure partie du transport de chaleur, d'humidité et des gaz dans l'atmosphère est due à la turbulence. En effet, lorsque l'on introduit la décomposition de Reynolds Eq.(1.20), les flux turbulents de chaleur F_X Eq.(1.21) peuvent être calculés comme la covariance entre les fluctuations de la variable X' et les fluctuations de la vitesse de vent verticale w' .

$$X = \bar{X} + X' \quad (1.20)$$

Dans l'Eq.(1.20), X est la valeur instantanée d'une variable (u, w, T, q), \bar{X} est la moyenne sur une période Δt (typiquement 10 - 60 minutes), et X' est la partie fluctuante de la variable X .

$$F_X = \overline{w'X'} \quad (1.21)$$

avec $X = T$ (température pour le flux de chaleur sensible), q (humidité pour le flux de chaleur latente), u (vitesse du vent pour le flux de quantité de mouvement). Si on dispose de mesures à une fréquence suffisamment haute (20 Hz), obtenues par des instruments avec un temps de réponse rapide, ces flux peuvent être calculés directement. Malheureusement, les instruments disponibles ne permettent pas d'échantillonner toutes les échelles de la turbulence et les mesures directes nécessitent des corrections pour prendre en compte les erreurs causées par le dispositif expérimental, les capteurs, l'installation et les conditions atmosphé-

riques.

Mesure des flux turbulents de chaleur

Dans cette étude, nous avons utilisé les capteurs suivants pour la mesure des paramètres turbulents :

- Humidité de l'air q : LI-7500 CO₂/ q open path gaz Analyser (LI-COR Biosciences Inc.)

Le licor-7500 est un analyseur de gaz à infrarouge qui permet de mesurer la concentration de CO₂ et de vapeur d'eau dans l'air. Deux types existent : le licor à circuit ouvert et le licor à circuit fermé. Ici nous utilisons le licor à circuit ouvert (Figure 1.2) c'est-à-dire que l'air passe librement entre une source d'infrarouge et un détecteur, la mesure étant réalisée *in situ*.

- Vitesse du vent tridimensionnelle (u, v, w) , température du sonique (T_s) : CSAT3 Anémomètre Sonique tridimensionnel (Campbell Scientific Ltd.)

Le CSAT3 est un anémomètre ultrasonique (Figure 1.2) qui mesure la vitesse du vent dans les trois dimensions de l'espace. Il utilise trois paires de transducteurs orientées de manière non-orthogonale par rapport à la composante horizontale du vent. Chaque paire de transducteurs transmet et reçoit un signal ultrasonique. Le temps de transmission entre les paires de transducteurs est directement relié à la vitesse du vent le long de l'axe des transducteurs. La vitesse du son est directement liée à la densité de l'air, elle dépend par exemple de la température et de l'humidité.



FIG. 1.2 – L'anémomètre sonique (gauche) et le Licor (droite) effectuant des mesures sur la forêt claire de Bellefougou.

Théorie de mesure du CSAT3

a)- Vitesse du vent

Chaque paire de transducteurs du CSAT3 envoie deux impulsions ultrasoniques de direction opposée qui se propagent à la célérité c . Le temps de vol t_0 pour le premier signal (aller) est donné par :

$$t_0 = \frac{d}{c + u_a} \quad (1.22)$$

et le temps de vol du second signal (retour) est donné par :

$$t_b = \frac{d}{c - u_a} \quad (1.23)$$

où t_0 est le temps de vol aller le long de l'axe du transducteur, t_b le temps de vol retour du second signal, dans la direction opposée, u_a est la vitesse du vent le long de l'axe des transducteurs supposée constante pendant les deux impulsions, d est la distance entre transducteurs et c la vitesse du son.

La vitesse du vent, u_a d'un axe donné peut être trouvée en inversant les relations précédentes, puis en soustrayant l'Eq (1.23) de l'Eq (1.22) et on a :

$$u_a = \frac{d}{2} \left[\frac{1}{t_0} - \frac{1}{t_b} \right] \quad (1.24)$$

La vitesse du vent est mesurée selon les trois axes non orthogonaux pour donner u_a , u_b et u_c où les indices a , b et c se réfèrent aux trois axes soniques non orthogonaux. Les composantes non orthogonales de vitesse de vent sont transformées en composantes orthogonales de vitesse de vent, u , v et w à partir de l'équation ci-dessous :

$$\begin{pmatrix} u \\ v \\ w \end{pmatrix} = \mathbf{A} \begin{pmatrix} u_a \\ u_b \\ u_c \end{pmatrix}$$

où A est une matrice (3*3) de transformation de coordonnées, qui est unique pour chaque CSAT3, stockée dans sa mémoire ROM. u , v et w représentent les vitesses du vent dans la direction horizontale, latérale et verticale.

b)- Température de l'anémomètre sonique

La vitesse du son c (calculée en faisant la somme de $1/t_0$ et $1/t_b$) est liée à la température

du sonique par la relation suivante :

$$T_s = \frac{c^2}{\gamma_d R_d} - 273.15 \quad (1.25)$$

où c est la vitesse du son ; γ_d est le rapport de chaleur spécifique de l'air sec à une pression constante, sur celui à volume constant [16 - 17 - 18 - 19].

$\gamma_d = 1.4$ et R_d est la constante des gaz pour l'air sec et est égal à $287.04 \text{ J.K}^{-1}.\text{kg}^{-1}$.

Les mesures sont faites à 20 Hz sur une centrale d'acquisition Campbell Scientific Ltd. CR3000 avec une carte PCMCIA (Personal Computer Memory Card International Association) de 1Go pour le stockage des données brutes. Les flux turbulents sont ensuite calculés hors-ligne en tenant compte des corrections suivantes :

- La correction de vent en travers l'anémomètre sonique [20]
- La méthode de la double rotation [21] qui annule la composante de la vitesse verticale du vent et ramène le système tridimensionnel à un système bidimensionnel. Deux rotations sont effectuées pour annuler la composante verticale w du vent.

1ère rotation

$$\bar{v} = 0; \quad \tan \gamma = \left(\frac{\bar{v}_m}{u_m} \right)$$

2ème rotation

$$\bar{w} = 0; \quad \tan \mu = \left(\frac{\bar{w}_m}{u_m} \right)$$

- Correction de la sensibilité du licor à l'oxygène

Le licor est employé pour mesurer la teneur en vapeur d'eau contenue dans l'air par absorption des molécules d'eau dans le spectre infrarouge. En raison de la longueur d'onde utilisée, le licor est influencé par les molécules d'oxygène. Une correction recommandée par [22] s'applique donc aux mesures de vapeur d'eau.

$$\overline{w'q'} = \overline{w'Kq'} + C_{k0} \left(\frac{\rho_d}{T} \right) \overline{w'T'}$$

où

$$C_{k0} = \frac{C_0 M_0}{M_a} = 0.23 \frac{k_0}{k_w}$$

k_w , k_0 et K sont des constantes spécifiques au Licor-7500, C_0 est la concentration en % de l'oxygène dans l'atmosphère ($C_0 = 0.21$), $M_0 = 32$ et $M_a = 28.97$ sont les poids moléculaires de l'oxygène et de l'air sec, et ρ_d est la densité d'air sec.

- Conversion de la température sonique (virtuelle) en température de l'air

Les anémomètres soniques ne mesurent pas vraiment la température mais la vitesse du son. La vitesse du son dépend de la température de l'air et également de la teneur en vapeur d'eau de l'air. Pour obtenir les fluctuations de la température réelle au lieu des fluctuations de la température du sonique, l'effet d'humidité de l'air doit être corrigé [18].

$$T = \frac{T_s}{1 + 0.51q} \quad (1.26)$$

T_s est la température du sonique qui est en fait une estimation de la température virtuelle car les effets de l'humidité ne sont pas pris en compte dans l'Eq(1.25), q la quantité de vapeur d'eau et T la température de l'air.

- Correction pour des fluctuations de densité (WPL-correction)

Pour déterminer les flux turbulents des constituants d'air comme la vapeur d'eau, la correction d'après [23] Webb et al. (1980) est nécessaire. Elle corrige deux aspects. Le premier est relatif au contenu en eau de l'air. Le deuxième aspect est la correction de l'écoulement de la masse d'air selon l'altitude, parce que les vitesses verticales ascendantes sont différentes de celles descendantes : effet du aux différences de la densité de l'air [24 - 25 - 26].

$$F_v = (1 + \mu\sigma)(\overline{w'\rho_v} + \overline{\rho_v} \frac{w'T'}{\overline{T}}) \quad (1.27)$$

avec

$$\mu = \frac{m_a}{m_v} = 1.6 \quad \text{et} \quad \sigma = \frac{\rho_v}{\rho_a}$$

- Des corrections sont effectuées pour enlever tous les types d'erreurs de réponse en fréquence (par exemple, réponse en fréquence limitée des capteurs et centrales d'acquisition, séparation des capteurs ou l'intégration sur le trajet de mesure)[27 - 28].

Toutes les corrections, sauf les deux premières sont réalisées itérativement.

1.4.2 Présentation du logiciel EdiRe

L'outil utilisé ici pour le traitement des données est le logiciel **EdiRe**. Il a été développé par l'Université d'Edinburgh (GB) et est dédié au traitement des mesures d'eddy corrélation.

Il peut être téléchargé gratuitement sur le site : www.geos.ed.ac.uk/abs/research/micromet/EdiRe. C'est un logiciel dans lequel les données brutes de flux sont traitées en utilisant des routines configurées par l'utilisateur. Le choix et l'ordre de traitement des routines sont définis par l'utilisateur dans une 'proclist'. Ce fichier proclist appelle diverses fonctions permettant (1) la conversion des unités, (2) le filtrage des valeurs aberrantes, (3) la prise en compte des caractéristiques de l'appareil (calibration, angle d'attaque, temps de réponse), (4) celles du climat (densité et stabilité de l'air) et (5) l'analyse statistique et spectrale des données haute fréquence. EdiRe offre ainsi la possibilité de calculer les flux de chaleur latente et /ou chaleur sensible. Les choix que nous avons fait sont décrits ci-dessous, la proclist correspondante se trouve en annexe 1.

Préparation des données

-Calcul de la variance et de la covariance des composantes des flux sur un intervalle de temps de 30mn.

-Suppression des pics isolés [29 - 30].

-Détection du temps de latence du licor et du CSAT.

Conversions et corrections

-Correction du vent au travers de la température du sonique pour le CSAT [20].

-Double rotation [21].

-Corrections spectrales [27].

-Conversion de la température du sonique en température réelle [18].

-Correction pour les fluctuations de la densité du Licor [26].

Contrôle de la qualité des données.

- Test de qualité d'après la description de [31] Foken et Wichura (1996), classification des données en 3 classes selon leur qualité [32].

1.4.3 Algorithmes associés aux calculs des flux de chaleur sensible H et de chaleur latente LE dans EdiRe

a)- Algorithme de H dans EdiRe

Le flux de chaleur sensible est obtenu par la formule suivante :

$$H = \rho C_p (\overline{w'T'_s}) \quad (1.28)$$

avec :

$$\rho C_p = C_{p-humide} \rho_v + C_{p-sec} (\rho_a - \rho_v)$$

$$C_{p-humide} = 1859 + 0.13H_r + T(0.193 + 0.00569H_r) + T^2(0.001 + 0.00005H_r)$$

$$C_{p-sec} = 10005 + \frac{T + 23.12}{3364}; \quad \rho_a = \frac{29.002(P - 0.3780e)}{R_d(T + 273.16)}$$

$$\rho_v = \frac{18P}{R_d(T + 273.16)}; \quad H_r = \frac{100e}{e_s} \quad \text{et} \quad e_s = 0.61121 \exp\left(\frac{17.502T}{T + 240.97}\right)$$

où :

ρ_a est la masse volumique de l'air sec en (Kg.m^{-3}); ρ_v la masse volumique de la vapeur d'eau (Kg.m^{-3}); $C_{p-humide}$ et C_{p-sec} chaleur massique à pression constante de l'air humide et de l'air sec en ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$); T la température de l'air ($^{\circ}\text{C}$); T'_s la fluctuation de la température de l'anémomètre sonique ($^{\circ}\text{K}$); e tension de vapeur réelle (kPa); e_s tension de vapeur saturante (kPa); H_r humidité relative de l'air (%); P pression de l'air (kPa); R_d constante des gaz pour l'air sec qui vaut : $287.04 \text{ J.K}^{-1}.\text{kg}^{-1}$.

b)- Algorithme de LE dans EdiRe

Le flux de chaleur latente est défini par :

$$LE = L(\overline{w'q'}) \quad (1.29)$$

où

$$L = 2500.25 - 2.365 \left\{ \frac{240.97 \ln\left(\frac{e_s}{6.1121}\right)}{17.502 \ln\left(\frac{e_s}{6.1121}\right)} \right\}$$

avec : L la chaleur latente d'évaporation de l'eau en (J.g^{-1}); w' la fluctuation de la vitesse du vent dans la direction verticale mesurée par le CSAT3; q' la fluctuation de la quantité de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère en (g.m^{-3}) mesurée par le licor et e_s la tension de vapeur saturante.

Si on ne dispose pas d'appareil spécifique, le flux de chaleur latente est déduit de l'équation du bilan d'énergie Eq(1.1). L'incertitude sur l'estimation de LE est alors la somme de celle sur tous les autres termes du bilan.

$$LE = Rn - G - H \quad (1.30)$$

1.5 Critères de vérification de la qualité des données d'eddy corrélation

Pour estimer la qualité des données de flux calculés, différents tests statistiques sont effectués sur les sorties semi-horaires de EdiRe en suivant le schéma de [32]. Ces tests sont basés sur les vérifications des caractéristiques intégrales de turbulences (ITC), la stabilité de Monin-Obukhov et la stationnarité des flux turbulents $\overline{w'q'}$ et $\overline{w'T'_s}$. Ils permettent de vérifier la stationnarité des données et le développement de la turbulence nécessaire à la théorie des eddy corrélation. On les synthétise dans un label de qualité à trois niveaux attribué à chaque donnée et à chaque pas de temps.

1.5.1 Test des Caractéristiques Intégrales de Turbulence (ITC)

Ce test a été développé pour qualifier les conditions de développement de la turbulence de l'atmosphère par rapport aux flux turbulents. Les tests sur les caractéristiques intégrales permettent de vérifier si les conditions de la théorie des similitudes sont remplies. Cette théorie permet de relier les différentes grandeurs de la Couche Limite Atmosphérique (écart-type de T par exemple) à une échelle caractéristique (T^* pour la température) et à une fonction d'une seule variable (la stabilité). Si les données collent au modèle alors, on est dans les conditions de la théorie et les transferts sont verticaux (le bilan des flux turbulents horizontaux est nul), sinon d'autres processus sont en jeu et des termes supplémentaires peuvent s'ajouter dans l'Eq (1.20) (gradients horizontaux non nuls par exemple). Les modèles de similitude reliant la variance d'une variable X à son échelle caractéristique X^* ont été documentés [31 - 21] et s'expriment comme des lois puissances de la stabilité (Eq.1.31).

$$\left(\frac{\sigma_x}{X_*}\right)_{modele} = c_1 \left(\frac{z}{L}\right)^{c_2} \quad (1.31)$$

On calcule ensuite le ratio de la différence entre le modèle et la mesure par rapport au modèle Eq(1.31).

$$ITC_{\sigma} = \left| \frac{(\frac{\sigma_x}{X_*})_{modele} - (\frac{\sigma_x}{X_*})_{mesure}}{(\frac{\sigma_x}{X_*})_{modele}} \right| \quad (1.32)$$

où ($\frac{z}{L}$) est la stabilité de Monin-Obukhov, X_* le paramètre turbulent qui peut être la température T , la vitesse du vent verticale w ou horizontale u , σ_x est l'écart-type du paramètre X_* , c_1 et c_2 sont des constantes dont les valeurs sont représentées dans le tableau ci-dessous. Si le paramètre ITC_{σ} est inférieur à 30% une turbulence bien développée peut être supposée. Pour une atmosphère stable ou neutre, c'est-à-dire pour des valeurs de flux de chaleur sensible inférieures à $10W.m^{-2}$, le test ne peut être appliqué.

TAB. 1.1 – Valeurs des constantes c_1 et c_2 d'après [31] Foken et Wichura (1996)

Paramètre	z/L	c_1	c_2
$\frac{\sigma_u}{u_*}$	$0 > z/L > -0.032$	2.7	0
	$-0.032 > z/L$	4.15	1/8
$\frac{\sigma_w}{u_*}$	$0 > z/L > -0.032$	1.3	0
	$-0.032 > z/L$	2	1/8
$\frac{\sigma_T}{T_*}$	$0.02 < z/L < 1$	1.4	-1/4
	$0.02 > z/L > -0.062$	0.5	-1/2
	$-0.062 > z/L > -1$	1.0	-1/4
	$-1 > z/L$	1.0	-1/3

1.5.2 Classification globale des données

Les caractéristiques intégrales de turbulences sont calculées pour w , u et T_s . La qualité d'un flux est composée du résultat du test sur les paramètres turbulents $\overline{w'T'_s}$ et $\overline{w'q'}$ et de celui du " Test des Caractéristiques Intégrales de Turbulence" des deux séries chronologiques dont la covariance est calculée. Le tableau ci-dessous montre le test qui est appliqué pour chaque flux de chaleur.

TAB. 1.2 – Différents tests appliqués sur les flux H et LE

Test flux	Tests paramètres turbulents	Test ITC $\frac{\sigma_w}{u_*}$	Test ITC $\frac{\sigma_{T_s}}{T_s^*}$
H	$\overline{w'T'_s}$	*	*
LE	$\overline{w'q'}$	*	

Le résultat combiné des tests appliqués est récapitulé suivant trois classes :

TAB. 1.3 – Classification globale d'après [32] Foken et al. (2004)

Test paramètres turbulents(%)	Test ITC (%)	Classe finale des flux
< 30	< 30	0
< 100	< 100	1
> 100	> 100	2

Ces tests sont appliqués aux données semi-horaires issues des calculs de EdiRe et sont ensuite classées selon l'approche suivante :

Hypothèse de base : Pour des valeurs de flux de chaleur sensible inférieures à 10W.m^{-2} , nous ne disposons pas de critères pour classer ces données. Nous leur affectons une classe supplémentaire qui est '1'.

Classes de H

-Si les trois paramètres $\overline{w'T'_s}$, ITC $\frac{\sigma_w}{u_*}$ et ITC $\frac{\sigma_{T_s}}{T_s^*}$ sont chacun inférieurs à 30% alors nous attribuons à la donnée semi-horaire la classe '0'.

-Si ils sont tous compris entre 30 et 100% alors nous avons classe '1'.

-Et si ils sont chacun supérieurs à 100% alors nous avons classe '2'.

Classes de LE

-Si les paramètres $\overline{w'q'}$ et ITC $\frac{\sigma_w}{u_*}$ sont chacun inférieurs à 30% alors nous attribuons à la

donnée semi-horaire la classe '0'.

-Si ils sont compris entre 30 et 100% alors nous lui attribuons la classe '1'.

-Et si ils sont chacun supérieurs à 100% alors nous avons classe '2'.

Description des classes

Classe -1 : données inclassables

Classe 0 : données de très bonne qualité haute, utilisables pour une recherche fondamentale.

Classe 1 : données à qualité modérée utilisables pour des études de bilan.

Classe 2 : données de mauvaise qualité.

1.6 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons développé les différentes méthodes d'obtention des flux notamment le flux de chaleur dans le sol et les flux de chaleurs sensible et de chaleur latente. Les critères pour vérifier la qualité des données des flux turbulents de chaleur ont été également exposés.

DESCRIPTION DE LA ZONE D'ÉTUDE ET CARACTÉRISATION MÉTÉOROLOGIQUE DES SOUS PÉRIODES D'ÉTUDE

Ce chapitre présente dans un premier temps la zone d'étude ainsi que les données utilisées. A partir des moyennes journalières du rayonnement net, de la température de l'air, la tension de vapeur réelle, la vitesse et la direction du vent issues des mesures de la station de Nalohou, nous décrivons les traits caractéristiques d'une année en climat soudanien (Août 07- Juillet 08). Nous comparons ensuite les paramètres météorologiques des deux stations entre elles pendant les différentes sous périodes choisies : la saison sèche en Janvier, la saison des pluies en Juillet et la période de transition entre saison des pluies et la saison sèche en Novembre.

2.1 Situation géographique de la zone d'étude

Nos stations d'étude sont localisées dans la Donga (Nord Bénin) qui est caractérisé par un climat soudanien. La première 'Nalohou' (latitude 9°74484 N, longitude 1°60457 E, altitude 449m) est située à environ 11km du centre ville de Djougou. Cette station se trouve dans une zone anthropisée où les arbres sont rares. La deuxième 'Bellefougou' (latitude 9°7915N, longitude 1°718 E, altitude 414m) est localisée dans une forêt claire à *isoberlinia* située à 17km de Djougou. La hauteur de la végétation présente sur celle-ci est d'environ 14m. La station de Nalohou a été installée en Juillet 2007 tandis que celle de Bellefougou a vu le jour un peu plus tardivement en Septembre 2007 et complétée en Juin 2008. Sur ces stations sont installés des capteurs de mesures météorologiques et des flux de chaleur sensible et de

chaleur latente. Tous les capteurs (météo + flux) ont été ré-installés à Nalohou en Juillet 2007. Alors que ce n'est qu'en Juin 2008 que celle de Bellefougou a bénéficié du capteur de mesure du flux de chaleur latente. Notons que ces deux stations sont distantes de 20km environ (Figure 2.1).

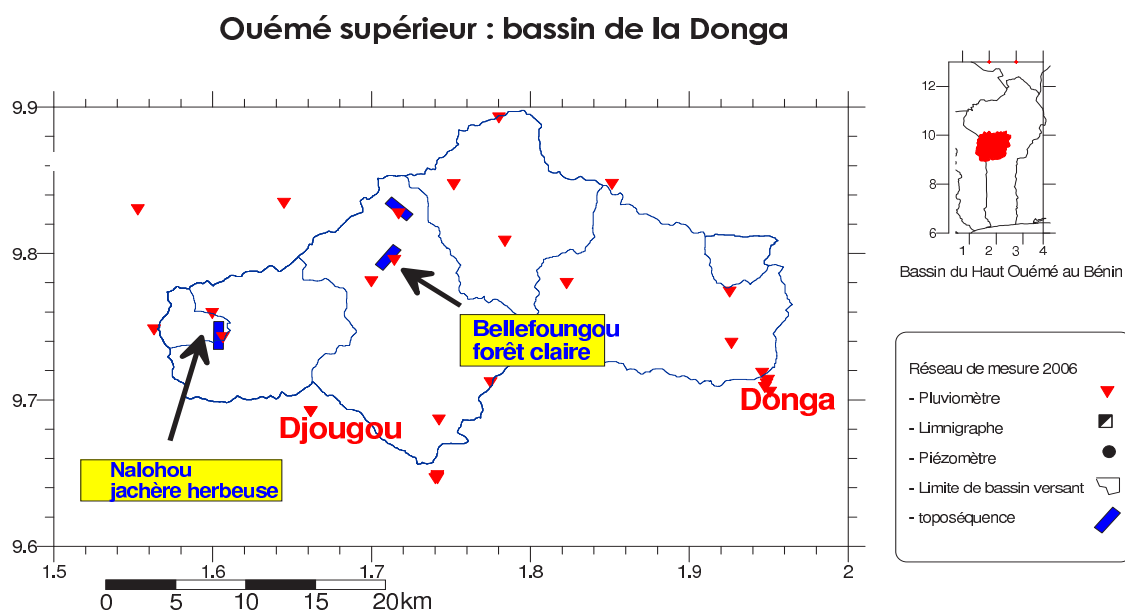


FIG. 2.1 – Carte de localisation des stations de mesure dans la Donga.

– Données météorologiques

On dispose des capteurs placés à 2m (Nalohou) et à 5.5m (Bellefougou) du sol qui enregistrent toutes les quinze minutes, la vitesse et la direction du vent, la température de l'air, la pression atmosphérique, l'humidité relative, le rayonnement (incident et réfléchi) courtes longueurs d'onde, le rayonnement(incident et réfléchi) grandes longueurs d'onde, le rayonnement net, la pression de vapeur saturante et réelle, la température du sol à -10, -20 et -40 cm et le flux de chaleur dans le sol. Le tableau en annexe 2 récapitule toutes les variables mesurées avec leurs précisions.

– Données flux

Les flux sont calculés par eddy correlation (Chapitre 1) à partir des mesures à haute fréquence (20Hz). Elles englobent les mesures issues d'un anémomètre sonique 3D

(CSAT3, Campbell Scientific Ltd.) pour la vitesse et la température et d'un analyseur de gaz (Li7500, Licor) pour les concentrations en H_2O et CO_2 présentent dans l'atmosphère. A Bellefougou, les capteurs de flux sont disposés au dessus de la végétation (18m) et à Nalohou à 4m du sol.

2.2 Dynamique saisonnière de la surface du sol sur les deux stations

Les photos de la figure (2.2) illustrent l'état de la surface de Nalohou en Novembre et en Juillet.

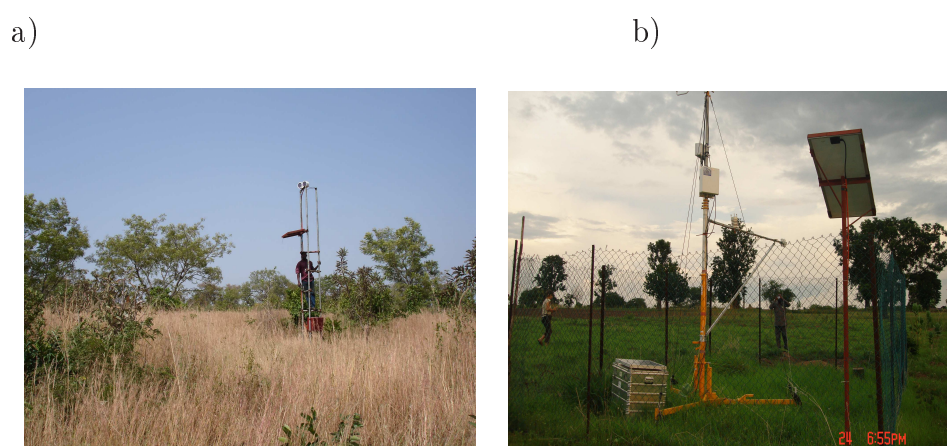


FIG. 2.2 – Couverture du sol à Nalohou en Novembre (a) et en Juillet (b).

Le site de Nalohou est très influencé par les activités économiques (agriculture, passage des bœufs pour pâturer dans cette zone). En Novembre, on tend vers la fin des saisons pluvieuses. La jachère herbeuse est très sèche, touffue et couvre partiellement le sol. Elle empêche l'air qui circule au-dessus de la jachère d'atteindre directement la surface même du sol et atténue par conséquent la quantité d'énergie qui doit servir à chauffer la surface. Non seulement, cette quantité est atténuée mais aussi elle met également plus de temps avant de parvenir au sol. En saison pluvieuse (Juillet), nous avons de la jachère humide. Par contre en Janvier, le sol est nu car les brûlis et le sarclage (enlèvement des herbes) s'effectuent souvent en Décembre.

La station de Bellefoungou n'est pas influencée par les activités anthropiques. La surface du sol est plus ou moins homogène. En saison humide, la surface du sol est couverte d'herbacées.



FIG. 2.3 – Couverture du sol à Bellefoungou en Juillet (a) et vue de dessus de la végétation de Bellefoungou (b).

2.3 Description de l'année 2007 - 2008 : cas de la station de Nalohou (Août 07 - Juillet 08)

Le rayonnement net, la température de l'air, le vent et la tension de vapeur constituent les paramètres climatiques déterminants sur lesquels on se base pour caractériser la météo d'une région. La description de ces principaux paramètres météorologiques nous permettra de souligner les grands traits de la dynamique intra-saisonnière de la zone d'étude.

2.3.1 Le rayonnement net

La figure (2.4) montre l'évolution des moyennes journalières du rayonnement net entre le 01/08/07 et le 31/07/08 à Nalohou.

Le maximum observé est de 190 W.m^{-2} en Septembre et en Juin. Des valeurs élevées du rayonnement net s'observent durant toute la saison des pluies (Mars-Octobre). On remarque que durant cette période, le rayonnement fluctue beaucoup d'un jour à l'autre alors qu'en saison sèche il garde une valeur plus ou moins stable (Figure 2.4). Cependant, nous constatons que la période qui s'étale de Novembre à Décembre est aussi marquée par une diminution

notable du rayonnement net par rapport à celle humide.

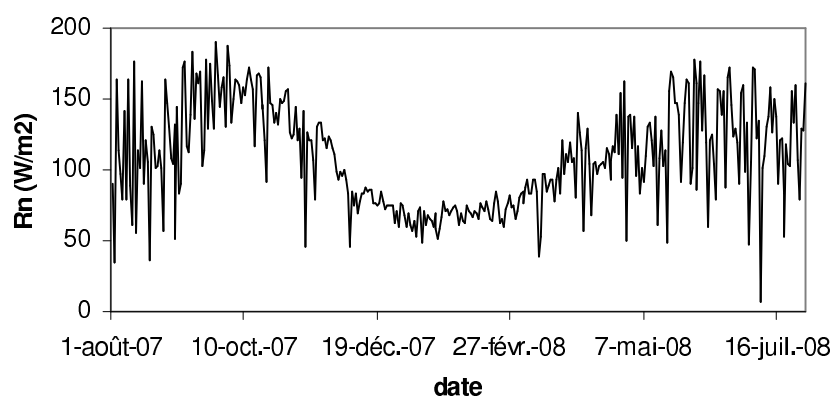


FIG. 2.4 – Evolution temporelle des moyennes journalières du rayonnement net à Nalohou.

Les fluctuations relevées en saison des pluies sont dues à la présence des nuages. Pendant cette même période on a une atmosphère propre c'est-à-dire dépourvue d'aérosols ; ce qui explique le fort taux de rayonnement observé en absence de nuages. La venue de l'harmattan en Novembre se traduit par la baisse du taux de rayonnement due au réchauffement du sol et à un rayonnement émis par la surface qui est plus important. Ces différences relevées au cours de l'évolution saisonnière du rayonnement net s'expliquent également par la baisse du rayonnement incident grande longueur d'onde observée dès mi-novembre et qui demeure faible jusqu'à la fin Janvier (Figure 2.5).

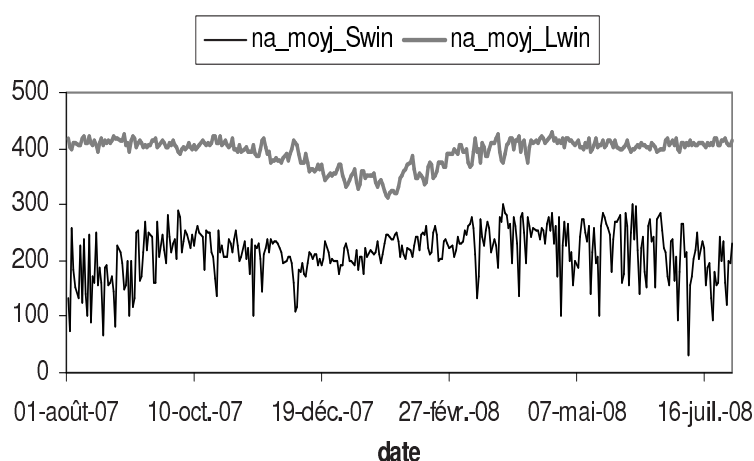


FIG. 2.5 – Evolution temporelle des moyennes journalières du rayonnement incident courte (Swin) et grande (Lwin) longueur d'onde à Nalohou.

2.3.2 La température de l'air

La température moyenne sur l'année est de 25.3°C.

Cette moyenne cache d'importantes fluctuations journalières qui peuvent atteindre 20°C dans une journée de saison sèche. Sur la période Août 07-Juillet 08, les température extrêmes enregistrées sont : 38°C en Mars et 13°C en Janvier (Figure 2.6).

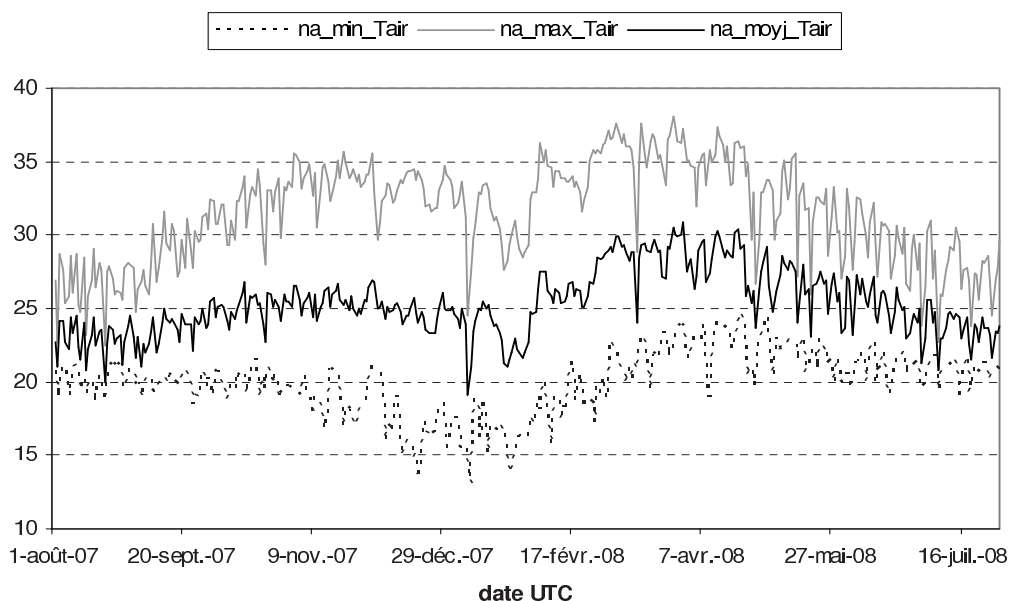


FIG. 2.6 – Evolution temporelle des moyennes journalières, des valeurs minimale et maximale de la température de l'air à Nalohou.

Les températures les plus élevées s'observent en Mars-Avril et en Novembre , les plus basses en Décembre et en Juillet. En Décembre, la baisse des températures est due à la baisse du rayonnement et au vent (l'harmatan) qui souffle plus fort (voir figure 2.9). En Juillet, la baisse des températures est causée par le flux de mousson. En général, les températures moyennes maximales sont élevées sur toute l'année et varient entre 22°C et 38°C. En revanche, les minima s'échelonnent entre 13°C et 25°C. La montée observée des températures en début d'année (Mars-Avril) correspond à l'augmentation du rayonnement solaire dont l'action va être ensuite contrecarrée par l'arrivée des flux de mousson provenant du sud . Il s'ensuit une baisse des températures qui débute avec la mousson, qui atteignent un minimum au mois d'Août (22.5°C). La fin de la saison des pluies entraîne une augmentation de la température qui va être très rapidement contrariée par la baisse du rayonnement net

amorcée dès Novembre. L'amplitude thermique journalière est maximale durant le mois sec de Décembre, 20.9°C, et se réduit progressivement pour être minimale au mois d'Août 6-7°C en moyenne glissante sur 10 jours (Figure 2.7).

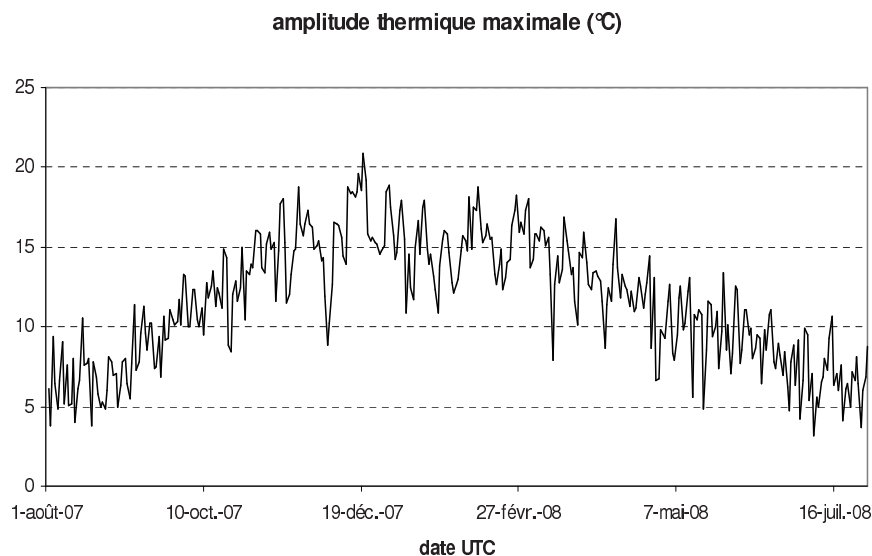


FIG. 2.7 – Ecart entre les températures moyennes journalières maximales et minimales au cours de la période Août 07-Juillet 08 à Nalohou.

2.3.3 La tension de vapeur réelle

La figure (2.8) montre l'évolution temporelle de la moyenne journalière de la tension de vapeur réelle.

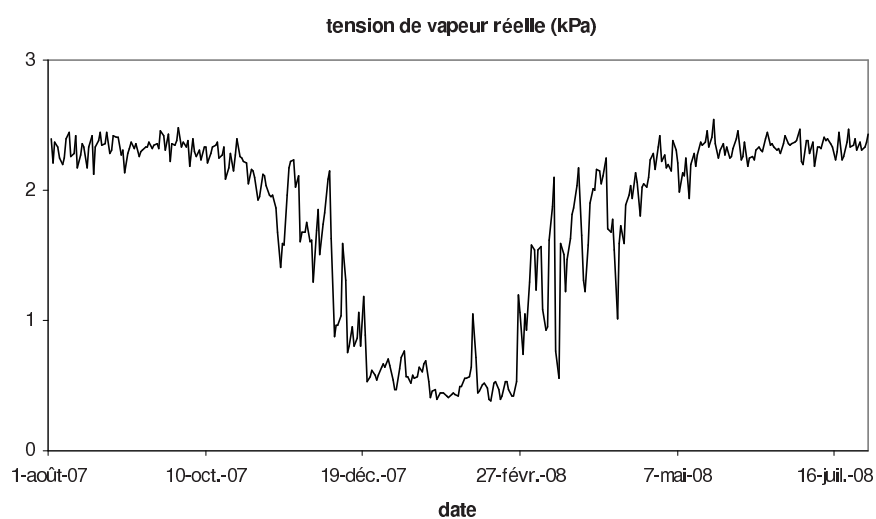


FIG. 2.8 – Evolution temporelle de la moyenne journalière de la tension de vapeur réelle sur la période Août 07-Juillet 08 à Nalohou.

A Nalohou, le minimum de tension de vapeur a lieu en Février avec une valeur de 0.38 kPa. Sur la période Août 07 - Juillet 08, le maximum de tension de vapeur s'observe en mai (2.54 kPa). Pendant la mousson (Mai-Octobre), on observe des valeurs élevées plus ou moins constantes de la tension de vapeur. Elle chute ensuite en Novembre pour atteindre sa valeur la plus faible en Février. En saison humide, l'atmosphère contient une forte quantité de vapeur d'eau, celle-ci chute en Novembre avec l'arrivée de l'harmattan et devient faible en saison sèche.

2.3.4 La vitesse et la direction du vent

- La vitesse du vent

L'examen des vitesses moyennes journalières (figure 2.9) montre que la variation annuelle des vitesses moyennes du vent est assez faible. La vitesse la plus forte enregistrée sur un quart d'heure est de 8m.s^{-1} . Les vitesses moyennes journalières varient entre un maximum en Janvier (3.1m.s^{-1}) vers un minimum en Octobre (0.61m.s^{-1}). Les maxima sont observés pendant la période de l'harmattan et induisent une baisse des températures.

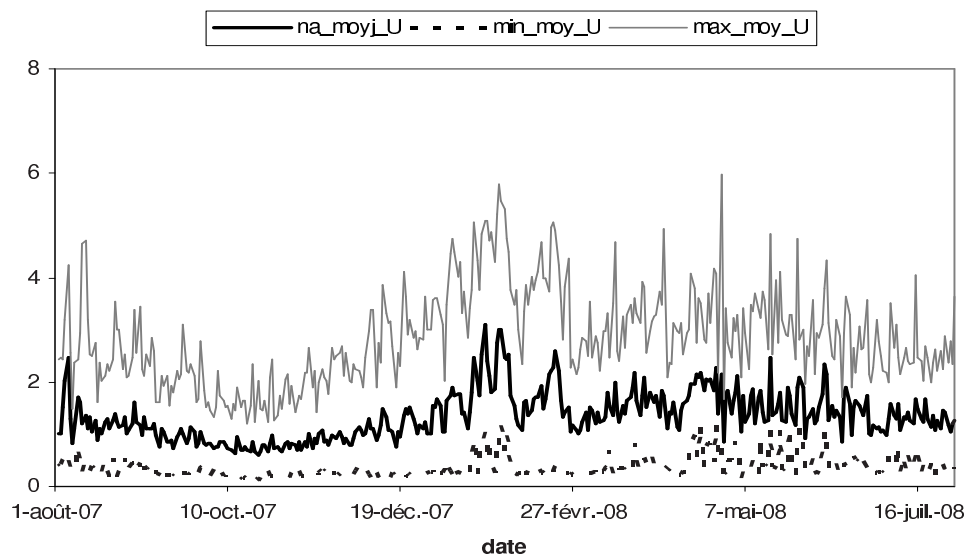


FIG. 2.9 – Evolution temporelle des moyennes journalières , des valeurs minimale et maximale de la vitesse du vent.

On observe toujours un maximum du vent aux heures diurnes (figure 2.10) mais sa valeur, relativement à celle des heures nocturnes, évolue considérablement. Ce maximum horaire se

situe généralement entre 9h et 11 heures. Les vents nocturnes sont plus faibles. Le cycle diurne fait penser à la mise en place de vents thermiques locaux qui sont générés par des gradients de température et /ou de pression en surface (différence de couvert, d'altitude).

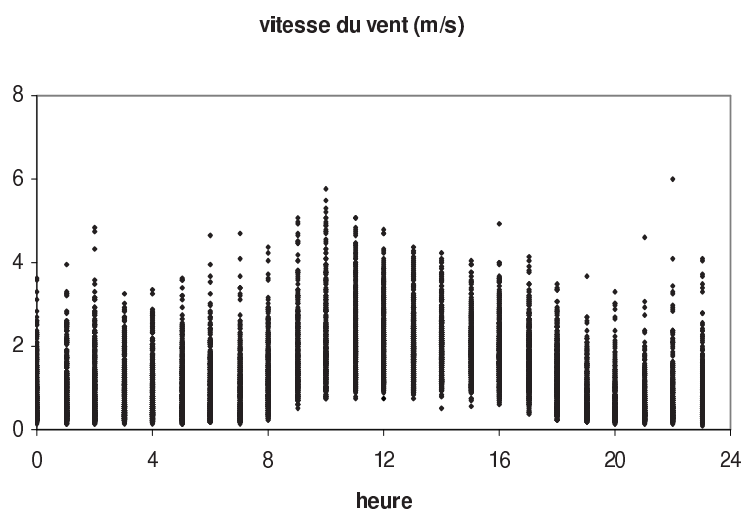


FIG. 2.10 – Cycle journalier du vent sur la période Août 2007-Juillet 2008 à Nalohou.

- La direction du vent

La figure (2.11) indique les orientations moyennes mensuelles correspondant à une rose des vents divisée en seize (16) parts. Seuls les vents supérieurs à $1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ont été considérés dans cette analyse. L'étude comparative des mois de l'année montre que la répartition mensuelle des directions n'est pas constante. On observe successivement :

- Janvier-Février : La direction privilégiée est NE. On a la direction principale la mieux établie en Janvier 49.7%. On note l'apparition des vents du NNE.

- Mars : Ce mois est assez particulier, il n'y a pas de direction privilégiée. On a des vents humides du SSW, et une infirme partie du NE et NW. C'est le passage de la saison sèche à la saison humide.

- Avril-Août : Durant cette période, la direction principale du vent varie entre 180° et 230° . C'est-à-dire que la zone d'étude est sous l'influence des vents humides venant de la côte.

- Septembre-Octobre : Ces deux mois se ressemblent ; mis à part l'apparition des vents de E observé en Octobre. La direction privilégiée est le SE.

- Novembre-Décembre : la prédominance des vents du NEE et du NE s'affirme. On note la persistance des vents du SW en Novembre.

On remarque que la direction du vent suit une évolution au cours de la période de l'année. Pendant la saison sèche, la zone d'étude est sous l'influence des vents forts et secs provenant du Sahara, l'harmattan (NE). Cette direction change progressivement avec l'arrivée de la mousson. En saison pluvieuse, la vitesse des vents fluctue beaucoup plus qu'en saison sèche, la direction privilégiée est imposée par la mousson (SSW).

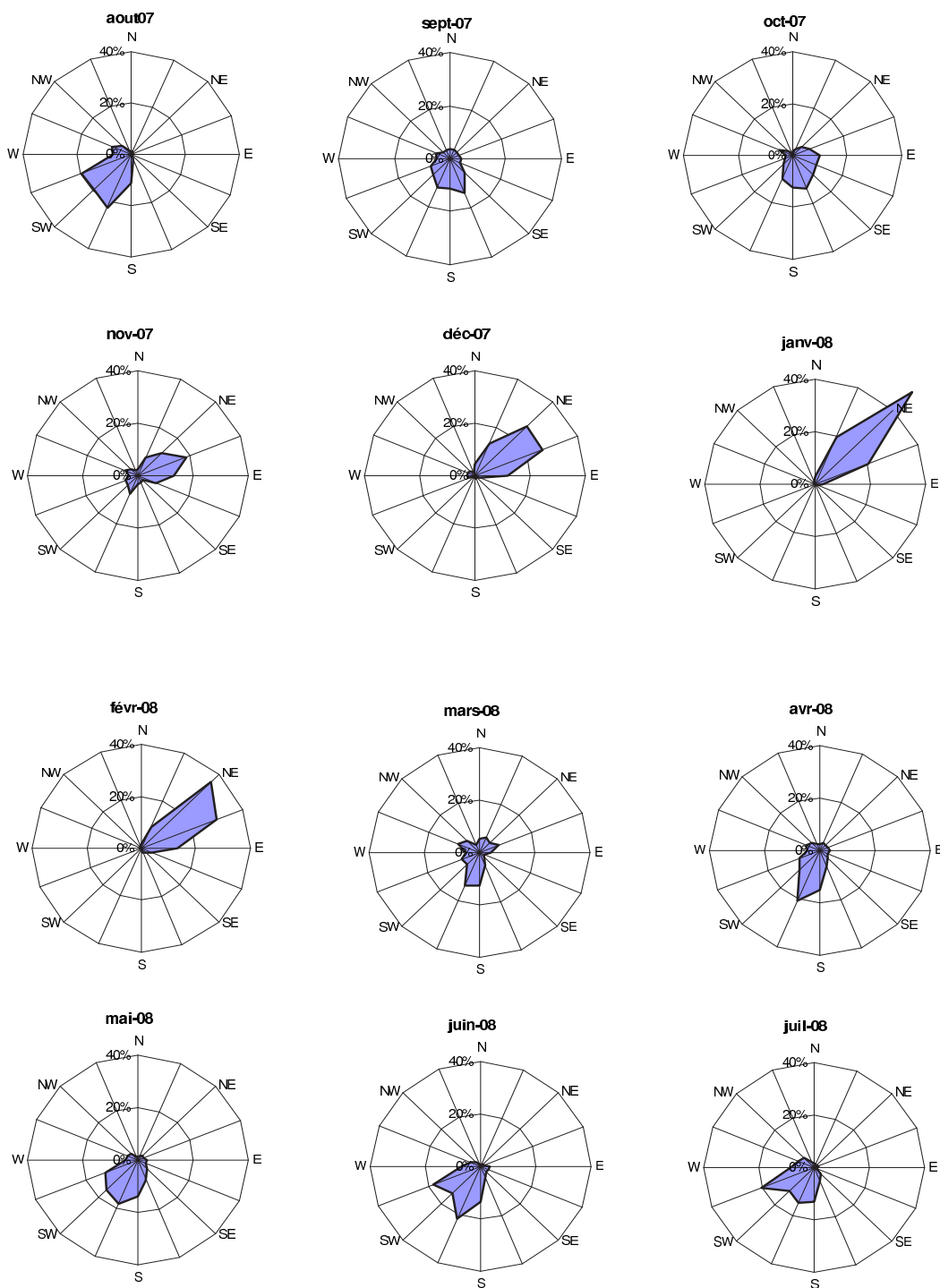


FIG. 2.11 – Station de Nalohou, rose des vents Août 07-Juillet 08 (pour des vents supérieurs à 1m.s^{-1})

2.4 Conditions climatiques locales : Comparaison de la météo de Nalohou et celle de Bellefoungou

Les conditions climatiques sont analysées à partir des mesures météorologiques des deux stations sur lesquelles s'effectue cette étude. Afin de caractériser la variabilité des paramètres climatiques, trois sous périodes de quatorze (14) jours chacune ont été choisies à partir des analyses précédentes. La première située entre le 16 au 30 Janvier 2008 est qualifiée de 'sous période sèche'. Durant celle-ci l'air est très sec. La seconde sous période (sous période humide) se trouve en pleine saison des pluies : 16 au 30 Juillet 2008. La dernière du 16 au 30 Novembre 2007 est dénommée ' sous période intermédiaire '. Cette période est marquée par la fin de la saison des pluies, on a remarqué que durant celle-ci l'atmosphère est encore sous l'influence des vents humides venant du Sud-Ouest.

Pour comparer la météo des deux stations, nous avons effectué la moyenne sur chaque heure pour les différentes sous périodes définies précédemment pour avoir des journées types.

2.4.1 Sous période sèche (16 au 30 Janvier 2008)

Le rayonnement incident courte longueur d'onde à Bellefoungou est plus fort que celui de Nalohou : 889 W.m^{-2} et 812 W.m^{-2} . Il en est de même pour le rayonnement réfléchi courte longueur d'onde (173 W.m^{-2} et 145 W.m^{-2}). Quant à la température et l'humidité relative des deux stations, elles varient très peu durant cette sous période ($R^2 = 95\%$ pour la température et $R^2 = 88\%$ pour l'humidité). On relève pour la température un maximum de 29.7°C au niveau des deux stations et des minimums de 15.8°C à Bellefoungou et 16.3°C à Nalohou. Les variations de l'humidité relative sont de : 26.9% et 10.45% en forêt ; 25% et 10% sur la jachère . Les nuits à Bellefoungou sont nettement plus froides. Ce qui se traduit par l'écart de 0.08kPa observé au niveau de la tension de vapeur réelle sur les deux stations.

Notons que pendant cette période, l'air est très sec de jour comme de nuit. Le pic observé en soirée à Bellefoungou est certainement du à la végétation qui dégage de la vapeur d'eau. Le vent est très faible sur le site de la forêt. Cette mesure est certainement sous estimée

à cause de la position du capteur dans la canopée. Sa valeur quelque soit la période est pratiquement le 1/3 de celle de Nalohou. Le maximum observé à Nalohou est de $4.7\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ pour un minimum de $0.89\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$.

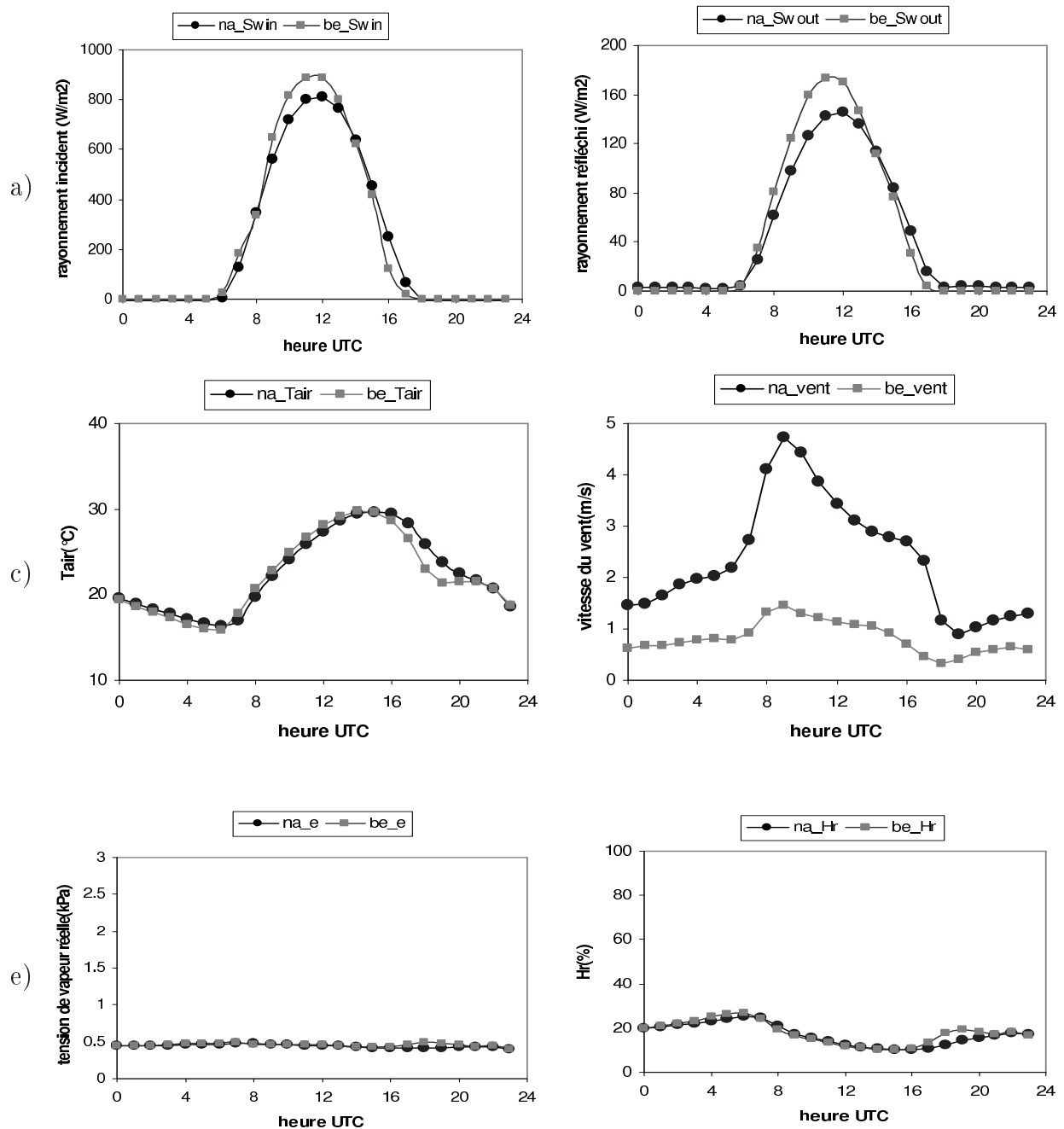
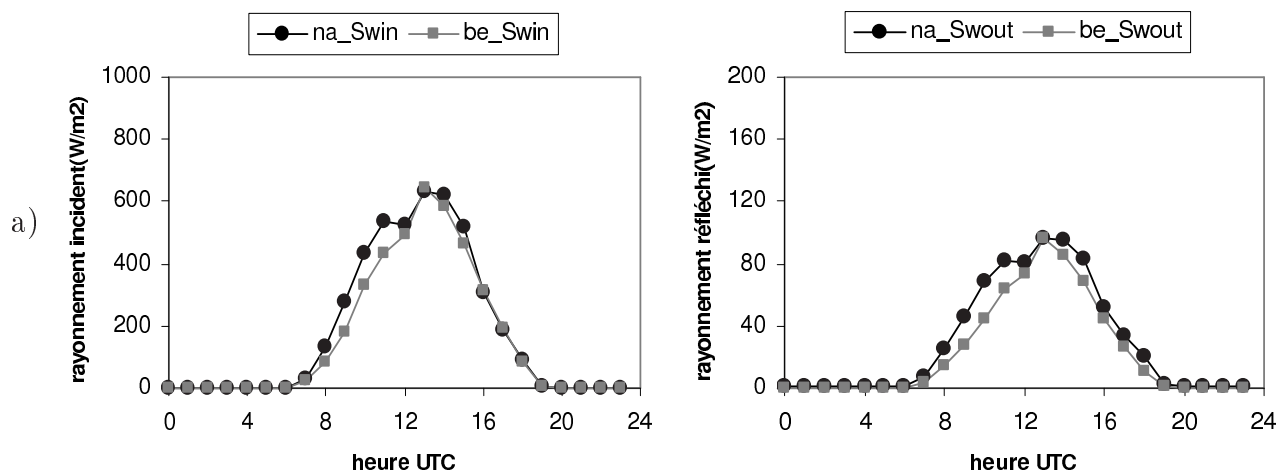


FIG. 2.12 – Cycle journalier du rayonnement incident(a), rayonnement réfléchi(b), température de l'air (c), humidité relative(f), vitesse du vent (d) et tension de vapeur réelle (e) à Nalohou et à Bellefoungou (sous période sèche).

2.4.2 Sous période humide (16 au 30 Juillet 2008)

Ici on note une forte variation de tous les paramètres.

Il existe toujours une différence entre les maxima des rayonnements incidents courte longueur d'onde des deux stations, mais elle est plus faible que celle observée au cours de la sous période sèche (645 W.m^{-2} et 631 W.m^{-2}) pour Bellefoungou et Nalohou. Les rayonnements réfléchis sont les mêmes. Le site de Bellefoungou connaît une amplitude plus grande (8°C) pour la température comparée au site de Nalohou (3°C). Dans la journée, les fortes températures s'observent à Bellefoungou et la nuit à Nalohou. On a les valeurs de : 27.3 et 19.5°C à Bellefoungou ; 24.6 et 21°C à Nalohou. La station de Bellefoungou est toujours plus froide les nuits que celle de Naholou ce qui fait qu'on obtient les fortes valeurs d'humidité relative sur cette dernière (93 et 66%) contre (85 et 77%) à Nalohou. Par contre la tension de vapeur réelle à Nalohou dépasse quelques fois celle de Bellefoungou durant tout le cycle. Le vent est moyen, la valeur maximale observée est de 2.5 m.s^{-1} à Nalohou. Notons que cette sous période est située en saison pluvieuse. On remarque pendant cette période de multiples passages nuageux entre 12h et 13h ; ce qui se traduit par les sauts brusques de rayonnements qui s'observent à ces moments précis de la journée (Figure 2.13).



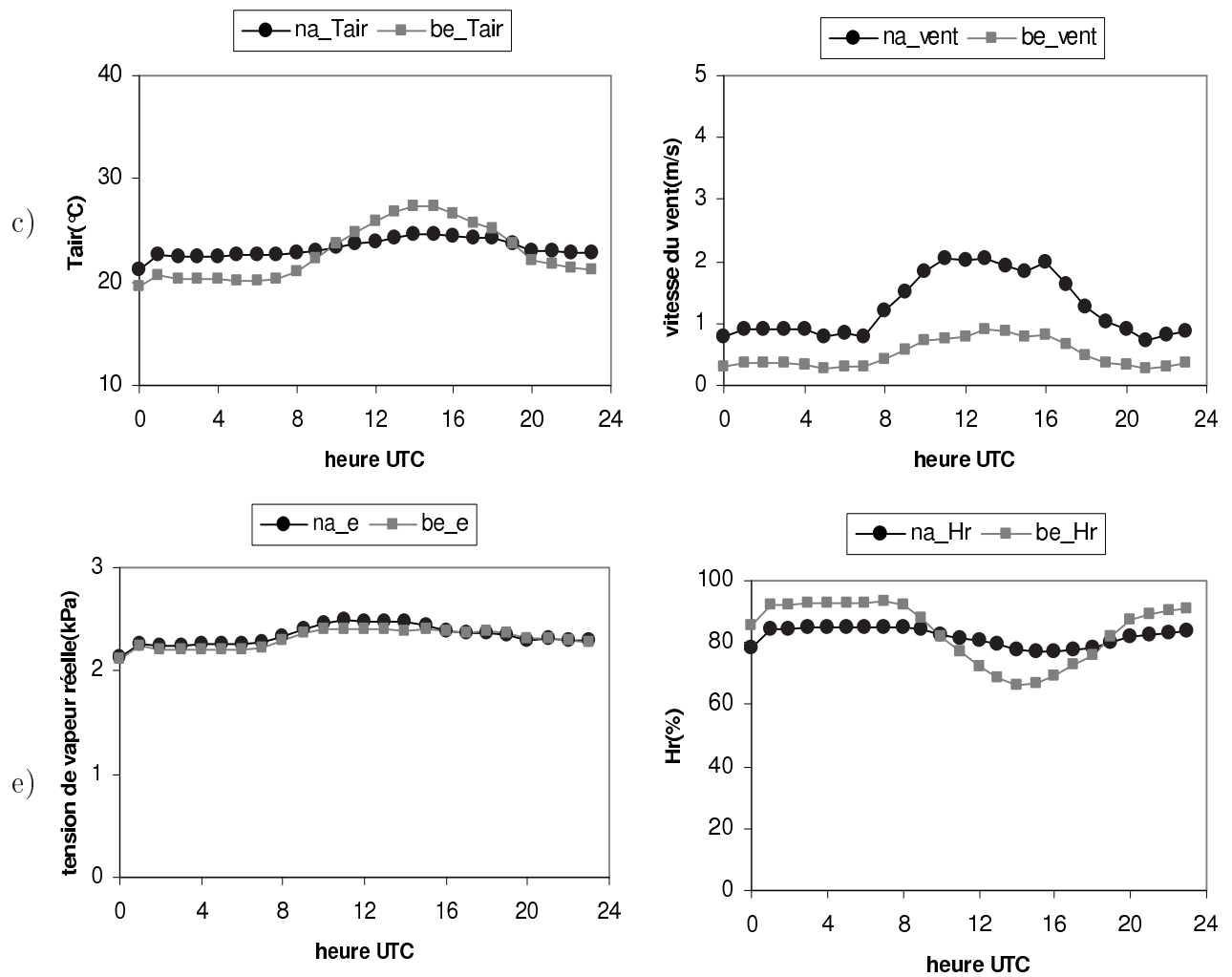


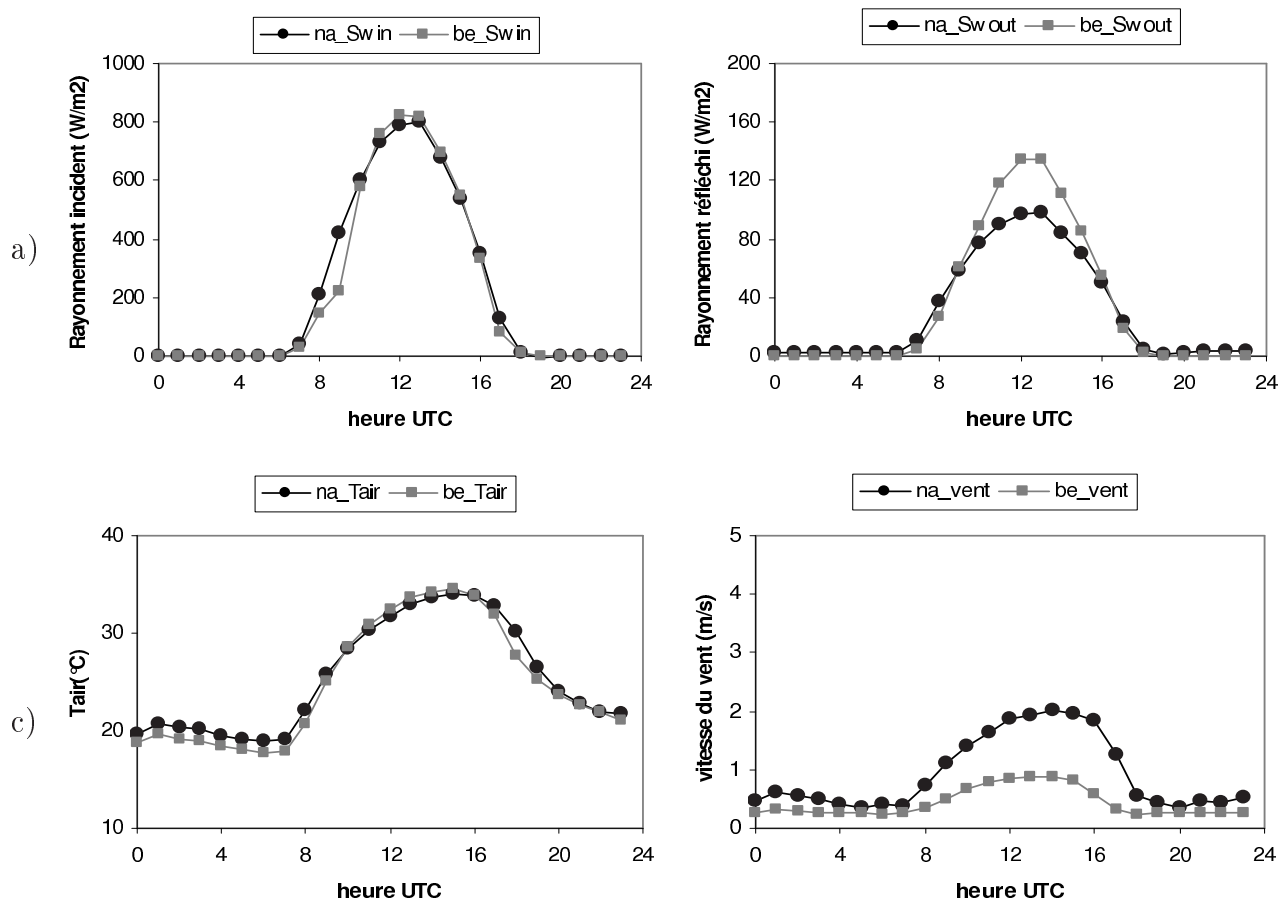
FIG. 2.13 – Cycle journalier du rayonnement incident(a), rayonnement réfléchi(b), température de l'air (c), humidité relative (f), vitesse du vent (d) et tension de vapeur réelle (e) à Nalohou et à Bellefoungou (sous période humide).

2.4.3 Sous période intermédiaire (16 au 30 Novembre 2007)

On remarque également durant cette sous période que les rayonnements (incident et réfléchi) à Bellefoungou sont élevés par rapport à ceux de Nalohou : 825 W.m^{-2} et 134 W.m^{-2} pour le site de la forêt ; et 799 W.m^{-2} et 98 W.m^{-2} pour celui de la jachère. Les deux extrêmes d'humidité relative s'observent à Bellefoungou 89.99 et 24.92%. Le maximum de température sur les deux stations avoisine 34°C . Bellefoungou est toujours plus froide. La tension de vapeur diurne de Nalohou est supérieure à celle de Bellefoungou ; néanmoins on

remarque une variation brusque de celle de Bellefougou entre 17h et 18h. La vitesse du vent observée est pratiquement la même qu'en période humide (Figure 2.14).

Le capteur de rayonnement est situé très bas. Il y a certainement des problèmes dus à la position du capteur en particulier le matin et le soir (effet d'ombrage). La différence entre la vitesse du vent s'explique par le fait qu'à Bellefougou, les capteurs qui mesurent le vent sont situés à 5.5m du sol. Or on a une hauteur de végétation qui est de 14m, par conséquent le vent mesuré est celui relatif à la circulation au sein de la canopée. Nous prenons dans la suite le vent et sa direction mesurés à Nalohou comme référence.



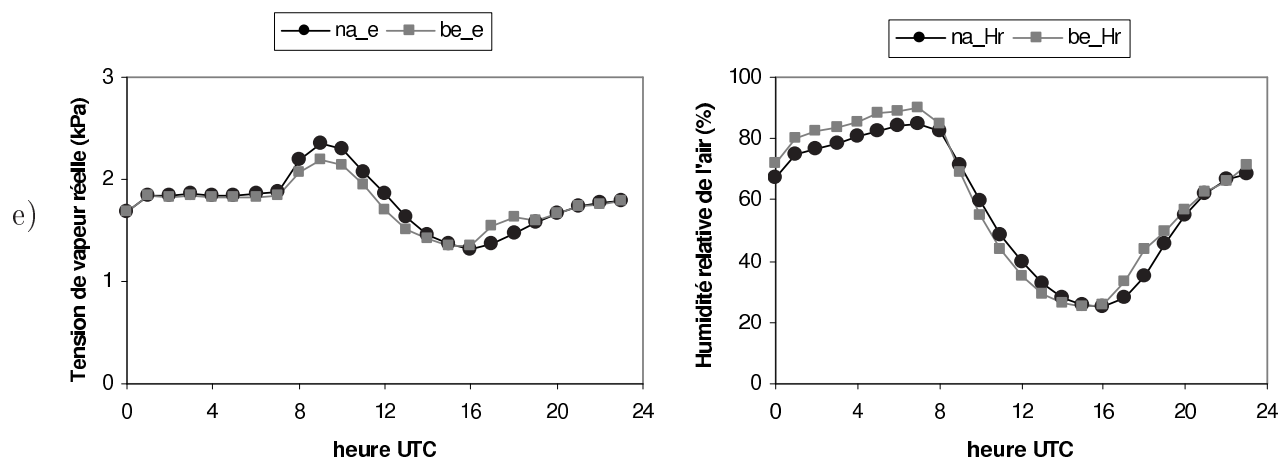


FIG. 2.14 – Cycle journalier du rayonnement incident (a), rayonnement réfléchi(b), température de l'air (c), humidité relative (f), vitesse du vent (d) et tension de vapeur réelle (e) à Nalohou et à Bellefougou (sous période intermédiaire).

Remarques

Nous avons remarqué que les rayonnements réfléchis sont des variables stationnelles. Le couvert végétal, la texture du sol, les activités anthropiques (défrichage du sol, brûlure des herbes, etc) sont des facteurs agissant directement sur l'atmosphère et influencent le rayonnement réfléchi mesuré à l'échelle de la station. Les autres paramètres : humidité relative, température et tension de vapeur étant tous liés au rayonnement connaissent également une variabilité à l'échelle de la station.

2.5 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons décrit la zone d'étude et fait l'inventaire des données utilisées dans cette étude. La température, le rayonnement net, la vitesse et la direction du vent connaissent une saisonnalité marquée. La saison sèche se caractérise par un renforcement important des flux du Nord Nord Est et la saison humide par ceux du Sud Sud Ouest. Les vents secs coïncident avec une diminution de l'humidité relative de l'air. Nous retenons à travers ce chapitre que les paramètres tels que : la tension de vapeur, l'humidité relative de l'air sont des paramètres qui varient à l'échelle de la station donc en fonction du type de végétation.

EXPLOITATION DES RÉSULTATS

Les résultats des différentes méthodes d'obtention des flux turbulents de chaleur (chaleur sensible et latente) et dans le sol sont exposés dans ce chapitre. Dans un premier temps, nous avons comparé les résultats des trois méthodes d'obtention de G entre elles. Nous avons ensuite étudié l'évolution intra-saisonnière et l'influence du couvert végétal sur ce paramètre. La qualité des données recueillies par le système d'eddy covariance sera évaluée à la fois par le test de classification selon la procédure proposée par [32] ainsi que par l'analyse du bilan énergétique.

A partir de ces réflexions sur la qualité des données, nous pourrions discuter de la comparaison des flux d'évapotranspiration mesurés sur les deux types de couverts végétaux.

3.1 Le flux de chaleur à la surface du sol

Le flux de chaleur à la surface du sol G , est une composante du bilan d'énergie que l'on ne peut pas négliger en climat tropical. En zone semi-aride par exemple sur un sol nu, il représente plus de 40% du rayonnement net [12]. Il est donc nécessaire de l'évaluer avec précision pour garantir une bonne estimation de la différence $R_n - G$. Le problème principal réside dans son estimation à la surface. Généralement, les mesures disponibles ne sont pas faites à la surface, par conséquent on observe souvent une sous estimation et un décalage temporel des maxima de G dus à la diffusion dans la terre [13].

Sur nos stations d'étude, nous disposons de capteurs qui mesurent la température du sol aux profondeurs 10, 20 et 40cm. Une bonne connaissance de ces profondeurs s'avère nécessaire pour pallier aux problèmes de décalage temporel et de sous estimation du flux de chaleur à la surface. Le décalage temporel est très pénalisant pour la fermeture du bilan d'énergie car

celui-ci amène au lever et au coucher du soleil des pics irréalistes de G de plusieurs dizaines de W.m^{-2} . Toutefois, il n'est pas évident de définir la position de la surface de façon précise : le sol réel n'est pas strictement plat et une érosion peut se faire au cours du temps. La planéité de la surface, le couvert végétal etc... peuvent induire des erreurs dans le calcul du coefficient de diffusion. D'autre part, le calcul des grandeurs en surface dépendent des gradients verticaux de température et donc de la distance entre les capteurs et la surface. Enfin, il faut noter que l'estimation de la distance entre deux capteurs est à priori plus précise que l'estimation de la profondeur absolue de chaque capteur. Pour tenir compte de ces incertitudes sans dégrader les résultats, nous avons essayé d'estimer les profondeurs des capteurs à partir des séries de mesures de températures dans le sol. Deux critères sont utilisés pour estimer la profondeur des deux capteurs z_1 et z_2 :

- 1) Nous vérifions le calage temporel entre la température estimée en surface par la méthode des harmoniques et la 'température infrarouge' calculée à partir des mesures des rayonnements incident et réfléchi grandes longueurs d'onde (Eq 3.4) . Ce critère permet d'estimer z_1 , la profondeur du premier capteur et donc de corriger les défauts d'installation, de tassement du sol, de processus de changement d'état du sol non pris en compte dans l'équation de chaleur. La conséquence de ce calage temporel entre la température de surface et la température infrarouge est que le rayonnement net et le flux de chaleur à la surface seront aussiphasés.
- 2) Une fois G et R_n phasés temporellement, nous faisons varier la profondeur relative des deux capteurs en conservant le rapport $z_1/\Delta z$ avec ($\Delta z = z_2 - z_1$) de sorte que le flux de chaleur à la surface du sol garde le même phasage et que durant la nuit, il soit approximativement égal au rayonnement net nocturne. Cette procédure est appliquée sur la période sèche pendant laquelle, la nuit les flux turbulents sont nuls.

3.1.1 Comparaison de la température de surface et de la température infrarouge

Les émissions radiatives des corps terrestres et atmosphériques appartiennent au domaine des grandes longueurs d'onde. Le flux radiatif total émis par un corps noir correspond à l'intégrale de la loi de Planck (Eq 3.1) pour l'ensemble des longueurs d'onde.

$$\text{Flux radiatifs emis} = \sigma T^4 \quad (3.1)$$

Où σ est la constante de Stefan - Boltzmann ($5.67.10^{-8}W.m^{-2}K^{-4}$) et T est la température du corps en °K. L'énergie totale émise par tout corps, proportionnelle à celle d'un corps noir, est fonction de son facteur d'émission (ou émissivité) ϵ . Pour un corps quelconque, l'équation (3.1) s'écrit alors :

$$Flux\ radiatifs\ emis = \epsilon\sigma T^4 \quad (3.2)$$

Le rayonnement IR qui arrive au sol est absorbé, à proportion du facteur d'absorption (ξ) de la surface. Selon la loi de Kirchhoff, les corps d'absorption élevée sont aussi de bons émetteurs, et ($\xi = \epsilon$) [33]. La plupart des corps terrestres se comportent quasiment comme des corps noirs. Une part du rayonnement de grandes longueurs d'onde incident ($Lwin$) est réfléchi par le sol. Ainsi, si ϵ_s est l'émissivité de la surface, le rayonnement de grandes longueurs d'onde " partant " de la surface ($Lwout$), mesuré sur le terrain, est la somme des rayonnements émis et réfléchis par la surface :

$$Lwout = \sigma\epsilon_s T_{IR}^4 + (1 - \epsilon_s)Lwin \quad (3.3)$$

T_{IR} est la température de surface déterminée à partir des mesures de $Lwin$ et $Lwout$ et nommée "Température infrarouge ". $\epsilon_s = 0.95$ [34]. La température infrarouge T_{IR} est égale à :

$$T_{IR} = \left(\frac{Lwout - (1 - \epsilon_s)Lwin}{\sigma\epsilon_s} \right)^{1/4} \quad (3.4)$$

Nous rappelons qu'en raison de l'incertitude sur les valeurs de ϵ_s et de celle des mesures des pyr géomètres, cette méthode d'évaluation de la température infrarouge n'est pas d'une très grande précision pour la valeur de la température, mais renseigne bien sur la dynamique du cycle journalier.

La figure (3.1) montre l'évolution temporelle des températures de surface calculées en prenant pour profondeurs $z_1 = 9$ et 10 cm avec z_2 constante et égale à 20 cm et la température infrarouge calculée à partir de la formule définie ci-dessus.

On voit bien que la température de surface T_s ($z_1 = 10$ cm et $z_2 = 20$ cm) est mieux phasée avec la température infrarouge que $T_s(z_1 = 9$ cm et $z_2 = 20$ cm). Bien qu'en fin de journée T_s ($z_1 = 10$ cm et $z_2 = 20$ cm) décroît plus rapidement que T_{IR} . L'objectif poursuivi étant d'arriver à caler temporellement $T_{surface}$ et T_{IR} , nous ne nous attardons pas sur les différences entre

les variations des deux températures. $z_1 = 10$ cm est confirmée à travers ce calage sur les données de Janvier. En Juillet, le cycle de rayonnement grandes longueurs d'onde est très affecté par les pluies et les nuages et la comparaison a moins de sens. Pour le mois de Novembre, il semble que le modèle retenu de sol homogène ne soit pas correct. En effet à cette période, les herbes sont brûlées sauf à l'endroit de la station où elles sont simplement coupées. Malheureusement celles-ci n'ont pas été ramassées et elles créent une couche d'herbe sèche qui maintienne le sol à l'ombre. Ainsi les températures et les flux calculés ont une amplitude faible et déphasée par rapport aux mesures de T_{IR} et aux flux de rayonnement.

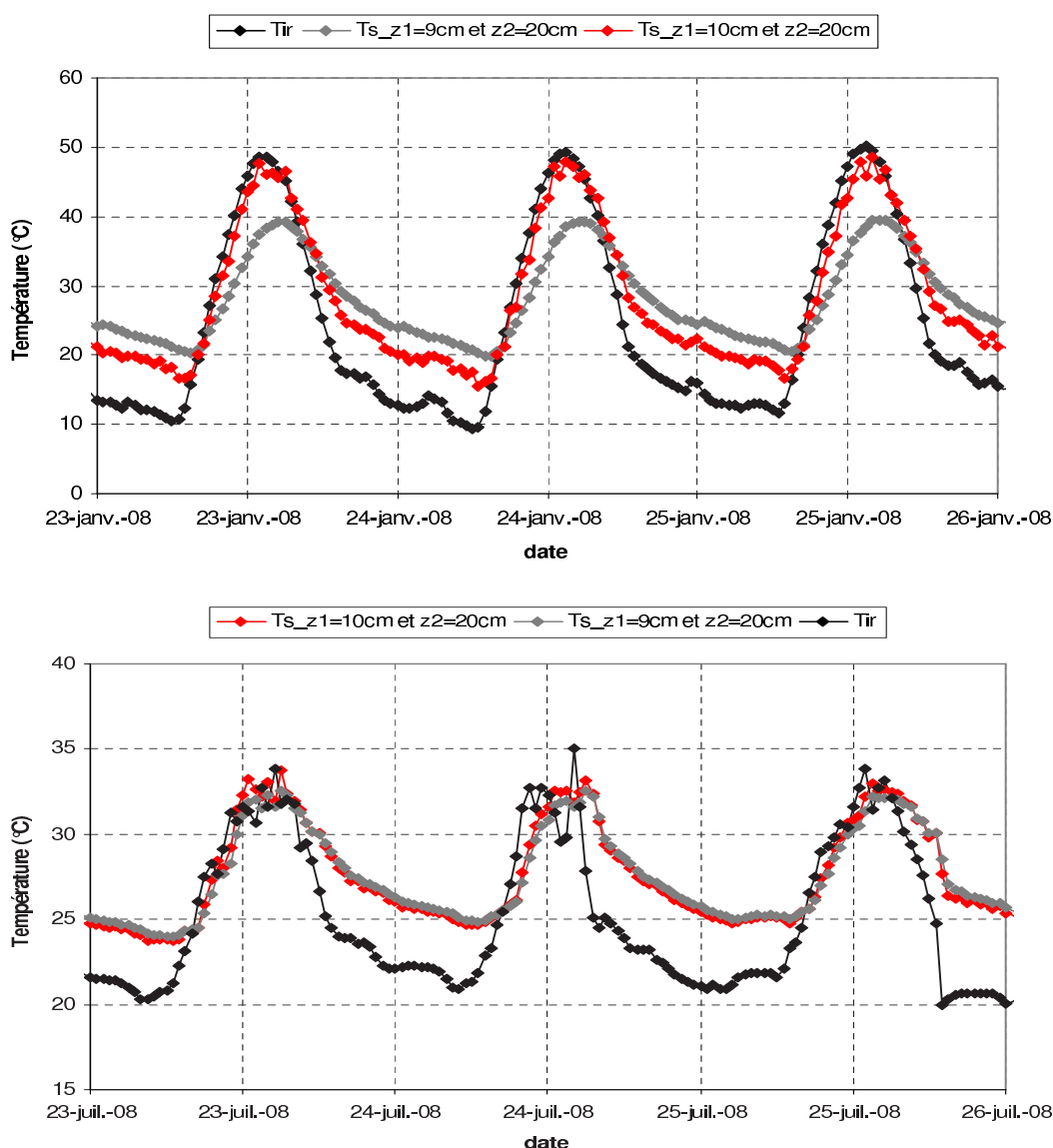


FIG. 3.1 – Evolution temporelle de la température infrarouge et des températures de surface calculées à partir des mesures aux profondeurs $z_1 = 9$ et 10 cm à Nalohou en Janvier (haut) et en Juillet (bas).

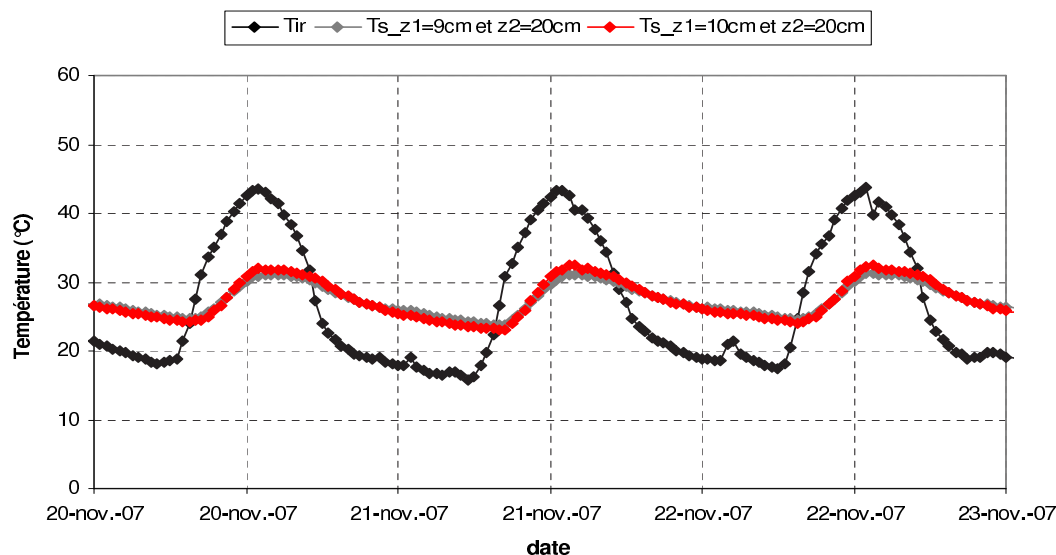


FIG. 3.2 – Evolution temporelle de la température infrarouge et des températures de surface calculées à partir des mesures aux profondeurs $z_1=9$ et 10cm à Nalohou (Novembre).

Quand au calage de R_n et G , nous avons procédé de la même façon mais cette fois en conservant $z_1/\Delta z$. Nous avons finalement retenu $z_2=17\text{cm}$ pour l'égalité entre R_n et G la nuit. La même méthode a été exploitée sur la station de Bellefoungou. Notons que sur cette station, nous ne disposons pas de pyrgéomètres (pas de mesures de L_{win} et L_{wout}). Nous avons pris les mesures de L_{win} de la station de flux (Bira) située aux environs de celle de Bellefoungou.

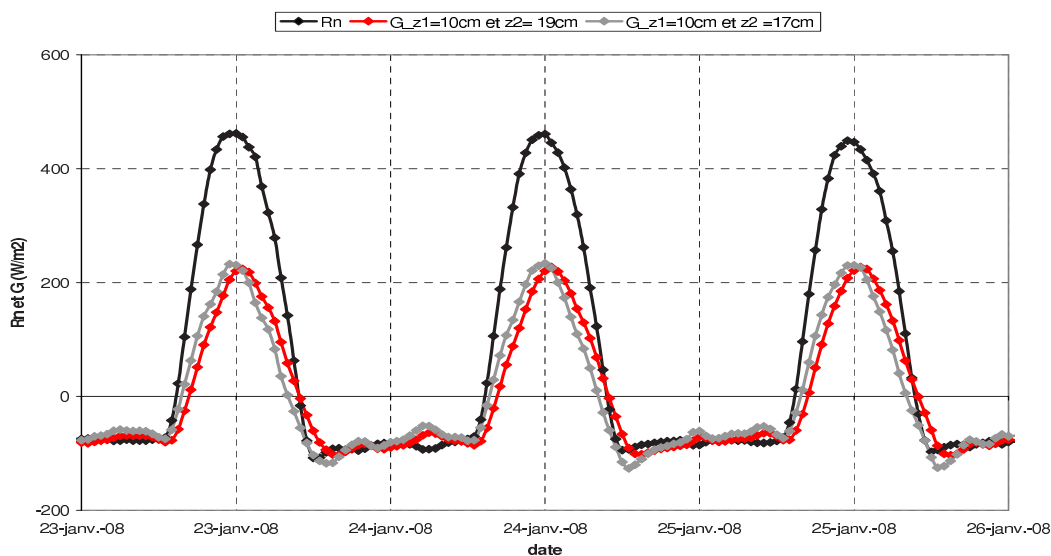


FIG. 3.3 – Evolution du rayonnement net et du flux de chaleur à la surface du sol à Nalohou pendant trois jours en Janvier.

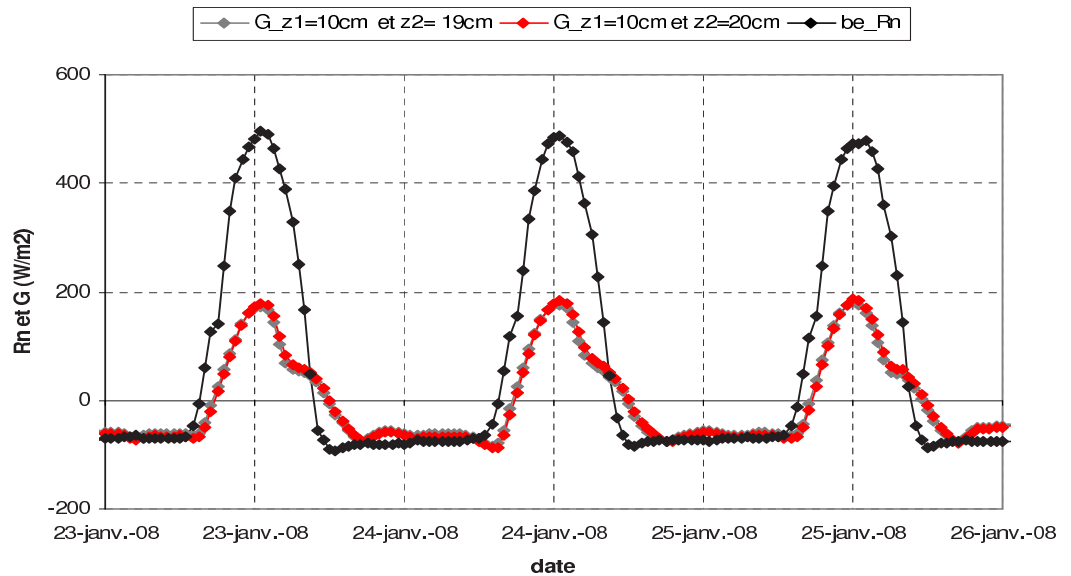
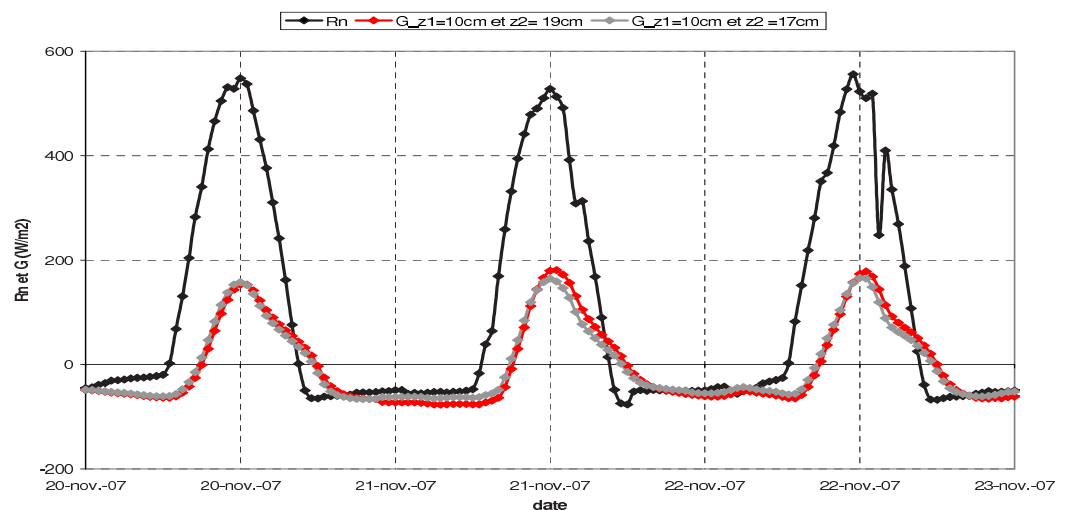


FIG. 3.4 – Evolution du rayonnement net et du flux de chaleur à la surface du sol à Bellefoungou pendant trois jours en Janvier.

On a constaté que le décalage temporel entre Rn et G évolue au cours de l'année. En Novembre, G met plus de temps à décoller. La surface du sol commence par se chauffer vers 10h au moment où le rayonnement avoisine les $400\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$. En Juillet, le même constat est fait mais cette fois-ci en fin de journée où le sol se refroidit très lentement. Par contre en Janvier, le pic du rayonnement net et le flux de chaleur à la surface du sol s'observent à la même heure (figure 3.3 et 3.4). $z_2=17\text{cm}$.



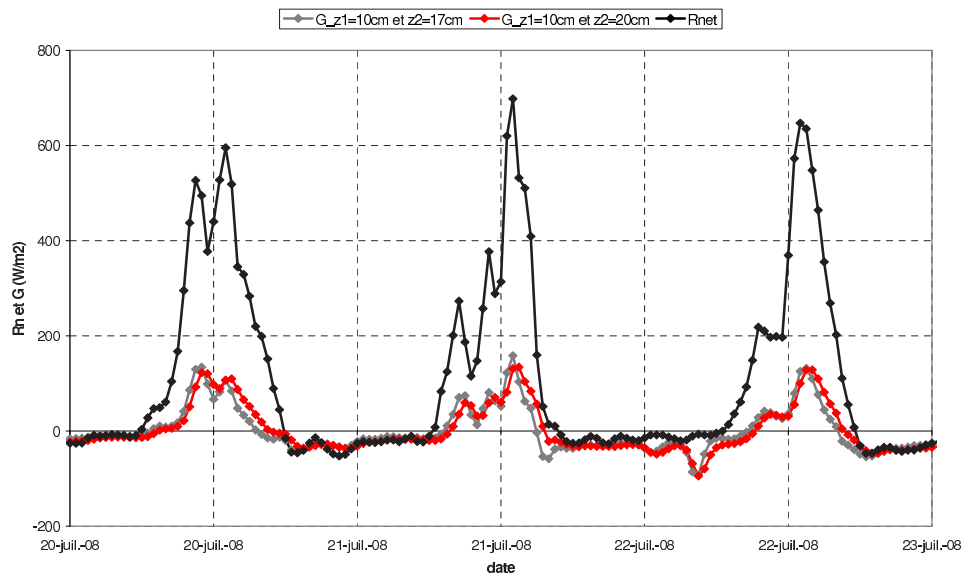


FIG. 3.5 – Evolution du rayonnement net et du flux de chaleur à la surface du sol à Nalohou pendant trois jours en Novembre (haut) et en Juillet (bas).

3.1.2 Comparaison des flux de chaleur à la surface du sol calculés avec la méthode des harmoniques et la formulation de la FAO

- Station de Nalohou

Nous allons comparer le flux de chaleur à la surface du sol en Janvier où la surface de Nalohou est nue, calculé à partir de la méthode des harmoniques avec la formulation de la FAO (section 1.3.2).

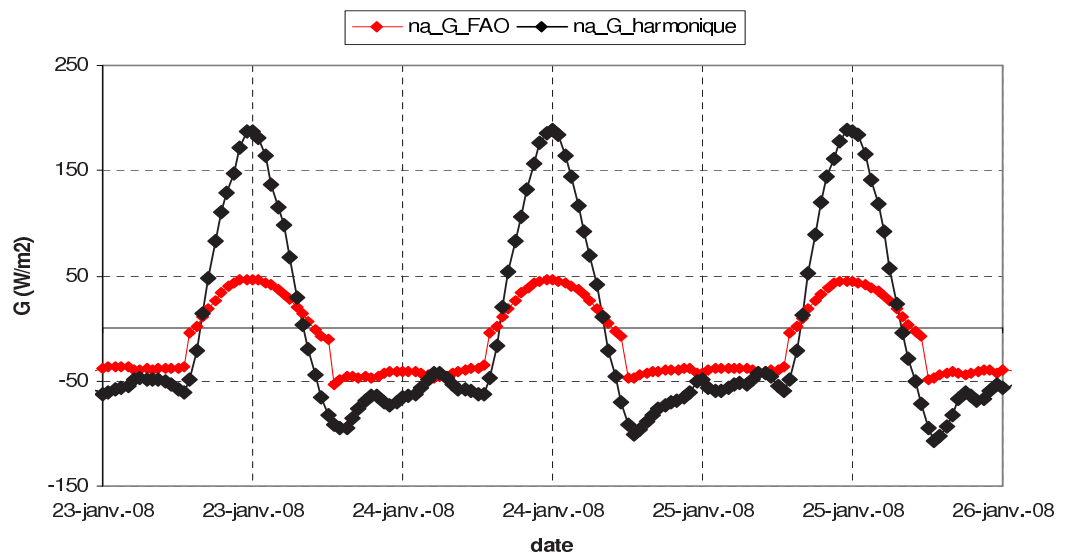


FIG. 3.6 – Evolution temporelle des flux de chaleur à la surface du sol de 20 au 23 Janvier 2008 sur la station de Nalohou

Nous remarquons que les flux de chaleur harmonique et de la FAO sont très bienphasés avec R_n de part sa formulation. Le problème majeur réside dans le fait que le flux de chaleur calculé avec la formulation de la FAO soit toujours pratiquement la moitié de celui estimé par la méthode des harmoniques. On note un écart de 100W.m^{-2} entre les maxima de ces deux grandeurs. La nuit, le flux de chaleur de la FAO est plus important que $G(\text{harmonique})$, mais la différence observée entre les valeurs minimales nocturnes est relativement faible. La nuit, la surface du sol restitue toute la chaleur qu'elle a accumulée dans la journée; c'est elle qui joue le rôle de 'pourvoyeur' d'énergie. Nous tirons de la comparaison entre $G(\text{FAO})$ et $G(\text{harmonique})$ que la formulation empirique de la FAO sous estime les flux diurnes pour les sols chauds et secs de moitié. Dans la suite du document, nous n'utiliserons plus que la méthode harmonique pour estimer G .

3.1.3 Comparaison des flux de chaleur à la surface à Nalohou et à Bellefoungou

Dans cette section, nous comparons les cycles diurnes moyens de G (harmonique) à Nalohou et à Bellefoungou pour les 3 sous périodes.

- Sous période sèche

La figure (3.7) montre pour la sous période sèche que le flux de chaleur à la surface a une allure en cloche avec des valeurs positives le jour et négatives la nuit. Les valeurs positives désignent un gain pour la surface et les valeurs négatives une perte pour la surface. G à Nalohou atteint son maximum 170W.m^{-2} à 13h alors que la surface de Bellefoungou se réchauffe plus rapidement et atteint un maximum très voisin (172W.m^{-2}) mais, une heure plus tôt 12h (figure 3.7).

Dans l'après midi, la quantité d'énergie reçue par la surface de Bellefoungou décroît plus rapidement que celle de Nalohou, et ses valeurs nocturnes sont plus basses entre 0h et 7h (Bellefoungou). On note une très faible différence des flux de surface sur ces deux stations durant cette sous période; le coefficient de corrélation est de 93%. On peut enfin noter un léger infléchissement du cycle diurne en matinée et en soirée à Bellefoungou du à un effet

d'ombrage sur le capteur qui est situé en-dessous de la cime des arbres avoisinants.

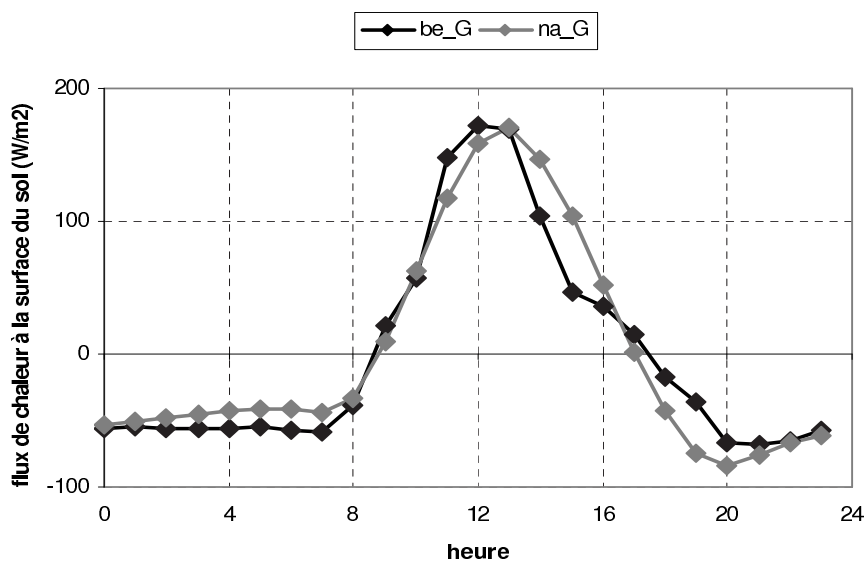


FIG. 3.7 – Cycle journalier moyen de G harmonique à Nalohou et à Bellefoungou (sous période sèche).

- *Sous période humide*

Durant cette période, le flux de chaleur à Nalohou est plus faible qu'à Bellefoungou. La surface du sol de Bellefoungou se refroidit toujours plus vite que celle de Nalohou, la nuit la jachère humide (Nalohou) dégage plus de chaleur que la forêt claire de Bellefoungou. Le maximum observé en forêt est de 168 W.m^{-2} et 89 W.m^{-2} sur la jachère. On note une corrélation de 91.7% entre les deux flux.

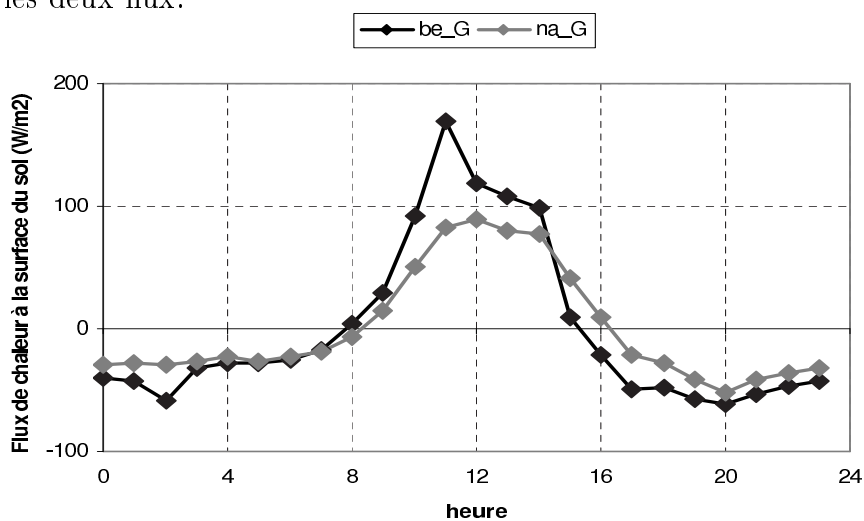


FIG. 3.8 – Cycle journalier moyen de G harmonique à Nalohou et à Bellefoungou (sous période humide).

- Sous période intermédiaire

La figure (3.9) montre le cycle journalier moyen du flux de chaleur à la surface du sol à Nalohou et à Bellefoungou.

On observe un décalage d'environ 2h entre les 2 maxima.

Le flux de chaleur observé à Nalohou est beaucoup plus tardif que celui de Bellefoungou, ce qui se traduit par la faible corrélation obtenue entre les deux stations : 60%. L'écart observé pendant cette sous période est plus de 100W.m^{-2} : 269W.m^{-2} à Bellefoungou et 115W.m^{-2} à Nalohou. Le décalage temporel et la différence obtenue sont liés notamment à la couverture végétale de Nalohou pendant cette période. En Novembre, nous avons de la jachère herbeuse sèche coupée qui recouvre la surface du sol. Elle empêche le rayonnement du soleil d'atteindre directement la surface du sol et atténue donc la quantité de chaleur qui servirait à chauffer la surface du sol. Le signal obtenu à la surface du sol est retardé et par conséquent la réponse du sol (flux de chaleur à la surface du sol) est aussi retardée. Ce qui explique le faible taux de corrélation obtenu. La jachère herbeuse sèche joue donc le rôle d'amortisseur entre la surface du sol et l'atmosphère. Par conséquent, la valeur de G obtenue à Nalohou pendant cette sous période est donc sous estimée par rapport à un sol où les pailles auraient été brûlées.

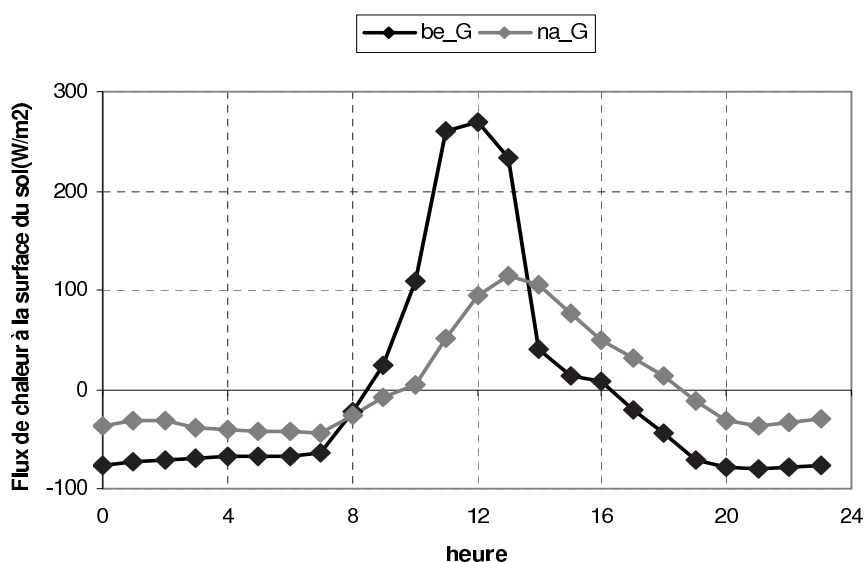


FIG. 3.9 – Cycle journalier moyen de G harmonique à Nalohou et à Bellefoungou (sous période intermédiaire).

Conclusion : On retient de cette comparaison que :

La formulation de la FAO est bien phasée mais sous estime nettement G pour les sols chauds et secs. La couverture végétale influence le flux de chaleur à la surface du sol, elle joue le rôle d'amortisseur entre l'atmosphère et la surface du sol. On a remarqué que cette variable varie beaucoup. La surface de Bellefougou dégage plus la chaleur la nuit que celle de Nalohou. Ceci est lié à la forte réflexion du sol observée sur cette dernière.

3.2 Les flux turbulents de chaleur H et LE

Dans cette partie, nous présentons les résultats des tests statistiques effectués sur les flux eux mêmes. Les résultats des sous périodes définies précédemment sont d'abord présentés pour chaque station. Ensuite, nous procédons à une analyse de la qualité des données.

3.2.1 Contrôle de qualité

La qualité des données de flux est vérifiée afin de s'assurer de la validité de la théorie utilisée pour le dépouillement des données d'eddy corrélation dans la zone soudanienne. Pour ce faire, des seuils sont établis pour chacun des tests utilisés (voir chapitre 1). [30] Foken et al. (2004) ont décrit les principaux tests pouvant être utilisés pour le contrôle de qualité. Les tableaux suivants illustrent les résultats obtenus (pour chaque sous période) pour les tests de vérification.

Nous rappelons que :

Classe 0 : données de très bonne qualité haute, utilisables pour une recherche fondamentale.

Classe 1 : données à qualité modérée utilisables pour une étude du bilan.

Classe 2 : données de mauvaise qualité.

A Nalohou, plus des deux tiers des données qualifiables de H et LE appartiennent à la classe 0 ; seulement 11% de H et 7% de LE sont de mauvaise qualité.

A Bellefougou, au contraire, sur un total de 268 données qualifiables c'est-à-dire les données pour lesquelles $H > 10 \text{W.m}^{-2}$, 70% sont de mauvaise qualité (tableau 3.1).

TAB. 3.1 – Classification des données de flux : sous période sèche

	Nalohou		Bellefougou
	H %	LE %	H %
Classe 0	66	74	10
Classe 1	22	18	19
Classe 2	11	7	70
Total données qualifiables	289	313	268

En saison humide (tableau 3.2), la qualité des données de Bellefougou est meilleure par rapport à celle observée en saison sèche (tableau 3.1). On note :

- 45% (H) et 50% (LE) appartiennent à la classe 0.
- 27 % (H) et 18% (LE) appartiennent à la classe 1.

Plus de 80% (H) et environ 68% (LE) des données qualifiables sont de bonne qualité.

Par contre à Nalohou, on note une baisse du taux des données de la classe 0.

- 50% (H) et 53% (LE) pour la classe 0.
- 24% (H) et 13% (LE) pour la classe 1.

TAB. 3.2 – Classification des données de flux : sous période humide

	Nalohou		Bellefougou	
	H %	LE %	H %	LE %
Classe 0	50	53	45	50
Classe 1	34	13	27	18
Classe 2	15	32	26	31
Total données qualifiables	294	390	233	276

En Novembre, la qualité est plus ou moins bonne pour LE. Environ 86% de H et 63% de LE sont de qualité haute et modérée.

TAB. 3.3 – Classification des données de flux : sous période intermédiaire

	Nalohou	
	H %	LE %
Classe 0	63	32
Classe 1	22	31
Classe 2	13	36
Total données qualifiables	305	432

Récapitulatif

Sur les trois sous périodes, on a constaté que sur la jachère herbeuse les 2/3 des données sont de bonne qualité (classes 0 et 1). En saison sèche c'est-à-dire en Janvier la qualité est très bonne, environ 90% pour H et 93% pour LE. En Novembre la qualité des données de LE est très partagée, 1/3 pour chaque classe. Pendant cette période, on a obtenu le taux le plus élevé (36%) des données de mauvaise qualité pour LE.

A Bellefoungou, en saison humide, la qualité est meilleure par rapport à la saison sèche. La mauvaise qualité obtenue en Janvier est liée principalement à la hauteur du mât sur lequel sont installés les capteurs de mesures d'eddy corrélation. En effet, au cours la période de Septembre 2007 jusqu'en Juin 2008, l'anémomètre sonique était placé au sein de la canopée (17m du sol), toutes les mesures étaient donc relatives à la canopée . La végétation empêche la turbulence de l'air de bien se développer. Mais depuis l'installation du licor en Juin 2008, le mât reliant l'anémomètre sonique + licor a été placé à 18m du sol.

3.2.2 Analyse de la qualité des données

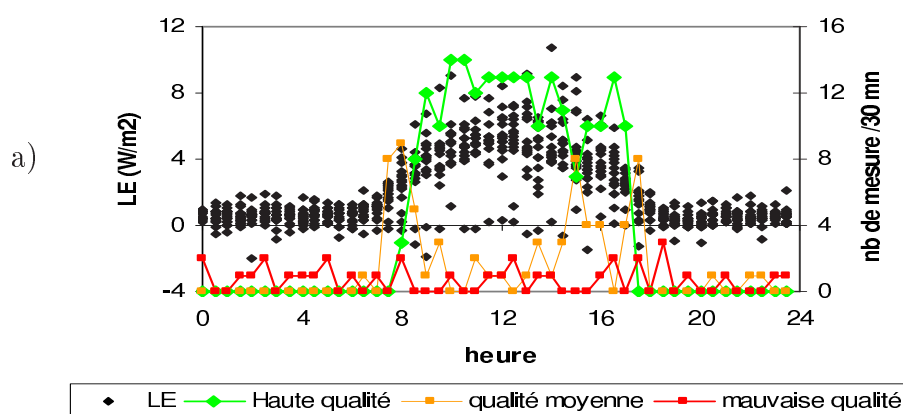
Les figures 3.10 et 3.11 illustrent le cycle journalier et la qualité des flux de chaleur sensible et latente au cours des trois sous périodes à Nalohou et à Bellefoungou.

La nuit, les flux de chaleur sensible sont très faibles (inférieurs à 10 W.m^{-2}), les flags de qualités ne peuvent être attribués. Lorsqu'ils le sont, ils sont de mauvaise qualité car l'atmosphère est très proche de la neutralité.

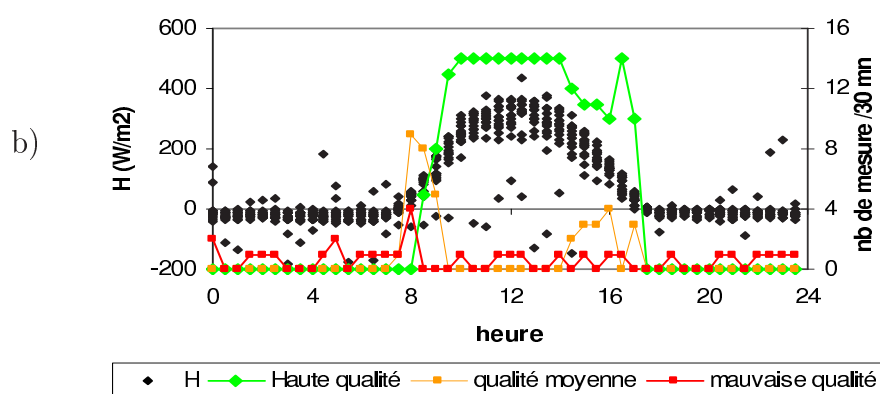
On distingue trois périodes dans la journée : le matin (7h-8h30) où la qualité est moyenne ou mauvaise (30% des données de bonne qualité), le restant de la journée (8h30-17h) où les

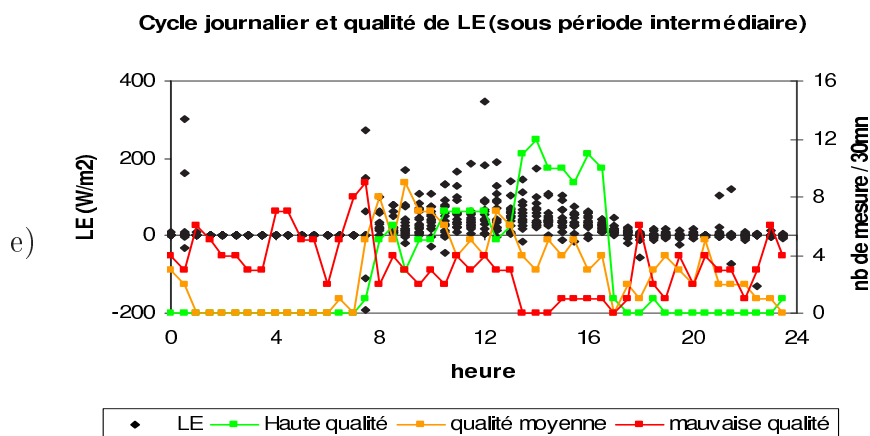
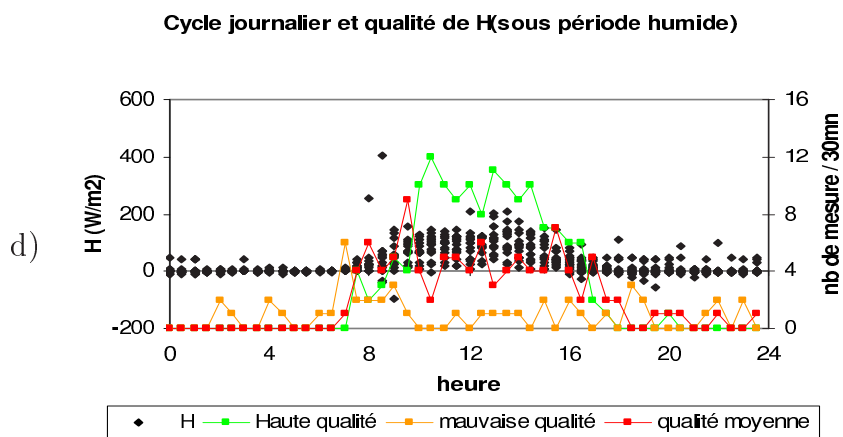
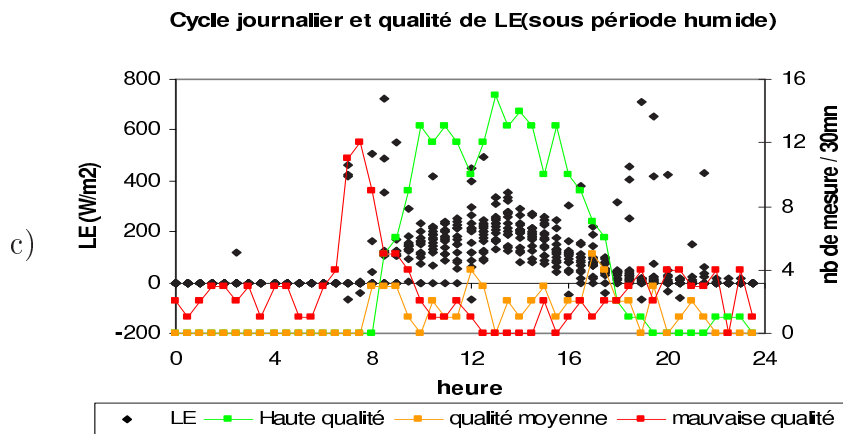
flux sont de bonne qualité (80%), puis un déclin en fin de journée (17h-18h) mais avec une qualité légèrement meilleure que celle du matin (50% de haute qualité). Le matin et le soir sont des périodes de transition entre une atmosphère turbulente la journée et stable la nuit, les performances des capteurs en sont affectées. On constate également une qualité globale meilleure pour H que pour LE. Comme on l'aperçoit sur les figures ci-dessous, les données de LE sont de bonne qualité en milieu de journée quand les flux de H sont les plus importants et la couche limite est bien développée. Remarquons qu'à Bellefoungou, en saison sèche entre 11h et 17h on a que 20% de flux de bonne qualité.

Cycle journalier et qualité de LE(sous période sèche)



Cycle journalier et qualité de H(sous période sèche)





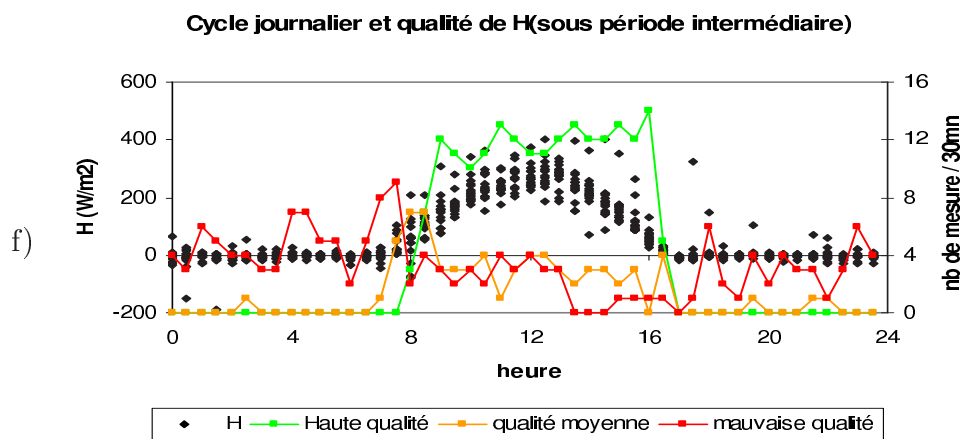
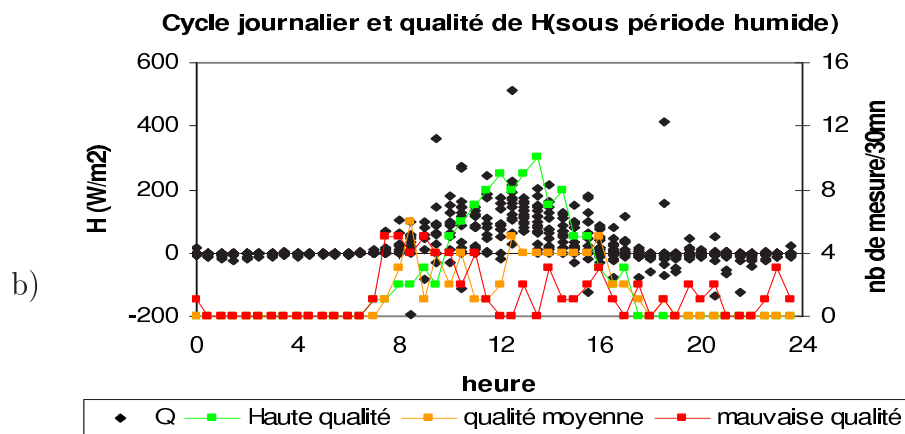
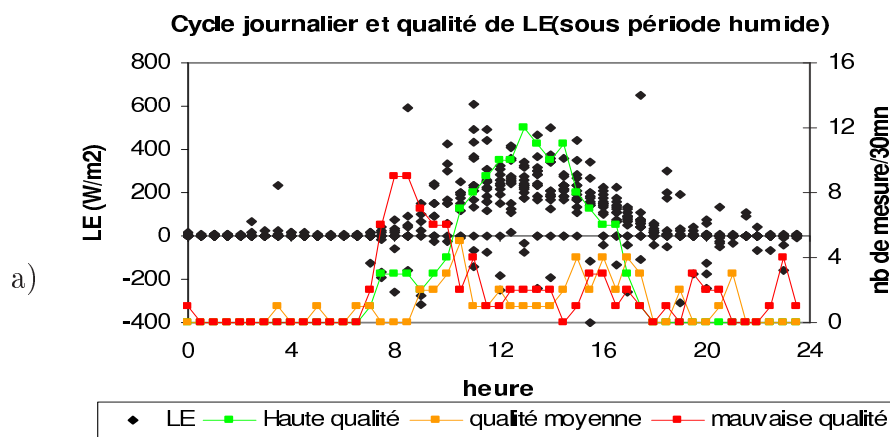


FIG. 3.10 – Cycle journalier et qualité de LE et de H durant les sous périodes sèche (a et b), humide (c et d) et intermédiaire (e et f) à Nalohou.



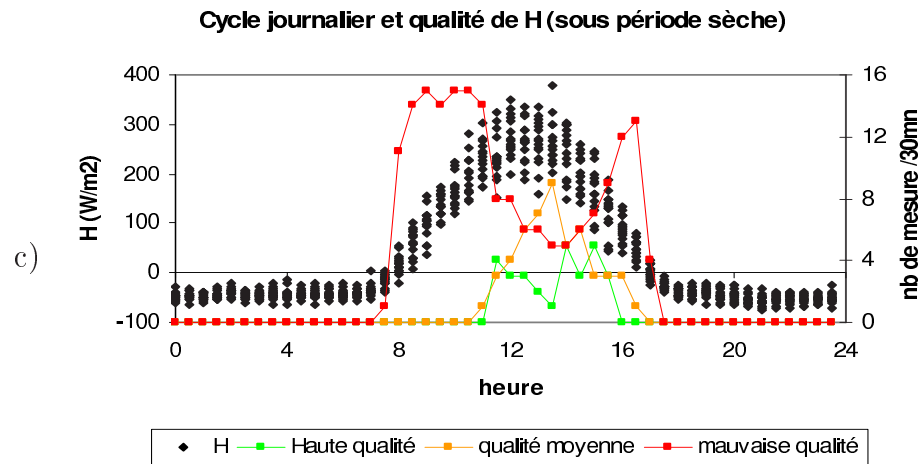


FIG. 3.11 – Cycle journalier et qualité de LE et de H durant les sous périodes sèche (c) et humide (a et b) à Bellefoungou.

3.3 Calcul du bilan d'énergie

La qualité des données de flux peut être aussi vérifiée par l'analyse du bilan énergétique [35 - 36]. Le test de la fermeture du bilan énergétique implique la comparaison des flux d'énergie mesurés par le système de covariance de turbulences à des flux mesurés indépendamment (rayonnement net et le flux de chaleur à la surface du sol). Pour vérifier le degré de fermeture, il suffit de vérifier l'égalité entre les deux membres de l'équation du bilan énergétique soit :

$$Rn - G = H + LE$$

où H est le flux de chaleur sensible et LE celui de chaleur latente, tous deux mesurés par le système de covariance de turbulences, Rn le rayonnement net et G le flux de chaleur à la surface du sol.

- Elimination des données douteuses

Les données utilisées présentent quelques aberrations dues au mauvais fonctionnement des appareils (par exemple faible tension de batterie) en Novembre et en Juillet. Ces défauts de fonctionnement affectent considérablement les mesures d'eddy corrélation notamment en début de journée - entre 8h et 10h, en fin de journée - entre 17h et 18h et quelques fois la nuit entre 1h et 3h. En Janvier, on relève à Nalohou une période (14 au 17 janvier 2008)

où la vitesse du vent a dépassé 30m.s^{-1} . Toutes ces valeurs ont été supprimées. Remarquons aussi que nous n'avons pas tenu compte des données obtenues les moments où il y a eu pluie.

3.3.1 Variabilité temporelle du bilan d'énergie à Nalohou

Les figures 3.12 a, b et c illustrent le comportement moyen horaire des termes du bilan d'énergie sur les 3 sous périodes d'étude. Le rayonnement net impose son allure à H, G et LE. Elle est caractéristique d'un ciel sans nuage. Toutefois, le rayonnement net moyen maximal est assez faible (450W.m^{-2} en saison sèche) qui est caractéristique d'une surface chaude qui perd beaucoup d'énergie par rayonnement infrarouge.

- En saison sèche, le flux de chaleur latente (évapotranspiration) est extrêmement faible. Le maximum observé est de 5W.m^{-2} . Quant au flux de chaleur sensible, il est pratiquement égal au double du flux de chaleur dans le sol. Le maximum observé est de 450W.m^{-2} , 315W.m^{-2} et 170W.m^{-2} respectivement pour Rn, H et G.

- En saison des pluies (figure 3.12.c), le rayonnement net fluctue beaucoup avec l'en-nuage. Toutefois, le maximum observé est supérieur à celui observé en saison sèche. Le ciel plus clair, le sol plus froid et l'albédo plus faible produisent un Rn plus important. Enfin, le 'retard' observé au niveau du maxima du rayonnement net montre que les nuages sont présents plutôt en matinée. Le maximum (560W.m^{-2}) est atteint entre 13h et 14h. La chaleur latente est importante durant cette période (233W.m^{-2}); H et G sont presque du même ordre de grandeur. Leur maxima est de 111W.m^{-2} et 89W.m^{-2} .

- En Novembre (figure 3.12.b), un mois après la dernière pluie, le rayonnement net est du même ordre de grandeur qu'en saison des pluies (569W.m^{-2}). Par contre, le flux de chaleur latente a beaucoup diminué (63W.m^{-2}) au profit du flux de chaleur sensible (271W.m^{-2}). Le flux de chaleur à la surface du sol augmente bien plus lentement (115W.m^{-2}).

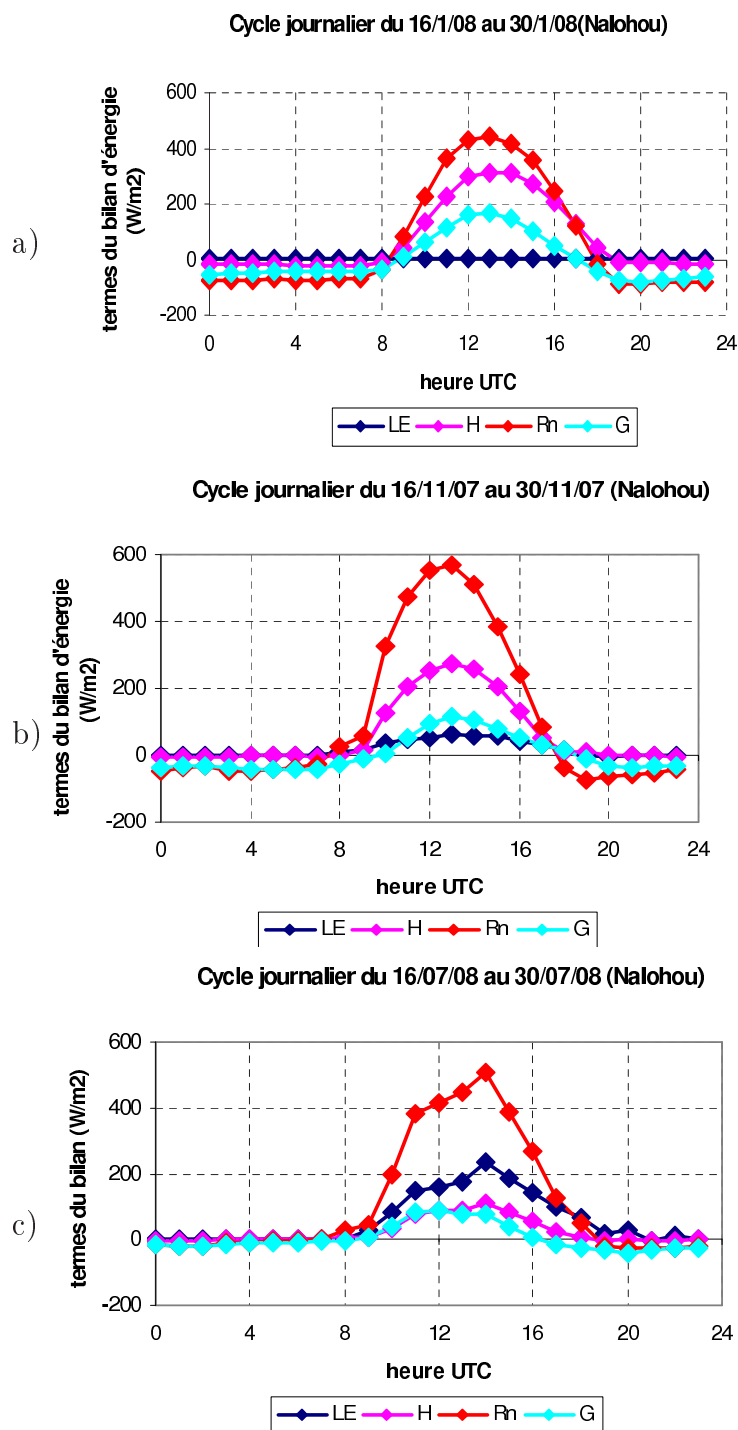


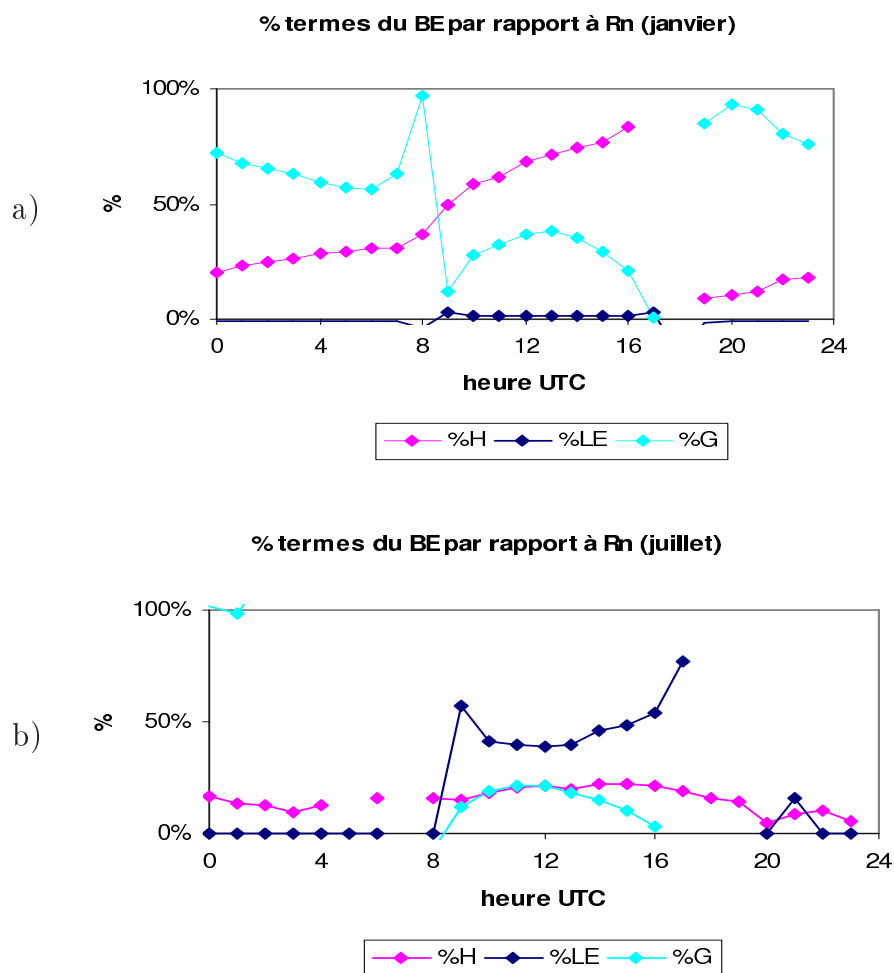
FIG. 3.12 – Cycle journalier horaire moyen de Rn, H, LE et G en Janvier (a), en Novembre (b) et en Juillet (c) à Nalohou.

Pour comparer les différents flux sur les différentes sous périodes, nous avons exprimé chaque terme du bilan en % du rayonnement net (Figure 3.13). On constate donc à Nalohou :

- En Janvier (figure 3.13.a), G représente pratiquement 80% du bilan la nuit, LE est toujours faible inférieur à 5%. Pendant la journée, le pourcentage de H augmente de 40 à 80% tandis que celui de G diminue de 40 à 10%.

- En Juillet (figure 3.13.b), H varie peu durant le cycle nycthéral, environ 20 à 25% de Rn. LE dans la journée passe de 60 à 80% et la nuit il reste inférieur à 10%. G est de 25% dans la journée.

- En Novembre (figure 3.13.c), dans la journée le pourcentage de H augmente de 30 à 70% tandis que celui de LE diminue de 30 à 10%. G est sous estimé pour cause de mauvaise estimation pendant cette période (herbes couchées).



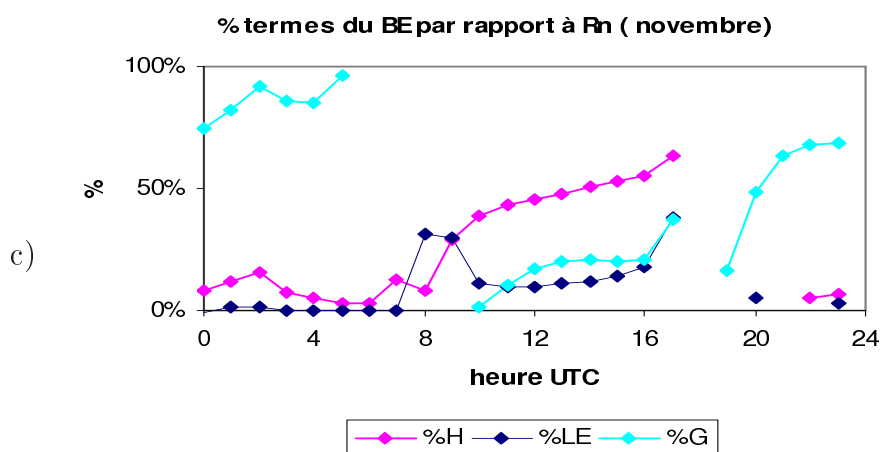


FIG. 3.13 – Pourcentage de H, LE et G par rapport à Rn en Janvier (a), Juillet (b) et en Novembre (c) à Nalohou.

Les périodes sèche et intermédiaire sont marquées par un dégagement nocturne important de la chaleur par le sol. Au cours des mêmes périodes, le flux de chaleur sensible est le terme prépondérant du bilan, quant à la chaleur latente elle passe de sa haute valeur en saison pluvieuse à une moyenne en Novembre et devient extrêmement faible en saison sèche.

Il est à noter enfin le bon phasage temporel entre Rn et G obtenu en Janvier et en Juillet. Ce n'est pas le cas en Novembre pour cause de mauvaise estimation de G (voir figure 3.9). A contrario, les flux turbulents (H et LE) perdurent plus longtemps en soirée et causent des rapports H/Rn et LE/Rn divergents lorsque le rayonnement net s'annule le soir. C'est également le cas pour LE/Rn le matin ce qui signifie que la végétation commence à fonctionner dès que le soleil se lève. A ce moment de la journée, le rayonnement courtes longueurs d'onde est disponible alors que le rayonnement net passe des valeurs négatives à des valeurs positives.

3.3.2 Fermeture du bilan d'énergie à Nalohou

Nous avons comparé la répartition de la fraction d'énergie disponible à la surface du sol c'est-à-dire $R_n - G$ et celle ayant servi à la convection et à l'évaporation ($H + LE$). Pour cela, nous avons tracé le nuage de corrélation et calculé le coefficient de détermination entre $R_n - G$ et $H + LE$ à partir des moyennes de chaque heure sur les quatorze (14) jours de chaque sous

période (Figure 3.14).

Dans les trois cas, la comparaison a mis en évidence une relation très peu dispersée et linéaire entre R_n-G et $LE + H$.

En Janvier et Juillet, plus de 98% de la variance de $(H+LE)$ est expliquée par (R_n-G) . En Novembre, on note une dispersion plus accentuée autour de la première bissectrice, le coefficient de détermination (r) de 94%. La pente obtenue en Novembre était prévisible. Ce pourcentage est lié à la qualité des données de flux turbulents de chaleur observée pendant cette période et également à la répartition des flux de chaleur à la surface du sol. En effet, nous avons montré dans la section (3.1), que le flux de chaleur à la surface du sol réel est sous estimé dans la zone de mesure de G où l'herbe n'est pas brûlée mais coupée. Aussi on constate qu'en Janvier, on obtient une bonne fermeture du bilan d'énergie avec une pente de 1.07 et une légère surestimation des flux turbulents. En Juillet, la pente de la droite de régression est 0.77. La différence entre les deux saisons étant essentiellement le flux de chaleur latente, il est probable que l'estimation de ce terme soit sous estimé en Juillet. En Novembre, la pente de la droite de régression est 0.68. Cette mauvaise fermeture est causée d'une part par un flux dans le sol sous estimé et déphasé et d'autre part au flux de chaleur latente qui est également sous estimé. La sous estimation du flux de chaleur latente provient du fait que les mesures de w' et de q' sont réalisées par 2 capteurs qui ne sont pas parfaitement colocalisés.

Dans la littérature, plusieurs auteurs ont fait cas de cette situation. [37] Foken et al. (2006) ont montré que la non fermeture du bilan d'énergie est liée aux erreurs de mesure, particulièrement celle de la technique d'eddy corrélation qui cause une sous estimation des flux turbulents. Egalement, [38] Kukharets et al. (2000) ont montré que cette non fermeture est liée au stockage d'énergie qui s'effectue entre la surface du sol et les différents capteurs de mesure qui ne se trouvent pas à la même hauteur du sol. [39] Panin et al. (1998) pensent que cette non fermeture est liée à l'hétérogénéité de la surface du sol. D'autres auteurs ont supposé que les hétérogénéités du sol produisent des turbulences à de plus grandes échelles de temps que les turbulences mesurées par le système d'eddy corrélation. Les causes de non fermeture du bilan pour nos données sont certainement une combinaison de ces trois raisons.

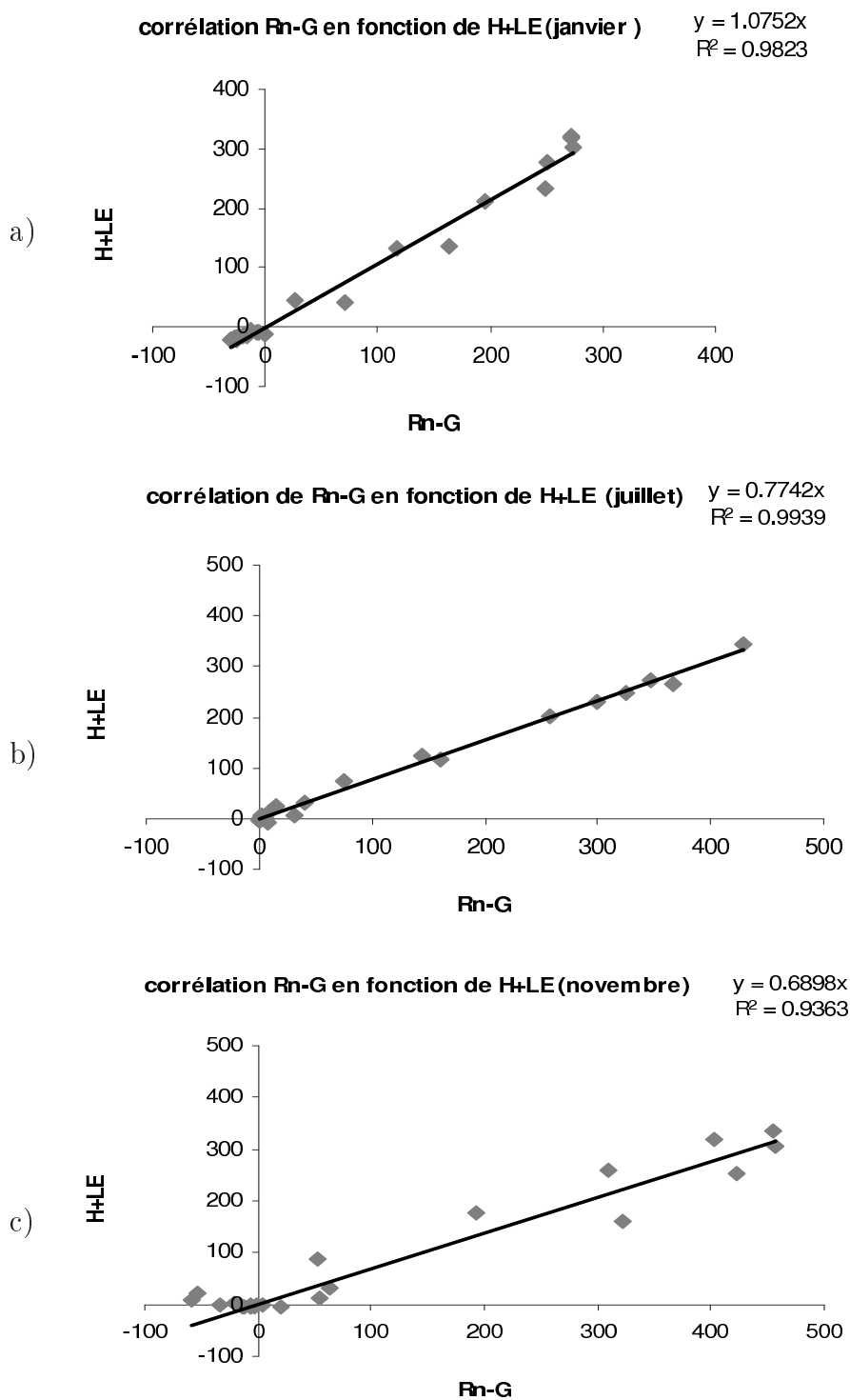


FIG. 3.14 – H+LE en fonction de Rn-G en Janvier (a), Juillet (b) et en Novembre (c) à Nalohou.

3.4 Variabilité spatiale des flux turbulents de chaleur

3.4.1 Cas du flux de chaleur sensible

La comparaison des flux de chaleur sensible en saison sèche montre un écart de $44\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ entre les flux de chaleur sensible à Nalohou et à Bellefoungou. Cet écart est certainement dû au gradient thermique en surface c'est-à-dire la différence entre la température de surface et la température de l'air ambiant qui serait plus importante sur la jachère qu'en forêt. En particulier, la température de la canopée de Bellefoungou est certainement plus faible que la température du sol à Nalohou à cause des processus de transpiration. La différence relevée entre ces flux s'explique aussi par le fait que l'air est plus humide et plus dense en forêt ce qui influe sur le développement de la turbulence. Cela est confirmé par la figure (3.15) où les flux de chaleur sensible la nuit sont nettement négatifs à Bellefoungou, ce qui est caractéristique d'une couche de surface stable. Le couvert arboré réduit la convection au-dessus de la surface du sol, elle se fait au-dessus de la canopée sur une épaisseur bien plus importante qu'au-dessus des herbacées de la jachère.

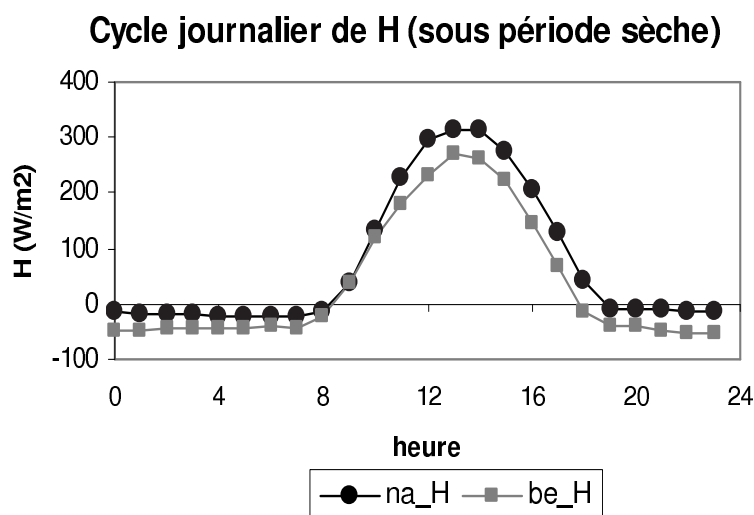


FIG. 3.15 – Cycle journalier de H à Nalohou et à Bellefoungou (sous période sèche).

En saison humide (figure 3.16), le flux de chaleur sensible diurne est plus important en forêt. Cela est causé par un effet de rugosité plus fort à Bellefoungou alors que les températures de couvert sont sensiblement identiques en cette saison. Le sol reste frais (pas de

gradient de température entre la surface du sol et l'air) sur les deux sites, on n'a donc pas de flux nocturne. La forme du flux obtenue à Nalohou entre 12h et 14h traduit l'effet de passage des nuages qui est très marqué sur la jachère. Une comparaison sur une durée plus longue nous permettra de mieux apprécier la variabilité de ce paramètre. En Novembre 2007, la station de flux de Bellefoungou avait un problème de batterie, ce qui fait qu'on ne dispose pas de données sur cette période pour comparaison avec Nalohou.

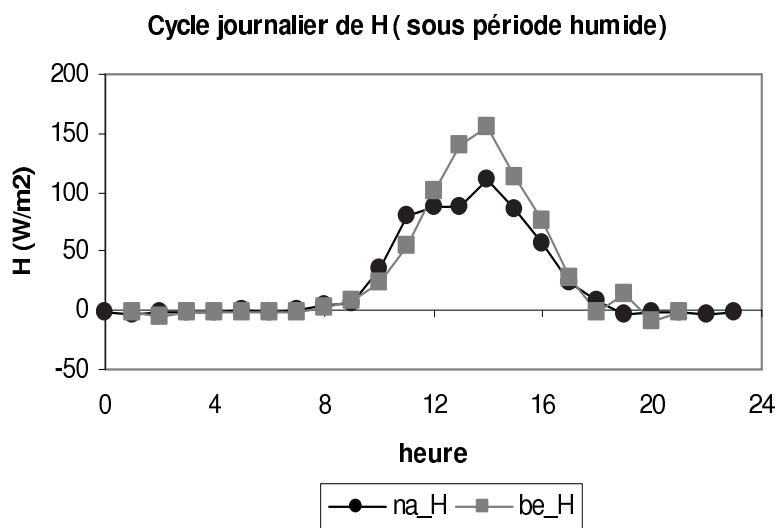


FIG. 3.16 – Cycle journalier de H à Nalohou et à Bellefoungou (sous période humide).

3.4.2 Cas du flux de chaleur latente

La figure 3.17 traduit le cycle journalier horaire moyen du flux de chaleur latente à Nalohou et à Bellefoungou en Juillet. On constate que l'évapotranspiration est plus importante en forêt que sur la jachère pendant la journée. Dans la nuit, l'évaporation est pratiquement nulle sur les deux stations.

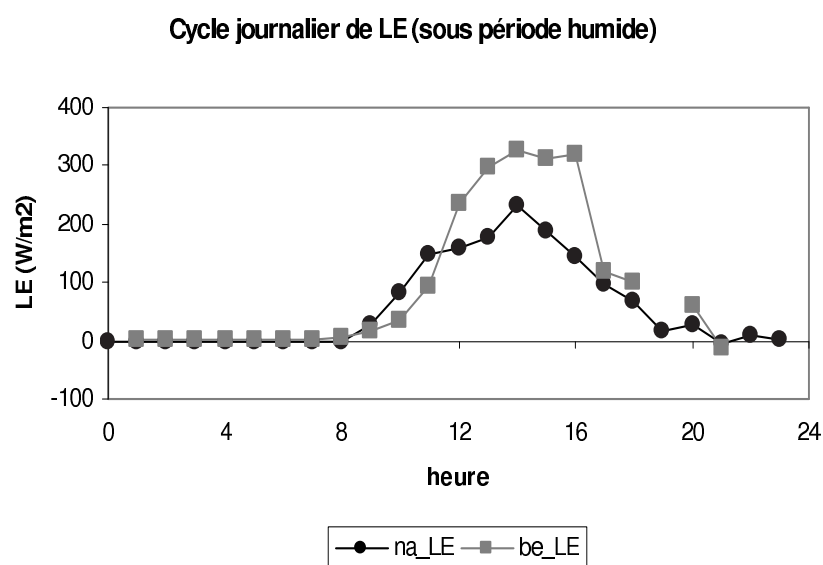


FIG. 3.17 – Cycle journalier de H à Nalohou et à Bellefoungou (sous période humide).

La jachère commence plus tôt son évaporation le matin. Les herbacés semblent être plus réactifs à l'éclairement que la végétation haute. Pour la forêt la mise en route est plus lente mais la dynamique est plus importante. En Janvier 2008, le licor (qui mesure le flux de chaleur latente) n'était pas encore installé, nous n'avons donc pas de mesure de LE sur cette période ni en Novembre.

3.5 Conclusion

Nous avons étudié précisément chaque terme de l'équation du bilan d'énergie de surface. Le calcul des flux turbulents est celui qui demande le plus d'attention. Le flux de chaleur à la surface du sol a été réalisé par la méthode des harmoniques à partir des mesures de températures du sol en prenant un soin particulier aux profondeurs de mesures. Nous avons montré à travers la comparaison du flux de chaleur harmonique et celui de la FAO que la formulation de [14] n'est pas adaptée aux sols chauds et secs. L'influence du couvert végétal sur ce paramètre est aussi à noter. La couverture du sol joue un rôle d'amortisseur entre la surface du sol et l'atmosphère.

Les flux turbulents de chaleur sont calculés par la méthode d'eddy corrélation. La qualité

de ces données a été vérifiée selon deux approches : le schéma de [32] et la fermeture du bilan d'énergie. La qualité des données est relativement bonne pendant les trois sous périodes. Le test de fermeture du bilan d'énergie est aussi correct pour la sous période sèche. Pour la sous période humide, les flux de chaleurs latentes sont probablement sous estimés, et pour la sous période intermédiaire le flux à la surface du sol est faussé par le fait qu'une litière a été laissée sur le sol à l'endroit des capteurs. Les différents coefficients de détermination obtenus entre la quantité d'énergie disponible et celle ayant servi à la convection et à l'évaporation à Nalohou sont satisfaisants lorsque les données aberrantes sont filtrées.

Conclusion générale et perspectives

Ce mémoire qui s'inscrit dans le cadre du programme AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine) et du projet Ouémé-2025, vise à comprendre le fonctionnement de l'interface surface - atmosphère. L'objectif est de réaliser une première estimation des flux d'énergie et de documenter les flux d'évapotranspiration en climat soudanien.

Les interactions surface - atmosphère sont complexes. L'analyse détaillée des processus des différents échanges qui s'effectuent dans la couche limite atmosphérique est indispensable à leur compréhension. Dans cette optique, l'analyse du bilan d'énergie à la surface est une étape incontournable. Comprendre cette relation en zone soudanienne est particulièrement intéressant en raison du lien étroit observé entre condition atmosphérique et variabilité climatique, ainsi que le rôle important que joue l'évapotranspiration dans le bilan hydrologique.

Ce travail constitue une première analyse du bilan d'énergie en zone soudanienne. Notre étude a porté sur deux stations situées dans la Donga/Bénin : une jachère herbacée (Nalohou : 9°74484N, 1°60457E, 449 m) et une forêt claire (Bellefoungou : 9°79115N, 1°71800E, 414 m).

L'analyse météorologique sur une année faite (chapitre 2) à partir des données de Nalohou montre une saisonnalité notable des paramètres climatiques. De cette analyse, trois périodes de quatorze (14) jours chacune ont été identifiées. Les principaux termes du bilan d'énergie de méso-échelle ont été évalués et leur variabilité caractérisée sur ces différentes périodes. Le calcul des flux turbulents de chaleur est celui qui nécessite le plus d'attention. Le flux de chaleur à la surface du sol a été calculé par deux méthodes : la méthode des harmoniques et la formulation empirique de la FAO.

Dans un premier temps, nous avons comparé le flux de chaleur harmonique calculé à Nalohou en janvier où le sol est nu et aucune pluie n'est tombée depuis des mois, avec celui calculé à partir de la formulation de la FAO. On a remarqué à travers cette comparaison que le flux de chaleur calculé à partir de la formulation de FAO sous estime le flux de chaleur à la surface du sol quand le sol est sec et chaud de presque 50%. La conclusion tirée de cette comparaison est que la formulation de la FAO est mise à défaut pour les sols chauds et secs. D'autre part, on a constaté à partir de la comparaison des cycles journaliers de G au niveau des deux sites et sur les trois périodes que ce paramètre est plus important à Bellefoungou qu'à Nalohou. Le déphasage temporel et la faible amplitude observés en Novembre à Nalohou sont liés à la couverture du sol (litière) qui diminue et retarde la quantité d'énergie devant parvenir à la surface du sol. Elle joue donc le rôle d'amortisseur entre la surface du sol et l'atmosphère.

Les flux turbulents de chaleur ont été mesurés par eddy corrélation. L'analyse de leur qualité a permis de vérifier la fiabilité des ces données. Plus des 75 % des données qualifiables sont de qualité haute c'est-à-dire qu'elles sont utilisables pour une recherche fondamentale. Aussi, l'analyse des tracés des cycles journaliers de H et de LE ainsi que de leurs qualités associées a montré que les données sont de très bonne qualité dans la journée lorsque l'atmosphère est instable. On a remarqué également que la qualité de LE est liée à celle de H. Plus l'atmosphère est turbulente et plus l'eau arrive à s'évaporer rapidement au sein de celle-ci. On a remarqué enfin que, les flux d'évapotranspiration mesurés sur la forêt de Bellefoungou étaient de mauvaise qualité avant la construction d'un pilône pour supporter les appareils. L'ancien mât télescopique était trop court et surtout trop instable pour permettre des mesures de qualité bonne.

Les résultats du calcul du bilan d'énergie (Nalohou) sur les trois périodes ont montré une saisonnalité très marquée des flux d'énergie. La saison sèche est caractérisée par un taux élevé du flux de chaleur sensible et du flux de chaleur à la surface du sol ; le flux de chaleur latente est faible pendant cette période. En saison humide, le flux de chaleur latente est prépondérant. En Novembre où le rayonnement net est plus élevé que ce qui est observé en

saison sèche et en saison humide, H et G représentent aussi les termes majoritaires du bilan. Mais, ils demeurent plus faibles que ceux observés en Janvier. Le flux de chaleur latente est moyen durant cette période. La variabilité spatiale des flux de chaleur sensible et de chaleur latente a été montrée à travers la comparaison de ces paramètres au niveau des deux sites en saison sèche et humide. Nous pouvons à partir de cette première analyse du bilan d'énergie donner une dynamique de l'évapotranspiration réelle au pas de temps mensuel, journalier et voir même de la demi-heure.

Les travaux réalisés dans le cadre de cette étude nous ont permis de quantifier chacune des composantes du bilan d'énergie sur trois périodes de 14 jours chacune dans la Donga / Bénin. Une analyse plus poussée reste nécessaire pour l'estimation du flux de chaleur latente au vu des résultats qui montrent une sous estimation systématique de ce terme. D'autre part, une attention particulière sera portée au calcul du flux à la surface du sol aux inter saisons en raison de la couche de litière laissée sur le site de mesure en Novembre.

La poursuite de cette étude sur une durée plus longue permettra de mieux caractériser les variabilités intra et inter saisonnières des différentes composantes du bilan. Elle permettra également d'acquérir une meilleure compréhension du fonctionnement de l'interface surface - atmosphère en vue de la documentation des flux d'évapotranspiration. Il est aussi à noter que cette étude menée sur une période plus longue contribuera à bien identifier les paramètres qui influencent le bilan d'énergie en zone soudanienne. Enfin, il s'agira également de vérifier la fermeture du bilan de masse hydrologique à partir des mesures de l'évapotranspiration réelle. Une comparaison entre l'évapotranspiration réelle et l'évapotranspiration potentielle est envisagée afin de tester le réalisme des paramétrisations couramment utilisées en hydrologie et qui estiment l'évapotranspiration réelle à partir de l'évapotranspiration potentielle.

.1 Références Bibliographiques

[1] **Descroix, L., Mahé, G., Lebel, T., Favreau, G., Galle, S., Gautier, E., Olivry, J.-C., Albergel, J., Amogu, O., Cappelaere, B., Dessouassi, R., Diedhiou, A., Le Breton, E., Mamadou, I., Sighomnou, D., 2009.** Spatio-Temporal Variability of Hydrological Regimes Around the Boundaries between Sahelian and Sudanian Areas of West Africa : A Synthesis. *Journal of Hydrology*, AMMA special issue, in press. doi :10.1016/j.jhydrol.2008.12.012.

[2] **Andersen, I., Dione, O., Jarosewich-Holder, M., Olivry, J.C., 2005.** The Niger River Basin : a vision for sustainable management.. The World Bank, Washington, DC, the USA ; Directions in development, K.G. Golitzen Ed.145 p.

[3] **Mahé, G., Olivry, J. C., Dessouassi, R., Orange, D., Bamba, F. and Servat, E. 2000.** Relations eaux de surface - eaux souterraines d'une rivière tropicale au Mali. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Serie IIA*, 330, 689-692.

[4] **Zin, I., Zribi, M., Ottlé, C., Hiernaux, P., Lacaze, R., Le Hégarat-Masclé, S., Sanou, B., André, C., Guibert, S., Saux-Picard, S., Dessay, N., Boulain, N., Cappelaere, B., Descroix, L., Galle, S., Peugeot, C., Seghieri, J., Séguis, L., 2009.** Land cover assessment on the three AMMA experimental sites from SPOT/HRVIR data. *Soumis à International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*.

[5] **Galle S., Séguis L., Arjounin M., Bariac T., Bouchez J.-M., Braud I., Cohard J.-M., Desclotres M., Favreau G., Kamagaté B., Laurent J.-P., Le Lay M., Malinur F., Peugeot C., Robain H., Seghieri J., Seidel J.-L., Varado N., Zin I. and Zribi M., 2005.** Evaluation des termes du bilan hydrologique de la Donga par mesure et modélisation. In : "Premier colloque de restitution scientifique Ecosphère Continentale", Toulouse. ECCO-PNRH : 411-416.

[6] **Varado N., Braud I., Galle S., Le Lay M., Séguis L., Kamagaté B. and Depraetere C., 2006.** Multicriteria assessment of the Representative Elementary Watershed approach on the Donga catchment (Benin) using a downward approach of model complexity. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10 : 427-442.

[7] **Le Lay M., Saulnier G.-M., Galle S., Séguis L., Métadier M. and Peugeot C., 2008.** Model representation of the Sudanian hydrological water cycle. Application on the Donga catchment (Bénin). *Journal of Hydrology*, 363(1-4) : 32-41.

[8] **Foken.,T., 2006.** "50 Years of the Monin-Obukhov Theory ". *Boundary-Layer Meteorology* 119(3) : 431-447.

[9] **Van Dijk, A., Moene, A.F., De Bruin, H.A.R, 2004.** The principles of surface flux physics : theory, practice and description of the ECPACK library. *Meteorology and Air Quality Group Wageningen University Duivendaal 2 6701 AP Wageningen The Netherlands*.

[10] **Prandtl, L., 1904.** Über, Flüssigkeitsbewegung bei sehr kleiner Reibung, *Verhandl. III, Internat. Math.- Kong., Heidelberg, Teubner, Leipzig* pp.484-491.

[11] **Brutsaert, W., 1982.** *Evaporation in the Atmosphere, theory History, And Applications*, 1st ed., 299pp., Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 1982.

- [12] **Heusinkveld, B.G., Jacobs A.F.G., Holtslag, A.A.M., Berkowicz, S.M., 2003.** Surface energy balance closure in an arid region : role of soil heat flux. *Agricultural and Forest Meteorology* 122 (2004) 21-37.
- [13] **Guyot, A., Cohard, J-M., Anquetin, S., Galle, S., 2008.** Combined analysis of energy and water budgets to consolidate latent heat flux estimation using an infrared scintillometer. *Agricultural and Forest Meteorology*, this issue.
- [14] **Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998.** *Crop Evapotranspiration : Guidelines for Computing Crop Water Requirements.* United Nations Food and Agriculture Organization, Irrigation and Drainage Paper 56. Rome, Italy, 300 pp.
- [15] **Van Wijk, W. et De Vries, D., 1963.** Periodic temperature variations in a homogeneous soil. *Physics of Plant Environment* : 103-143.
- [16] **Kaimal, J. C. et Businger, J. A., 1963.** A Continuous Wave Sonic Anemometer-Thermometer, *J. Applied Meteorol.*, 2, 156-164.
- [17] **Fleagle, R. G., Businger, J. A., 1980.** *An Introduction to Atmospheric Physics,* Academic Press, Inc., New York.
- [18] **Schotanus, P., Nieuwstadt, F. T. M., De Bruin, H. A. R., 1983.** Temperature Measurement with a Sonic Anemometer and its Application to Heat and Moisture Fluxes, *Boundary-Layer Meteorol.*, 26, 81-93.
- [19] **Kaimal, J. C. et Gaynor, J. E., 1991.** Another Look at Sonic Thermometry, *Boundary-Layer Meteorol.*, 56, 401-410.
- [20] **Liu, H., Peters, G., Foken, T., 2001.** New Equations for Sonic Temperature Variance and Buoyancy Heat Flux with an Omnidirectional Sonic Anemometer, *Boundary-Layer Meteorol.*, 100, 459-468.
- [21] **Kaimal, J.C. et Finnigan, J.J., 1994.** *Atmospheric boundary layer flows : Their structure and measurement.* Oxford University Press, New York, NY, 289 pp.
- [22] **Tanner, B.D., Swiatek, E. et Greene, J.P., 1993.** Density fluctuations and use of the krypton hygrometer in surface flux measurements. In : R.G. Allen (Editor), *Management of irrigation and drainage systems : integrated perspectives.* American Society of Civil Engineers, New York, NY, pp. 945-952.
- [23] **Webb, E.K., Pearman, G.I. et Leuning, R., 1980.** Correction of the flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quarterly Journal of The Royal Meteorological Society*, 106 : 85-100.
- [24] **Liebenthal, C. et Foken, T., 2004.** On the significance of the Webb correction to fluxes. *Corrigendum. Boundary-Layer Meteorology*, 113 : 301.
- [25] **Liebenthal, C. et Foken, T., 2003.** On the significance of the Webb correction to fluxes.

Boundary-Layer Meteorology, 109 : 99-106.

[26] **Fuehrer, P.L. et Friehe, C.H., 2002.** Flux corrections revisited. Boundary-Layer Meteorology, 102 : 415-457.

[27] **Moore, C.J., 1986.** Frequency response corrections for eddy correlation systems. Boundary-Layer Meteorology, 37 : 17-35.

[28] **Horst, T.W., 2003.** Corrections to Sensible and Latent Heat Flux Measurements.

[29] **Vickers, D. et Mahrt, L., 1997.** Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 14 : 512-526.

[30] **Højstrup, J., 1993.** A statistical data screening procedure. Measuring Science Technology, 4 : 153-157.

[31] **Foken, T. et Wichura, B., 1996.** Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. Agricultural and Forest Meteorology, 78 : 83-105.

[32] **Foken, T., et Mauder, M., 2004.** Documentation and Instruction Manual of the Eddy Covariance Software Package TK2. Department of Micrometeorology, Univ of Bayreuth, Germany.

[33] **Favier, V., 2004.** Etude du bilan d'énergie de surface et de la production des écoulements de fonte d'un glacier des Andes d'Equateur ; relation glacier-climat en zone tropicale. Thèse de doctorat de l'Université Montpellier II, 248 pp.

[34] **Rubio, E., Caselles, V., Coll, C., Valour, E. et Sospedra, F., 2003.** Thermal-infrared emissivities of natural surfaces : improvements on the experimental set-up and new measurements, International Journal of Remote Sensing, 24 : 24, 5379 - 5390.

[35] **Aubinet, M., Grelle, A., Ibrom, A., Rannik, Ü., Moncrieff, J., Foken, T., Kowalski, A.S., Martin, P.H., Berbigier, P., Bernhofer, C., Clement, R., Elbers, J., Granier, A., Grünwald, T., Morgenstern, K., Pilegaard, K., Rebmann, C., Snijders, W., Valentini, R. et Vesala, T., 2000.** Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests : The EUROFLUX methodology. Advances in Ecological Research, 30 : 113-175.

[36] **Aubinet, M., Chermanne, B., Vandenhaute, M., Longdoz, B., Yernaux, M., Laitat, E., 2001.** Long term carbon dioxide exchange above a mixed forest in the Belgian Ardennes. Agric. For. Meteorol. 108, 293-315.

[37] **Foken, T., Wimmer, F., Mauder, M., Thomas, C., Liebethal, C., 2006.** Some aspects of the energy balance closure problem. Department of Micrometeorology, Univ of Bayreuth, Germany.

[38] **Kukharets, V. P., Nalbandyan, H. G., et Foken, T., 2000.** Thermal Interactions between the underlying surface and a nonstationary radiation flux, Izv., Atmos. Oceanic Phys., 36, 318-325.

[39] **Panin, G. N., Tetzlaff, G., et Raabe, A., 1998.** Inhomogeneity of the land surface and

problems in the 10 parameterization of surface fluxes in natural conditions, *Theor. Appl. Climat.*, 60, 163-178.

Annexe1 : Proclit de Nalohou

```

Comments
Comment = Station Campbell
Comment = Nalohou : Csat + Licor
Comment = 20/10/2008
Comments
Comment = Actions effectuées :
Comment = Extraction des données du fichier meteo,
Comment = Despike, Calculs Statistiques, Pression partielle
Comments
Comment = Direction et vitesses du vent, Rotations
Comment =
Comment =
Comments
Comment = Correction température sonique, Covariance wT, wq et wco2
Comment = Correction Webb LE et Fco2
Comment = Flux de chaleur sensible corrigé
Comments
Comment = variable d'installation
Comment =
Comment =
Set Values
From Time =
To Time =
Number of Variables = 3
Storage Label = hauteur-sonic
Assignment value = 4.95
Storage Label = ecart-nord
Assignment value = 0
Storage Label = ang-sonic-licor
Assignment value = 0
Comments
Comment = Variable de configuration sonic licor
Comment = pour le calcul des corrections fréquentielles
Set Values
From Time =
To Time =
Number of Variables = 10
Storage Label = Csat-samplefreq
Assignment value = 20
Storage Label = Licor7500-samplefreq
Assignment value = 20
Storage Label = Csat-path
Assignment value = 0.116
Storage Label = Licor7500-path
Assignment value = 0.125
Storage Label = wT-ver-path-sep
Assignment value = 0
Storage Label = wT-hor-path-sep
Assignment value = 0
Storage Label = wx-ver-path-sep
Assignment value = 0.1
Storage Label = wx-hor-path-sep
Assignment value = 0.3
Storage Label = Csat-TimeConStant
Assignment value = 0.05
Storage Label = Licor7500-TimeConStant
Assignment value = 0.05
Comments
Comment = Valeur dynamiques alternatives
Comment = T en °c, P en kPa, Rh en %
Set Values
From Time =
To Time =
Number of Variables = 3
Storage Label = T-alt
Assignment value = 30
Storage Label = P-alt
Assignment value = 100
Storage Label = Rh-alt
Assignment value = 70
Comments
Comment = rhoCp en J/m3/K
Comment = L en J/g
Comment = ecart nord en degre
Set Values
From Time =
To Time =
Number of Variables = 2
Storage Label = rhoCp-cst
Assignment value = 1130
Storage Label = L-cst
Assignment value = 2450
Comments
Comment = Extraction des variables
Comment = du fichier meteo
Comment =
Preprocessed Files
File <0>=C:\Documents and Settings\mamadou\Bureau\traitement-edire\na\na-met-090707-040908-EdiRe-heure locale-rugosité.csv
File <1>=
File <2>=
Set Values
From Time =
To Time =
Number of Variables = 7
Storage Label = offsetc
Assignment value = <0> offsetc
Storage Label = gainc
Assignment value = <0> gainc
Storage Label = offsetq
Assignment value = <0> offsetq
Storage Label = gainq
Assignment value = <0> gainq
Storage Label = h-veg
Assignment value = <0> h
Storage Label = disp-height
Assignment value = <0> d
Storage Label = Z0
Assignment value = <0> Z0
Set Values
From Time =
To Time =
Number of Variables = 3
Storage Label = T-meteo
Assignment value = <0> Ta-meteo
Storage Label = Rh-meteo
Assignment value = <0> Rh
Storage Label = P-meteo
Assignment value = <0> Patm
Comments
Comment = Conversion de la pression meteo
Comment = unite d'entree : hPa
Comment = unite de sortie : kPa
User defined
From Time =
To Time =
Storage Label = P-meteo
Apply to =
Apply by =
Equation = P-meteo*0.1
Variable = P-meteo
Comments
Comment = Extraction des variables du fichier brut
Comment = Vitesse en m/S, Co2 en mg/m3, H2O en g/m3
Comment = Pression en kpa, T en °C
Extract
From Time =
To Time =
Channel = 1
Label for Signal = SECONDS
Extract
From Time =
To Time =
Channel = 2
Label for Signal = NANoseconds
Extract
From Time =
To Time =
Channel = 3
Label for Signal = RECORD
Extract
From Time =
To Time =
Channel = 4
Label for Signal = u-sonic
Extract
From Time =
To Time =
Channel = 5
Label for Signal = v-sonic
Extract
From Time =
To Time =
Channel = 6
Label for Signal = w-sonic
Extract
From Time =
To Time =
Channel = 7
Label for Signal = T-sonic
Extract
From Time =
To Time =
Channel = 8
Label for Signal = diag-csat
Extract
From Time =
To Time =
Channel = 9
Label for Signal = co2-licor
Extract
From Time =
To Time =
Channel = 10
Label for Signal = q-licor
Extract
From Time =

```

```

To Time =
Channel = 11
Label for Signal = P-licor
Comments
Comment = Changement d'unité
Comment = CO2 en mmol/m3
Comment = h2O en g/m3
Linear
From Time =
To Time =
Signal = co2-licor
1st Offset = 0
1st Gain = 0.0227273
1st Curvature = 0
2nd Offset = 0
2nd Gain = 1
2nd Curvature = 0
Linear
From Time =
To Time =
Signal = q-licor
1st Offset = 0
1st Gain = 1
1st Curvature = 0
2nd Offset = 0
2nd Gain = 1
2nd Curvature = 0
Comments
Comment = Despike
Comment = 3 fois l'écart-type
Comment = Si plus de 4 spike de suite, on ne les compte pas
Despike
From Time =
To Time =
Signal = u-sonic
Standard Deviations = 3
Spike width = 4
Spike % consistency = 50
Replace spikes = x
Storage Label spike count = spike-U
Despike
From Time =
To Time =
Signal = v-sonic
Standard Deviations = 3
Spike width = 4
Spike % consistency = 50
Replace spikes = x
Storage Label spike count = spike-V
Despike
From Time =
To Time =
Signal = w-sonic
Standard Deviations = 3
Spike width = 4
Spike % consistency = 50
Replace spikes = x
Storage Label spike count = spike-W
Despike
From Time =
To Time =
Signal = co2-licor
Standard Deviations = 3
Spike width = 4
Spike % consistency = 50
Replace spikes = x
Storage Label spike count = spike-co2
Despike
From Time =
To Time =
Signal = q-licor
Standard Deviations = 3
Spike width = 4
Spike % consistency = 50
Replace spikes = x
Storage Label spike count = spike-q
Despike
From Time =
To Time =
Signal = T-sonic
Standard Deviations = 3
Spike width = 4
Spike % consistency = 50
Replace spikes = x
Storage Label spike count = spike-T
Despike
From Time =
To Time =
Signal = P-licor
Standard Deviations = 3
Spike width = 4
Spike % consistency = 50
Replace spikes = x
Storage Label spike count = spike-P

Comments
Comment = Calcul Stat
Comment = moyenne et écart-types
Comment = sur U, V, W, co2, q, T, P
1 chn statistics
From Time =
To Time =
Signal = u-sonic
Storage Label Mean = u-sonic-mean
Storage Label Std Dev = u-sonic-std
Storage Label Skewness =
Storage Label Kurtosis =
Storage Label Maximum =
Storage Label Minimum =
Storage Label Variance =
Storage Label Turbulent Intensity =
Alt Turbulent Intensity Denominator =
1 chn statistics
From Time =
To Time =
Signal = v-sonic
Storage Label Mean = v-sonic-mean
Storage Label Std Dev = v-sonic-std
Storage Label Skewness =
Storage Label Kurtosis =
Storage Label Maximum =
Storage Label Minimum =
Storage Label Variance =
Storage Label Turbulent Intensity =
Alt Turbulent Intensity Denominator =
1 chn statistics
From Time =
To Time =
Signal = w-sonic
Storage Label Mean = w-sonic-mean
Storage Label Std Dev = w-sonic-std
Storage Label Skewness =
Storage Label Kurtosis =
Storage Label Maximum =
Storage Label Minimum =
Storage Label Variance =
Storage Label Turbulent Intensity =
Alt Turbulent Intensity Denominator =
1 chn statistics
From Time =
To Time =
Signal = T-sonic
Storage Label Mean = T-sonic-mean
Storage Label Std Dev = T-sonic-std
Storage Label Skewness =
Storage Label Kurtosis =
Storage Label Maximum =
Storage Label Minimum =
Storage Label Variance =
Storage Label Turbulent Intensity =
Alt Turbulent Intensity Denominator =
1 chn statistics
From Time =
To Time =
Signal = co2-licor
Storage Label Mean = co2-licor-mean
Storage Label Std Dev = co2-licor-std
Storage Label Skewness =
Storage Label Kurtosis =
Storage Label Maximum =
Storage Label Minimum =
Storage Label Variance =
Storage Label Turbulent Intensity =
Alt Turbulent Intensity Denominator =
1 chn statistics
From Time =
To Time =
Signal = q-licor
Storage Label Mean = q-licor-mean
Storage Label Std Dev = q-licor-std
Storage Label Skewness =
Storage Label Kurtosis =
Storage Label Maximum =
Storage Label Minimum =
Storage Label Variance =
Storage Label Turbulent Intensity =
Alt Turbulent Intensity Denominator =
1 chn statistics
From Time =
To Time =
Signal = P-licor
Storage Label Mean = P-licor-mean
Storage Label Std Dev = P-licor-std
Storage Label Skewness =
Storage Label Kurtosis =
Storage Label Maximum =
Storage Label Minimum =
Storage Label Variance =
Storage Label Turbulent Intensity =

```

```

Alt Turbulent Intensity Denominator =
Spectra
From Time = 18/01/2008 12 :00 :00
To Time = 18/01/2008 16 :00 :00
Signal = T-sonic
Window = Hamming
Kaiser/Bell coef =
Output Spectra = spec-T
Sort Output =
Dettrend data = None
Comments
Comment = Direction du vent
Comment = se fait avant rotation
Comment =
Wind direction
From Time =
To Time =
Signal (u) = u-sonic
Signal (v) = v-sonic
Orientation = ecart-nord
Wind Direction Components = U+S-V+E
Wind Direction Output = N-0-deg-E-90-deg
Storage Label Wind Direction = Wind-sonic-Direction
Storage Label Wind Dir Std Dev = Wind-sonic-Direction-std
Comments
Comment = Rotation (double rotation)
Comment = Vitesse du vent
Comment = dans sys orthogonal
Rotation coefficients
From Time =
To Time =
Signal (u) = u-sonic
Signal (v) = v-sonic
Signal (w) = w-sonic
Storage Label Alpha = Alpha
Storage Label Beta = Beta
Storage Label Gamma = Gamma
Optional mean u =
Optional mean v =
Optional mean w =
Rotation
From Time =
To Time =
Signal (u) = u-sonic
Signal (v) = v-sonic
Signal (w) = w-sonic
Alpha = Alpha
Beta = Beta
Gamma = Gamma
Do 1st Rot = x
Do 2nd Rot = x
Do 3rd Rot = x
Comments
Comment = Les variables de vent sont
Comment = dans un repère instantané fonction
Comment = du vent (v-sonic-mean = 0)
1 chn statistics
From Time =
To Time =
Signal = u-sonic
Storage Label Mean = wind-sonic-speed-mean
Storage Label Std Dev = wind-sonic-speed-std
Storage Label Skewness =
Storage Label Kurtosis =
Storage Label Maximum = wind-sonic-speed-max
Storage Label Minimum =
Comments
Comment = Calcul et Retrait du Lag
Comment = pour le Licor Openpath
Comment =
Cross Correlate
From Time =
To Time =
Signal = w-sonic
Signal which lags = q-licor
Correlation type = Covariance
Output Correlation curve = 10
Storage Label Peak Time = time-lag-wq
Storage Label Peak Value =
Cross Correlate
From Time =
To Time =
Signal = w-sonic
Signal which lags = co2-licor
Correlation type = Covariance
Output Correlation curve = 10
Storage Label Peak Time = time-lag-wco2
Storage Label Peak Value =
Cross Correlate
From Time =
To Time =
Signal = w-sonic
Signal which lags = P-licor
Correlation type = Covariance

Output Correlation curve = 10
Storage Label Peak Time = time-lag-wp
Storage Label Peak Value =
Remove Lag
From Time =
To Time =
Signal = co2-licor
Min Lag (sec) = -2
Lag (sec) = time-lag-wco2
Max Lag (sec) = 2
Below Min default (sec) = 0
Above Max default (sec) = 0
Remove Lag
From Time =
To Time =
Signal = q-licor
Min Lag (sec) = -2
Lag (sec) = time-lag-wq
Max Lag (sec) = 2
Below Min default (sec) = 0
Above Max default (sec) = 0
Remove Lag
From Time =
To Time =
Signal = P-licor
Min Lag (sec) = -2
Lag (sec) = time-lag-wp
Max Lag (sec) = 2
Below Min default (sec) = 0
Above Max default (sec) = 0
Comments
Comment = Calcul de la pression partielle
Comment = directement en kPa
Comment =
Partial pressure
From Time =
To Time =
Storage Label = e-vapor-licor
Apply to =
Apply by =
Variable type = Absolute density
Measured variable = q-licor-mean
Min or QC = 0.001
Max or QC = 40
Temperature (C) = T-sonic-mean
Min or QC =
Max or QC =
Pressure (Kpa) = P-licor-mean
Min or QC = 0
Max or QC = 105
Molecular weight (g/mole) = 18.0
Conc conv factor = 1000
Partial pressure
From Time =
To Time =
Storage Label = e-vapor-meteo
Apply to =
Apply by =
Variable type = Relative humidity
Measured variable = Rh-meteo
Min or QC =
Max or QC =
Temperature (C) = T-meteo
Min or QC =
Max or QC =
Pressure (Kpa) = P-meteo
Min or QC =
Max or QC =
Molecular weight (g/mole) = 18.0
Conc conv factor = 1000
Comments
Comment = Calcul de q-meteo
Comment = en g/m3
Comment =
User defined
From Time =
To Time =
Storage Label = q-meteo
Apply to =
Apply by =
Equation = 18*e-vapor-meteo*1000/(8.32*(273.15+T-meteo))
Variable = e-vapor-meteo
Variable = T-meteo
Comments
Comment = Application du gain q-licor-mean/q-meteo a q-licor-mean
Comment = pour rephasage de q-licor sur q-meteo
Comment = On reste en g/m3
User defined
From Time =
To Time =
Storage Label = gain-q-licor-mean
Apply to =
Apply by =
Equation = q-meteo/q-licor-mean

```

```

Variable = q-licor-mean
Variable = q-meteo
Linear
From Time =
To Time =
Signal = q-licor
1st Offset = 0
1st Gain = gain-q-licor-mean
1st Curvature = 0
2nd Offset = 0
2nd Gain = 1
2nd Curvature = 0
Comments
Comment = Correction température sonique
Comment = Schotanus et al. 1983 ; Manuel Csat Campbell Scientifique
Comment = T-sonic-cor=T-sonic(1+0.51q-licor)
User defined
From Time =
To Time =
Storage Label = T-sonic-cor
Apply to =
Apply by =
Equation = ((T-sonic-mean+273.15)/(1+.32*e-vapor-meteo/P-meteo))-
273.15
Variable = P-meteo
Variable = e-vapor-meteo
Variable = T-sonic-mean
Density of moist air
From Time =
To Time =
Storage Label = rho-licor
Apply to =
Apply by =
Vapour pressure (Kpa) = e-vapor-licor
Min or QC =
Max or QC =
Temperature (C) = T-sonic-cor
Min or QC =
Max or QC =
Pressure (Kpa) = P-licor-mean
Min or QC =
Max or QC =
Density of moist air
From Time =
To Time =
Storage Label = rho-meteo
Apply to =
Apply by =
Vapour pressure (Kpa) = e-vapor-meteo
Min or QC =
Max or QC =
Temperature (C) = T-meteo
Min or QC =
Max or QC =
Pressure (Kpa) = P-meteo
Min or QC =
Max or QC =
Comments
Comment = Changement d'unité de la masse volumique de l'air humide
Comment = entrée en :
Comment = sortie en :
User defined
From Time =
To Time =
Storage Label = rho-licor
Apply to =
Apply by =
Equation = rho-licor/1000
Variable = rho-licor
Variable =
Variable =
Variable =
Variable =
User defined
From Time =
To Time =
Storage Label = rho-meteo
Apply to =
Apply by =
Equation = rho-meteo/1000
Variable = rho-meteo
Variable =
Variable =
Variable =
Variable =
Comments
Comment = Calcul de rhocp
Comment = en j/g
Comment =
Sensible heat flux coefficient
From Time =
To Time =
Storage Label = rhoCp-licor
Apply to =
Apply by =
Vapour pressure (Kpa) = e-vapor-licor
Min or QC =
Max or QC =
Temperature (C) = T-sonic-cor
Min or QC =
Max or QC =
Pressure (Kpa) = P-licor-mean
Min or QC =
Max or QC =
Alternate rhoCp = 1100
Sensible heat flux coefficient
From Time =
To Time =
Storage Label = rhoCp-meteo
Apply to =
Apply by =
Vapour pressure (Kpa) = e-vapor-meteo
Min or QC =
Max or QC =
Temperature (C) = T-meteo
Min or QC =
Max or QC =
Pressure (Kpa) = P-meteo
Min or QC =
Max or QC =
Alternate rhoCp = 1100
Comments
Comment = flux de chaleur sensible sonique
Comment = calcul covariance
Comment =
2 chn statistics
From Time =
To Time =
Signal = w-sonic
Signal = T-sonic
Storage Label Covariance = wT-cov
Storage Label Correlation =
Storage Label Flux = H-sonic-tmp
Flux coefficient = rhoCp-meteo
Comments
Comment = Flux de chaleur latente
Comment = Calcul covariance
Comment =
2 chn statistics
From Time =
To Time =
Signal = w-sonic
Signal = q-licor
Storage Label Covariance = wq-cov
Storage Label Correlation =
Storage Label Flux = E-licor-tmp
Flux coefficient =
Comments
Comment = Calcul de la chaleur latente de vaporisation de l'eau
Comment = J/g
Comment =
Latent heat of evaporation
From Time =
To Time =
Storage Label = L-meteo
Apply to =
Apply by =
Temperature (C) = T-meteo
Min or QC =
Max or QC =
Pressure (KPa) = P-meteo
Min or QC =
Max or QC =
LE flux coef, L = L-cst
Latent heat of evaporation
From Time =
To Time =
Storage Label = L-licor
Apply to =
Apply by =
Temperature (C) = T-sonic-cor
Min or QC =
Max or QC =
Pressure (KPa) = P-licor-mean
Min or QC =
Max or QC =
LE flux coef, L = L-cst
Comments
Comment = Calcul du flux
Comment =
Comment =
User defined
From Time =
To Time =
Storage Label = LE-licor-tmp
Apply to =
Apply by =
Equation = E-licor-tmp*L-licor

```

```

Variable = E-licor-tmp
Variable = L-licor
Comments
Comment = Flux de carbone Fco2-licor-tmp
Comment = unité : mmol/m2/s
Comment =
2 chn statistics
From Time =
To Time =
Signal = w-sonic
Signal = co2-licor
Storage Label Covariance = wco2-cov
Storage Label Correlation =
Storage Label Flux = Fco2-licor-tmp
Flux coefficient = 1
Comments
Comment = Conversion de Fco2-licor-tmp
Comment = entree : mmol/m3
Comment = sortie : umol/m3
User defined
From Time =
To Time =
Storage Label = Fco2-licor-tmp2
Apply to =
Apply by =
Equation = 1000*Fco2-licor-tmp
Variable = Fco2-licor-tmp
Comments
Comment = Calcul du flux de quantité de mouvement
Comment =
Comment =
2 chn statistics
From Time =
To Time =
Signal = w-sonic
Signal = u-sonic
Storage Label Covariance = uw-cov
Storage Label Correlation =
Storage Label Flux = momentum-sonic
Flux coefficient = rho-meteo
Comments
Comment = u-sonic* Vitesse de frottement
Comment =
Comment =
U star
From Time =
To Time =
Storage Label = U-star
Apply to =
Apply by =
uw covariance (m2/s2) = uw-cov
Min or QC =
Max or QC =
Virtual temperature
From Time =
To Time =
Storage Label = T-virtual
Apply to =
Apply by =
Vapour pressure (Kpa) = e-vapor-meteo
Min or QC =
Max or QC =
Temperature (C) = T-meteo
Min or QC =
Max or QC =
Pressure (Kpa) = P-meteo
Min or QC =
Max or QC =
Comments
Comment = Calcul Lo
Comment = hauteur du sonique 4,95m
Comment = hauteur végétation selon relevé Omar
Stability - Monin Obhukov
From Time =
To Time =
Storage Label = stability
Apply to =
Apply by =
Measurement height (m) = hauteur-sonic
Zero plane displacement (m) = disp-height
Virtual Temperature (C) = T-virtual
Min or QC =
Max or QC =
H flux (W/m2) = H-sonic-tmp
Min or QC =
Max or QC =
H flux coef, RhoCp = rhoCp-meteo
Min or QC =
Max or QC =
Scaling velocity (m/s) = U-star
Min or QC =
Max or QC =
Comments
Comment = Corrections spectrales
Comment =
Comment =
Frequency response
From Time =
To Time =
Storage Label = freq-corr-uw
Apply to =
Apply by =
Correction type = UW
Measurement height (m) = hauteur-sonic
Zero plane displacement (m) = disp-height
Boundary layer height (m) =
Stability Z/L = stability
Wind speed (m/s) = wind-sonic-speed-mean
Sensor 1 Flow velocity (m/s) = wind-sonic-speed-mean
Sensor 1 Sampling frequency (Hz) = Csat-sampleFreq
Sensor 1 Low pass filter type = Recursive
Sensor 1 Low pass filter time constant = 0.02
Sensor 1 High pass filter type = Recursive
Sensor 1 High pass filter time constant = 600
Sensor 1 path length (m) = Csat-path
Sensor 1 Time constant (s) = Csat-TimeConstant
Sensor 1 Tube attenuation coef =
Sensor 2 Flow velocity (m/s) = wind-sonic-speed-mean
Sensor 2 Sampling frequency (Hz) = Csat-SampleFreq
Sensor 2 Low pass filter type = Recursive
Sensor 2 Low pass filter time constant = 0.02
Sensor 2 High pass filter type = Recursive
Sensor 2 High pass filter time constant = 600
Sensor 2 path length (m) = Csat-path
Sensor 2 Time constant (s) = Csat-TimeConstant
Sensor 2 Tube attenuation coef =
path separation (m) = wT-hor-path-sep
Get spectral data type = Model
Get response function from = model
Reference tag =
Reference response condition =
Sensor 1 subsampled =
Sensor 2 subsampled =
Apply velocity distribution adjustment =
Use calculated distribution =
Velocity distribution std dev =
Stability distribution std dev =
Frequency response
From Time =
To Time =
Storage Label = freq-corr-tw
Apply to =
Apply by =
Correction type = WX
Measurement height (m) = hauteur-sonic
Zero plane displacement (m) = disp-height
Boundary layer height (m) =
Stability Z/L = stability
Wind speed (m/s) = wind-sonic-speed-mean
Sensor 1 Flow velocity (m/s) = wind-sonic-speed-mean
Sensor 1 Sampling frequency (Hz) = Csat-SampleFreq
Sensor 1 Low pass filter type = Recursive
Sensor 1 Low pass filter time constant = 0.02
Sensor 1 High pass filter type = Recursive
Sensor 1 High pass filter time constant = 600
Sensor 1 path length (m) = Csat-path
Sensor 1 Time constant (s) = Csat-TimeConstant
Sensor 1 Tube attenuation coef =
Sensor 2 Flow velocity (m/s) = wind-sonic-speed-mean
Sensor 2 Sampling frequency (Hz) = Csat-SampleFreq
Sensor 2 Low pass filter type = Recursive
Sensor 2 Low pass filter time constant = 0.02
Sensor 2 High pass filter type = Recursive
Sensor 2 High pass filter time constant = 600
Sensor 2 path length (m) = Csat-path
Sensor 2 Time constant (s) = Csat-TimeConstant
Sensor 2 Tube attenuation coef =
path separation (m) = wT-hor-path-sep
Get spectral data type = Model
Get response function from = model
Reference tag =
Reference response condition =
Sensor 1 subsampled =
Sensor 2 subsampled =
Apply velocity distribution adjustment =
Use calculated distribution =
Velocity distribution std dev =
Stability distribution std dev =
Comments
Comment = Calcul de la séparation latérale
Comment =
Comment =
User defined
From Time =
To Time =
Storage Label = lat-path-sep
Apply to =
Apply by =

```

```

Equation = SQRT((wx-hor-path-sep*sin(Wind-sonic-Direction-ang-sonic-licor))*
(wx-hor-path-sep*sin(Wind-sonic-Direction-ang-sonic-licor))+wx-ver-path-sep*wx-ver-path-sep)
Variable = wx-hor-path-sep
Variable = Wind-sonic-Direction
Variable = ang-sonic-licor
Variable = wx-ver-path-sep
Frequency response
From Time =
To Time =
Storage Label = freq-corr-7500
Apply to =
Apply by =
Correction type = WX
Measurement height (m) = hauteur-sonic
Zero plane displacement (m) = disp-height
Boundary layer height (m) =
Stability Z/L = stability
Wind speed (m/s) = wind-sonic-speed-mean
Sensor 1 Flow velocity (m/s) = wind-sonic-speed-mean
Sensor 1 Sampling frequency (Hz) = Csat-SampleFreq
Sensor 1 Low pass filter type = Recursive
Sensor 1 Low pass filter time constant = 0.02
Sensor 1 High pass filter type = Recursive
Sensor 1 High pass filter time constant = 600
Sensor 1 path length (m) = Csat-path
Sensor 1 Time constant (s) = Csat-TimeConstant
Sensor 1 Tube attenuation coef =
Sensor 2 Flow velocity (m/s) = wind-sonic-speed-mean
Sensor 2 Sampling frequency (Hz) = Licor7500-SampleFreq
Sensor 2 Low pass filter type = Recursive
Sensor 2 Low pass filter time constant = 0.02
Sensor 2 High pass filter type = Recursive
Sensor 2 High pass filter time constant = 600
Sensor 2 path length (m) = Licor7500-path
Sensor 2 Time constant (s) = Licor7500-TimeConstant
Sensor 2 Tube attenuation coef =
path separation (m) = lat-path-sep
Get spectral data type = Model
Get response function from = model
Reference tag =
Reference response condition =
Sensor 1 subsampled =
Sensor 2 subsampled =
Apply velocity distribution adjustment =
Use calculated distribution =
Velocity distribution std dev =
Stability distribution std dev =
Mathematical operation
From Time =
To Time =
Storage Label = uw-cov-fc
Apply to =
Apply by =
Measured variable A = uw-cov
Operation = *
Measured variable B = freq-corr-uw
Mathematical operation
From Time =
To Time =
Storage Label = U-star-fc
Apply to =
Apply by =
Measured variable A = U-star
Operation = *
Measured variable B = freq-corr-uw
Mathematical operation
From Time =
To Time =
Storage Label = Fco2-licor-fc
Apply to =
Apply by =
Measured variable A = Fco2-licor-tmp
Operation = *
Measured variable B = freq-corr-7500
Mathematical operation
From Time =
To Time =
Storage Label = H-sonic-fc
Apply to =
Apply by =
Measured variable A = H-sonic-tmp
Operation = *
Measured variable B = freq-corr-tw
Mathematical operation
From Time =
To Time =
Storage Label = E-licor-fc
Apply to =
Apply by =
Measured variable A = E-licor-tmp
Operation = *
Measured variable B = freq-corr-7500
Mathematical operation
From Time =
To Time =
Storage Label = LE-licor-fc
Apply to =
Apply by =
Measured variable A = LE-licor-tmp
Operation = *
Measured variable B = freq-corr-7500
Comments
Comment = Correction de Webb pour la vapeur d'eau
Comment =
Comment =
Webb correction
From Time =
To Time =
Storage Label = LE-licor-webb
Apply to =
Apply by =
Scalar value type = Density (g/m3)
Scalar value = q-meteo
Min or QC =
Max or QC =
Water vapour value type = partial Pressure (kpa)
Water vapour value = e-vapor-meteo
Min or QC =
Max or QC =
Temperature (C) = T-sonic-cor
Min or QC =
Max or QC =
Pressure (Kpa) = P-meteo
Min or QC =
Max or QC =
H flux (W/m2) = H-sonic-fc
Min or QC =
Max or QC =
LE flux (W/m2) = LE-licor-fc
Min or QC =
Max or QC =
H flux coef, RhoCp = rhoCp-meteo
Min or QC =
Max or QC =
LE flux coef, L = L-licor
Min or QC =
Max or QC =
Scalar molecular wt. = 18
Scalar flux type = LE (W/m2)
Scalar flux coefficient = 1
Min or QC =
Max or QC =
Alternate water vapour pressure (kpa) =
Alternate temperature (C) =
Alternate pressure (kpa) =
User defined
From Time =
To Time =
Storage Label = LE-licor-Q0
Apply to =
Apply by =
Equation = LE-licor-tmp+LE-licor-webb
Variable = LE-licor-tmp
Variable = LE-licor-webb
Variable =
Variable =
Comments
Comment = Correction de Webb pour le co2
Comment = entrée en : mmol/m2/s
Comment = sortie en : umol/m2/s
Webb correction
From Time =
To Time =
Storage Label = Fco2-licor-webb
Apply to =
Apply by =
Scalar value type = Density (mg/m3)
Scalar value = co2-licor-mean
Min or QC =
Max or QC =
Water vapour value type = partial Pressure (kpa)
Water vapour value = e-vapor-meteo
Min or QC =
Max or QC =
Temperature (C) = T-sonic-cor
Min or QC =
Max or QC =
Pressure (Kpa) = P-meteo
Min or QC =
Max or QC =
H flux (W/m2) = H-sonic-fc
Min or QC =
Max or QC =
LE flux (W/m2) = LE-licor-Q0
Min or QC =
Max or QC =

```

```

H flux coef, RhoCp = rhoCp-meteo
Min or QC =
Max or QC =
LE flux coef, L = L-meteo
Min or QC =
Max or QC =
Scalar molecular wt. = 44
Scalar flux type = Fx (umol/m2/s)
Scalar flux coefficient = 1
Min or QC =
Max or QC =
Alternate water vapour pressure (kpa) =
Alternate temperature (C) =
Alternate pressure (kpa) =
User defined
From Time =
To Time =
Storage Label = Fco2-licor-Q0
Apply to =
Apply by =
Equation = Fco2-licor-tmp2+Fco2-licor-webb
Variable = Fco2-licor-tmp2
Variable = Fco2-licor-webb
Variable =
Variable =
Variable =
Comments
Comment = Calcul du flux de chaleur sensible corrigé
Comment =
Comment =
User defined
From Time =
To Time =
Storage Label = H-sonic-Q0
Apply to =
Apply by =
Equation = H-sonic-fc-(0.32*rhoCp-meteo*LE-licor-Q0*(T-sonic-mean+273.15))/(216.5*P-meteo*10*L-meteo)
Variable = H-sonic-fc
Variable = rhoCp-meteo
Variable = LE-licor-Q0
Variable = T-sonic-mean
Variable = T-sonic-cor
Variable = P-meteo
Variable = L-meteo
Comments
Comment = Test de Stationarité
Comment = Critère de qualité
Comment =
Stationarity
From Time =
To Time =
Signal (A) = u-sonic
Signal (B) = w-sonic
Storage Label A StdDev Stationarity = u-stat
Storage Label B StdDev Stationarity = w-stat
Storage Label AB Covariance Stationarity = uw-stat
Segment length, minutes = 5
Linear detrend segments =
Linear detrend run =
Stationarity
From Time =
To Time =
Signal (A) = co2-licor
Signal (B) = w-sonic
Storage Label A StdDev Stationarity =
Storage Label B StdDev Stationarity =
Storage Label AB Covariance Stationarity = co2w-stat
Segment length, minutes = 5
Linear detrend segments =
Linear detrend run =
Stationarity
From Time =
To Time =
Signal (A) = q-licor
Signal (B) = w-sonic
Storage Label A StdDev Stationarity =
Storage Label B StdDev Stationarity =
Storage Label AB Covariance Stationarity = qw-Stat
Segment length, minutes = 5
Linear detrend segments =
Linear detrend run =
Stationarity
From Time =
To Time =
Signal (A) = T-sonic
Signal (B) = w-sonic
Storage Label A StdDev Stationarity =
Storage Label B StdDev Stationarity =
Storage Label AB Covariance Stationarity = tsw-Stat
Segment length, minutes = 5
Linear detrend segments =
Linear detrend run =
Plot Value

From Time =
To Time =
Left Axis Value = H-sonic-Q0
Right Axis Value = H-sonic-tmp
Left Axis Minimum = -100
Left Axis Maximum = 500
Right Axis Minimum = -100
Right Axis Maximum = 500
Match Left/Right Axes =
Plot Value
From Time =
To Time =
Left Axis Value = LE-licor-Q0
Right Axis Value = LE-licor-tmp
Left Axis Minimum = -200
Left Axis Maximum = 800
Right Axis Minimum = -200
Right Axis Maximum = 800
Match Left/Right Axes =
Plot Value
From Time =
To Time =
Left Axis Value = Fco2-licor-Q0
Right Axis Value = Fco2-licor-tmp2
Left Axis Minimum = -20
Left Axis Maximum = 20
Right Axis Minimum = -20
Right Axis Maximum = 20
Match Left/Right Axes =
Plot Value
From Time =
To Time =
Left Axis Value = q-licor-mean
Right Axis Value = T-sonic-cor
Left Axis Minimum = 0
Left Axis Maximum = 25
Right Axis Minimum = 10
Right Axis Maximum = 50
Match Left/Right Axes =
Plot Value
From Time =
To Time =
Left Axis Value = beta
Right Axis Value = gamma
Left Axis Minimum =
Left Axis Maximum =
Right Axis Minimum =
Right Axis Maximum =
Match Left/Right Axes =
Plot Value
From Time =
To Time =
Left Axis Value = spike-T
Right Axis Value = spike-q
Left Axis Minimum =
Left Axis Maximum =
Right Axis Minimum =
Right Axis Maximum =
Match Left/Right Axes =

```

Annexe 2 : Description des installations

Station de Bellefoungou			
Variables (hauteur)	Appareils Marques et types	Gamme de mesure	Précision
Vent : vitesse et direction (5.5m)	Vaisala WXT510 Weather Transmitter Station	0 à 35m.s ⁻¹ 36 à 60 m.s ⁻¹ 0 à 360°	Max(± 3%; 0.3m.s ⁻¹) ±5% ±3%
Température (T _{air}) (5.5m)	Vaisala WXT510	-52°C à 60°C	± 0.3 °C à 20°C ± 0.4°C à 40°C
Humidité relative (Hr) (5.5m)		0 à 100%	±3% ; 0 à 90 % ± 5% ; 90 à 100%
Rayonnement net (Rn) (5.5m)	Kipp & Zonen NR- Lite Net radiometer	-200 à 1500 W.m ⁻² 0.2 à 100µm	± 0.7 W.m ⁻²
Incoming Shortwave SWin (5.5m)	Skye Instrument SKS1110 pyranometer	0.35µm à 1.10µm -30°C à 70°C	± 5% typically <±3%
Reflected Shortwave SWout (5.5m)	Skye Instrument SKS1110 pyranometer		
Pluviométrie1 (5.5m)	Vaisala WXT510 Rain drop impactor 60cm2 area	Rainfall height	5%
Pluviométrie2 (5.5m)	RIMCO 7499 Tipping bucket raingauge 324cm2	Rainfall height Rainfall intensity 0 -250mm.h ⁻¹ 250-500mm.h ⁻¹	0.5mm 1% 3%
Teneur en eau du sol (-10 -20 et-40 cm)	CS616 Vol.Water Reflectometer	0% à 50%	± 2.5% absolu 0.1% relatif
Température dans le sol (-10, 20 et -40 cm)	T107 Thermistance	-0°C à 50°C -35°C à 0°C	< ±0.2°C < ±0.4°C
flux de chaleur dans le sol (-10 cm)	hukseflux HFP01 heat flux plate	±2000 w.m ⁻²	± 20% sur total journalier
Vent : vitesse et direction (18m &15m)	R.M. Young (05103) Wind monitor	1 à 60 m.s ⁻¹ 60 à 100m.s ⁻¹ 0 à 360° mécaniques	± 0,3 m.s ⁻¹ ± 1m.s ⁻¹ ± 3°
Température (T _{air}) (18m &15m)	Vaisala HMP45C Temperature and RH Probe	-39,2°C à 60°C	± 0,2°C à 20°C ± 0,3°C à 40°C
Humidité relative (Hr) (18m &15m)		0,8 à 100%	± 2% 0 à 90% ± 3% 90 à 100%
Fluctuations du vent et de la température w' et T' (18 m)	CSAT Anémomètre sonique 3D	Vertical (w) Horizontal (u)	< ± 2 cm.s ⁻¹ < ± 4 cm.s ⁻¹
Fluctuations de la teneur en eau et en gaz carbonique: H2O', CO2' (18m)	LICOR 7500 Analyseur de gaz à circuit ouvert (H ₂ O, CO ₂)	4.26 µm (CO ₂) 2.59 µm (H ₂ O) 3.95 & 2.40µm (ref)	0.006 mmol.m ⁻³ 0.26 mmol.m ⁻³

Station de Nalohou			
Variables (hauteur)	Appareils Marques et types	Gamme de mesure	Précision
Vent : vitesse et direction (2 m)	Vaisala WXT510 Weather Transmitter Station	0 à 35m.s ⁻¹ 36 à 60 m.s ⁻¹ 0 à 360°	Max(± 3%; 0.3m.s ⁻¹) ±5% ±3%
Pression (P) (2 m)	Vaisala WXT510	600hPa à 1100hPa (-52°C à 60°C)	± 0.5hPa ; 0°C à 30°C ± 1 hPa ; -52°C à 60°C
Température (T _{air}) (2 m)	Vaisala WXT510	-52°C à 60°C	± 0.3 °C à 20°C ± 0.4°C à 40°C
Humidité relative (Hr) (2 m)		0 à 100%	±3% ; 0 à 90 % ± 5% ; 90 à 100%
Solar radiation (SWin,Swout) (2 m)	Kipp & Zonen CNR1 2 CM3 pyranometers	0 - 1500 w.m ⁻² 0.305 à 2800µm	Equal sensitivity for the four sensors +0.6W.m ⁻² (expected accuracy for daily sums: +-10%) +2K
Far Infra Red radiation (LWin, LWout) (2 m)	Kipp & Zonen CNR1 2 CG3 pyranometers PT-100 pyrg.temperature	-250 à 250 W.m ⁻² 5 à 50µm -40°C à 70°C	
Pluviométrie1 (2 m)	Vaisala WXT510 Rain drop impactor 60cm2 area	Rainfall height	5%
Pluviométrie2 (30 cm)	RIMCO 7499 Tipping bucket raingauge 324cm2	Rainfall height Rainfall intensity 0 -250mm.h ⁻¹ 250-500mm.h ⁻¹	0.5mm 1% 3%
Teneur en eau du sol (-10 et-40 cm)	CS616 Volumetric Water Reflec- tometer		± 2.5% absolu 0.1% relatif
Température dans le sol (-10 et-40 cm)	T107 Thermistance	-0°C à 50°C -35°C à 0°C	<±0.2°C <±0.4°C
Température dans le sol (-10 et-40 cm)	T105 Thermocouple	-78°C à 60°C Nécessite Tref	Somme erreurs Tref+TC
flux de chaleur dans le sol (-10 cm)	Hukseflux HFP01 heat flux plate	±2000 w.m ⁻²	± 20% sur total journalier
Fluctuations de la vitesse verticale du vent et de la température w' et T' (4.30m)	CSAT Anémomètre sonique 3D	Vertical (w) Horizontal (u)	<± 2 cm.s ⁻¹ <± 4 cm.s ⁻¹
Fluctuations de la teneur en eau et en gaz carbonique: H2O', CO2' (4.30m)	LICOR 7500 Analyseur de gaz à circuit ouvert (H2O, CO2)	4.26 µm (CO2) 2.59 µm (H2O) 3.95 & 2.40 µm (ref)	0.006 mmol.m ⁻³ 0.26 mmol.m ⁻³