



HAL
open science

Étude et ajustement de méthodes d'évaluation de l'évapotranspiration en milieu urbain : de l'échelle de l'ouvrage à celle du quartier

Philippe Combas

► **To cite this version:**

Philippe Combas. Étude et ajustement de méthodes d'évaluation de l'évapotranspiration en milieu urbain : de l'échelle de l'ouvrage à celle du quartier. Génie des procédés. 2013. hal-01861287

HAL Id: hal-01861287

<https://hal.univ-lorraine.fr/hal-01861287>

Submitted on 24 Aug 2018

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

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



AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-memoires-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>

CETE de l'Est

Laboratoire Régional
de Nancy

Groupe ICE

ERA 31



GEMCEA

Groupement pour l'Évaluation des Mesures en Continu
dans les Eaux et en Assainissement



**UNIVERSITÉ
DE LORRAINE**

GEMCEA
CETE de l'est / LRPC Nancy
Université de Lorraine

ÉTUDE ET AJUSTEMENT DE MÉTHODES D'ÉVALUATION DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION EN MILIEU URBAIN : DE L'ÉCHELLE DE L'OUVRAGE À CELLE DU QUARTIER

Rapporteur : Philippe Combas
Mars-Août 2013

Soutenance : le 5 septembre 2013

En vue de l'obtention du :
**MASTER MÉCANIQUE ENERGIE PROCÉDÉS ET
PRODUITS**

Tuteurs de stage : Julien Bouyer et Rémy Claverie
Tuteur Universitaire : David Lacroix

Ressources, territoires et habitats
Énergie et climat
Prévention des risques
Infrastructures, transports et mer
Développement durable

**Présent
pour
l'avenir**



Centre d'Études Techniques de l'Équipement de l'est / Laboratoire de Nancy

Résumé

Cette étude s'inscrit dans la caractérisation de l'îlot de chaleur urbain, et en particulier par l'évaluation du flux d'évapotranspiration en milieu urbain. Après un état de l'art sur les spécificités du climat en milieu urbain, ainsi que sur les méthodes d'évaluation du flux d'évapotranspiration, un modèle de bilans hydriques et d'énergie des surfaces urbaines a été sélectionné. Une première application et adaptation du modèle à l'échelle de l'ouvrage (toiture végétalisée) a permis de constater l'applicabilité du modèle à un cas simple. Le modèle d'évaluation du flux de chaleur latente a ensuite été appliqué sur trois zones urbaines, traduisant une occupation différente des sols. L'analyse de l'applicabilité spatiale, les limites du modèle et l'importance des surfaces végétales en ville ont été discutées, ouvrant vers de nombreuses perspectives.

Mots clés : évapotranspiration, flux de chaleur latente, bilan d'énergie, bilan hydrique, SUEWS, climat urbain, îlot de chaleur urbain, zones climatiques locales, toitures végétalisées.

Abstract

This study is part of the characterization of the urban heat island, and in particular the evaluation of evapotranspiration flux in urban areas. After a literature review on the urban specific climate, and on the methods for evaluating the flow of evapotranspiration, a surface urban energy and water balance was selected. A first application and adaptation of the model at the scale of structure (green roof) showed the applicability of the model in a simple case. The evaluation model of latent heat flux was then applied to three urban areas, reflecting different plan area fraction. Analysis of the spatial applicability, limitations of the model and the importance of plant surfaces were discussed opening to many perspectives.

Keywords : evapotranspiration, latent heat flux, energy balance, water balance, SUEWS, urban climate, urban heat island, local climate zone, green roof

Remerciements

Je tiens à remercier très chaleureusement Julien BOUYER et Monsieur CLAVERIE, qui ont été des tuteurs formidables durant les six mois de mon stage ; en me consacrant beaucoup de leur temps, et en m'accordant toute leur confiance.

Ma reconnaissance s'adresse aussi à Georges KUNTZ pour m'avoir permis d'effectuer mon stage au CETE de Nancy ; ainsi qu'à Mario MARCHETTI, qui m'a accueilli au sein de son groupe et m'a beaucoup encouragé et conseillé.

Je tiens à remercier les doctorants et stagiaires pour avoir accepté de partager leur bureau avec moi, même si ce choix leur a été imposé : Nathalie, Ryad, François, Abderrahmen, Remi, Clément et Sélim.

Je souhaite également exprimer mes remerciements à l'ensemble des membres du groupe ICE, pour leur bonne humeur, nos nombreux échanges, les merveilleux moments passés et pour avoir décerné un prix d'originalité à une de mes idées d'amélioration du quotidien au travail. J'exprime ma gratitude à Stéphanie, Ivana, Guillaume, Laurent, Mathieu, Stéphane et Ethel.

Je n'oublie pas les nombreuses personnes que j'ai pu rencontrer durant ce stage et particulièrement Patrick, Karl, Jacques, Charlotte, Alexandre, Samyr, Steve, Paul, Guillaume, David ; ainsi que toutes les personnes qui m'ont salué d'un sourire enthousiaste durant ce stage. Un clin d'œil particulier est adressé à Aline pour ses compétences en orthopédie, qui m'ont bien été utiles.

Mes remerciements s'adressent enfin à David LACROIX, pour s'être intéressé à mon stage et à mes réalisations.

Table des matières

Introduction	2
1 L'évapotranspiration, part des bilans énergétiques et hydriques urbains	3
1.1 Spécificité du climat en milieu urbain	3
1.1.1 Introduction	3
1.1.2 Les échelles climatiques en milieu urbain	3
1.1.3 L'Îlot de Chaleur Urbain	4
1.1.4 Causes de l'ICU	4
1.1.5 Bilans hydrique et énergétique en milieu urbain	6
1.2 Synthèse bibliographique sur l'évapotranspiration	11
1.2.1 Description du processus physique	11
1.2.2 Facteurs d'influence sur l'évapotranspiration, sa mesure et son évaluation à partir de modèles	12
1.2.3 Les méthodes expérimentales d'évaluation directe	13
1.2.4 Les méthodes expérimentales d'évaluation indirecte	17
1.2.5 Méthodes d'évaluation dérivées de formules	18
1.2.6 Modèles thermo-hydriques en milieu urbain	24
1.2.7 Discussion et choix d'un modèle	30
2 Application d'un modèle d'évaluation du flux d'évapotranspiration sur les toitures végétalisées	31
2.1 Introduction et contexte	31
2.1.1 Les toitures végétalisées	31
2.1.2 Intérêt de l'étude sur les toitures végétalisées	32
2.2 Adaptation du modèle	32
2.2.1 Le modèle SUEWS	32
2.2.2 Adaptation du modèle	32
2.3 Les autres méthodes d'évaluation de l'ETP utilisées	34
2.3.1 Pas de temps journalier	35
2.3.2 Limite de validité des comparaisons	35
2.3.3 Pas de temps horaire	36
2.4 Sélections des périodes d'étude, résultats et commentaires	36
2.4.1 Critère de sélection des périodes d'étude	36
2.4.2 Commentaires sur les périodes d'étude et exploitation des résultats	37
2.5 Conclusion de l'application de SUEWS aux toitures végétalisées	51

3	Méthodologie, mesures et résultats du modèle appliqué aux quartiers urbains	53
3.1	Enjeux de l'étude	53
3.2	Caractérisation des phénomènes climatiques en milieu urbain par la mesure . . .	53
3.2.1	L'approche des mesures	54
3.2.2	Les mesures mobiles par Thermoroute	54
3.2.3	Zones climatiques locales étudiées	56
3.3	Hypothèses pour l'évaluation du flux de chaleur latente avec SUEWS	59
3.3.1	Résistance aérodynamique	59
3.3.2	Résistance de surface	59
3.4	Résultats et discussion	59
3.4.1	Procédure de calcul	59
3.4.2	Application sur le quartier de Cerville	62
3.4.3	Application sur le quartier de Jarville	66
3.4.4	Application sur le quartier du Centre-ville	66
3.4.5	Comparaison de plusieurs quartier	78
3.5	Discussion sur les points de contrôles	84
3.6	Discussion sur l'application de SUEWS en milieu urbain	84
4	Perspectives	86
4.1	Toitures végétalisées	86
4.2	Evapotranspiration réelle et potentielle	86
4.3	Amélioration du modèle SUEWS	87
4.4	Echelle spatiale	87
4.5	Diversité des périodes d'étude	87
4.6	Evapotranspiration et Climat Urbain	88
5	Conclusion	89
A	Description des zones climatiques urbaines (LCZ)	98
A.1	Paramètres de définition des zones	98
A.2	Les différentes zones existantes	100
B	Méthodes d'évaluation du flux d'évapotranspiration de Penman, Penman-Monteith et Météo-France	102
B.1	Méthode de Penman	102
B.2	Méthode de Penman-Monteith	103
B.3	Méthode de Penman-Monteith-FAO56	103
B.4	Méthode d'évaluation du flux d'évapotranspiration de Météo-France	105
B.4.1	Méthode utilisées	105
B.4.2	Méthode de Penman-Monteith	105
B.4.3	Limites de la méthode	106
C	Choix des périodes d'études idéales pour les toitures végétalisées, courbes pluviométrie/rayonnement solaire	107
D	SUEWS	115
D.1	Présentation des sous-modèles	116
D.1.1	Flux de chaleur latente	116
D.1.2	Le flux radiatif net Q^*	116
D.1.3	Le flux de chaleur stockée ΔQ_s	116

D.1.4	Le flux anthropique Q_F	117
D.1.5	Résistance Aérodynamique	118
D.1.6	Résistance de surface	121
D.2	Calcul d'incertitude	123
D.2.1	Incetitude selon Δ	123
D.2.2	Incetitude selon r_a	124
D.2.3	Incetitude selon V	124
D.2.4	Incetitude selon Q^*	124
D.2.5	Incetitude selon ΔQ_S	125
D.3	Analyse de sensibilité	125
D.3.1	Sensibilité au rayonnement solaire global	126
D.3.2	Sensibilité à la température	126
D.3.3	Sensibilité à la vitesse du vent	126
D.3.4	Sensibilité à l'humidité relative	126
D.3.5	Sensibilité à la résistance aérodynamique	126
D.3.6	Sensibilité à la résistance stomatique	127

Table des figures

1.1	Description des différentes échelles climatiques et atmosphériques, de l'échelle méso à l'échelle micro, de la couche limite atmosphérique (CLA) à la canopée urbaine (CU), d'après [Bouyer, 2009] (inspiré de [Oke, 2006])	5
1.2	Exemple d'îlot de chaleur urbain pour l'agglomération parisienne, selon les quartiers. Au centre-ville de Paris (forte densité, flux anthropique élevé...), l'ICU est plus important que dans les zones moins denses, moins fréquentées et plus vertes. D'après [IDF, 2010a].	6
1.3	Schématisation du bilan d'énergie en milieu urbain, où Q_F (flux anthropique) et ΔQ_S (flux de chaleur stockée) sont des flux de chaleur non négligeables en milieu urbain, Q^* le flux radiatif net, Q_E et Q_H la chaleur perdue. Inspiré de [Grimmond, 1991]	8
1.4	Schématisation du bilan hydrique d'une zone urbaine, où ΔS représente les variations du stock d'eau du sol, P les précipitations, I les adductions d'eau, F les émissions d'eau dues au flux anthropologique, ET l'évapotranspiration et R le ruissellement. Image inspirée de [Grimmond, 1991]	10
1.5	Représentation schématique d'un tensiomètre à mercure	14
1.6	Photo d'un évaporomètre Piche	14
1.7	Photo d'un évaporomètre Piche	15
2.1	A gauche, photographie des toitures végétalisées présentes au LRPC de Nancy. A droite, vue en coupe d'une toiture végétalisée avec ses principales composantes : la couche de végétation (sedum au LRPC), le substrat et la couche Hydro.	31
2.2	Schématisation des bilans énergétique et hydrique sur une toiture végétalisée.	33
2.3	Étude de la pluviométrie et de l'ensoleillement pour la période d'août 2011, dans le but de sélectionner une période sèche et ensoleillée.	37
2.4	Étude de la variation de l'évapotranspiration horaire déterminée avec SUEWS en fonction des différents paramètres d'entrée (Rayonnement solaire, Vitesse du vent, Température, Humidité relative). La période d'étude débute le 14 août 2011.	39
2.5	Comparaison de l'évapotranspiration journalière évaluée entre HYDRUS et la méthode SUEWS, pour le mois d'août 2011.	40
2.6	Étude de la pluviométrie et de l'ensoleillement pour la période de novembre 2011, dans le but de sélectionner une période sèche et ensoleillée.	42
2.7	Étude de la variation de l'évapotranspiration horaire déterminée avec SUEWS en fonction des différents paramètres d'entrée (Rayonnement solaire, Vitesse du vent, Température, Humidité relative). La période d'étude débute le 10 novembre 2011.	44
2.8	Comparaison de l'évapotranspiration journalière évaluée entre HYDRUS et la méthode SUEWS, pour le mois de novembre 2011.	45

2.9	Étude de la pluviométrie et de l'ensoleillement pour la période d'avril 2013, dans le but de sélectionner une période sèche et ensoleillée.	46
2.10	Étude de la variation de l'évapotranspiration horaire déterminée avec SUEWS en fonction des différents paramètres d'entrée (Rayonnement solaire, Vitesse du vent, Température, Humidité relative). La période d'étude débute le 1 avril 2013.	48
2.11	Comparaison de l'évapotranspiration journalière évaluée entre HYDRUS et la méthode SUEWS, pour le mois d'avril 2013.	49
2.12	Comparaison de l'évapotranspiration journalière évaluée entre HYDRUS et la méthode SUEWS, pour le mois d'avril 2013.	50
3.1	Photo du Thermoroute, avec description de l'instrumentation embarquée du véhicule.	55
3.2	Répartition des surfaces urbaines dans la LCZ de Jarville.	57
3.3	Répartition des surfaces urbaines dans la LCZ du centre-ville de Nancy.	58
3.4	Variation journalière moyenne des fonctions $g(\text{variable})$ dans le modèle de résistance de surface, pour l'été. [Jarvi, 2011]	60
3.5	variation des fonctions $g(\text{variable})$ du modèle de résistance de surface, sur leur plage de variation	61
3.6	Représentation visuelle de la variation de Q_E , selon les points de mesure (procédure (1)), sur une carte de la zone d'étude. Mesures du 08/07/13 à Cerville.	63
3.7	Etude de la variation de Q_E selon les hypothèses (1), (3), (4) et (5) de la section 3.4.1, en fonction des points de mesure. Mesures du 08/07/13 à Cerville.	64
3.8	Etude de la variation de Q_E en fonction des valeurs des paramètres climatiques à chaque point de mesure : Rayonnement solaire, Vitesse du vent, Température et Humidité relative. Mesures du 08/07/13 à Cerville.	65
3.9	Etude de la variation de Q_E selon les hypothèses (1), (2) et (6) de la section 3.4.1, en fonction des points de mesure. Mesures du 08/07/13 à Cerville.	67
3.10	Etude de la variation de Q_E selon les hypothèses (1), (2) et (6) de la section 3.4.1, en fonction des points de mesure. Mesures du 09/07/13 à Cerville.	68
3.11	Etude de la variation de Q_E selon les hypothèses (1), (2) et (6) de la section 3.4.1, en fonction des points de mesure. Mesures du 10/07/13 à Cerville.	69
3.12	Représentation visuelle de la variation de Q_E , selon les points de mesure (procédure (1)), sur une carte de la zone d'étude. Mesures du 08/07/13 à Jarville.	70
3.13	Etude de la variation de Q_E en fonction des valeurs des paramètres climatiques à chaque point de mesure : Rayonnement solaire, Vitesse du vent, Température et Humidité relative. Mesures du 08/07/13 à Jarville.	71
3.14	Etude de la variation de Q_E selon les hypothèses (1), (3), (4) et (5) de la section 3.4.1, en fonction des points de mesure. Mesures du 08/07/13 à Jarville.	72
3.15	Etude de la variation de Q_E selon les hypothèses (1), (2) et (6) de la section 3.4.1, en fonction des points de mesure. Mesures du 08/07/13 à Jarville.	73
3.16	Etude de la variation de Q_E selon les hypothèses (1), (2) et (6) de la section 3.4.1, en fonction des points de mesure. Mesures du 09/07/13 à Jarville.	74
3.17	Etude de la variation de Q_E selon les hypothèses (1), (2) et (6) de la section 3.4.1, en fonction des points de mesure. Mesures du 10/07/13 à Jarville.	75
3.18	Représentation visuelle de la variation de Q_E , selon les points de mesure (procédure (1)), sur une carte de la zone d'étude. Mesures du 08/07/13 au centre-ville de Nancy.	76
3.19	Etude de la variation de Q_E en fonction des valeurs des paramètres climatiques à chaque point de mesure : Rayonnement solaire, Vitesse du vent, Température et Humidité relative. Mesures du 08/07/13 au centre-ville.	77

3.20	Etude de la variation de Q_E selon les hypothèses (1), (3), (4) et (5) de la section 3.4.1, en fonction des points de mesure. Mesures du 08/07/13 au centre-ville.	79
3.21	Etude de la variation de Q_E selon les hypothèses (1), (2) et (6) de la section 3.4.1, en fonction des points de mesure. Mesures du 08/07/13 au centre-ville.	80
3.22	Etude de la variation de Q_E selon les hypothèses (1), (2) et (6) de la section 3.4.1, en fonction des points de mesure. Mesures du 09/07/13 au centre-ville.	81
3.23	Etude de la variation de Q_E selon les hypothèses (1), (2) et (6) de la section 3.4.1, en fonction des points de mesure. Mesures du 10/07/13 au centre-ville.	82
3.24	Etude de la variation de Q_E selon les hypothèses (1) et (2) de la section 3.4.1, entre les trois différentes zones d'étude.	83
A.1	Exemple d'une LCZ "Open Lowrise", ressemblant à un lotissement urbain, composé de maisons semblable et de petits espaces verts. La première partie consiste en une définition succincte de la forme et des fonctions de la zone. Une illustration schématique, ainsi que des photos viennent compléter la description. Enfin, les propriétés de la zone, décrites dans la partie A.1 page 98, sont données sous forme d'intervalle	99
A.2	Schéma de présentation des différentes LCZ décrites dans la partie A.2 page 100.	101
D.1	Représentation du rapport z_d/z_H en fonction de la densité surfacique des bâtiments (en %). D'après [Grimmond and Oke, 1999]	119
D.2	Etude de la sensibilité de chacun des paramètres de l'équation de détermination du flux d'évapotranspiration au pas de temps horaire. Pour réaliser cette étude, nous nous sommes placés dans un cas caractéristique du climat du printemps/été : Rayonnement solaire = 600 ; vitesse du vent = 4m/s ; Humidité relative = 70% ; Température = 23°C. On fait alors varier le paramètre d'étude sur sa gamme de variation et on observe son influence sur l'évaluation du flux d'évapotranspiration.	128

Liste des tableaux

1	Nomenclature des principaux symboles utilisés	1
1.1	Comparaison des principales formules d'évapotranspiration (ET) développées dans la littérature. Les formules sont classées selon le type et la base physique : aérodynamique, température, rayonnement ou combinatoire. L'évaporation est notée EP , l'évapotranspiration est potentielle ETP ou d'un couvert de référence ET_0 . Les données nécessaires sont les variables à mesurer pour résoudre les équations. Le pas de temps est celui utilisé initialement pour résoudre l'équation : journalier (J), horaire (H) ou mensuel (M). Les commentaires concernent le climat de référence de la formule, l'application à une végétation spécifique ou à une surface d'eau libre et si la formule a eu une application en milieu urbain).	20
1.2	Comparaison des différents modèles de bilans thermo-hydriques prenant en compte le flux d'évapotranspiration dans leur méthode. On observe les composantes des bilans thermo-hydriques nous donnant une indication sur la qualité physique du modèle. On décrit succinctement la méthode d'évaluation du flux d'évapotranspiration, son application temporelle et spatiale. Les modèles sont classés selon leur justesse et leur pertinence pour l'évaluation du flux d'évapotranspiration en milieu urbain. Les échelles spatiales sont meso-scale : $10^4 \text{ à } 10^5 \text{ m}$, local-scale : $10^2 \text{ à } 10^4 \text{ m}$, micro-scale : $10^{-2} \text{ à } 10^3 \text{ m}$ [Oke, 1987].	29
3.1	Répartition surfacique pour la LCZ de Jarville	56
3.2	Répartition surfacique pour la LCZ centre-ville de Nancy.	57
3.3	Paramètres du modèle de résistance de surface (Annexe D.19). ¹⁾ [Jarvi, 2011] , ²⁾ [Breuer et al., 2003], ³⁾ [Grimmond, 1988].	60
3.4	Différentes procédures de calcul du flux Q_E , définies dans la section 3.4.1 page 59. "Thermoroute" signifie que nous utilisons les variables mesurées en chaque point à l'aide du véhicule. "Moyenne" signifie que nous utilisons une moyenne de la variable en utilisant l'ensemble des mesures du Thermoroute faites sur cette zone. "Météo-France" signifie que nous utilisons les valeurs de la station Météo-France de Essey-les-Nancy	62
3.5	Commentaire sur la présence de nuages (ombre au sol) sur les différentes zones d'étude en fonction de la date. Tableau établi par observation des photos faites avec un appareil numérique embarqués.	78
C.1	Tableau reprenant les périodes idéales en fonction de l'année et du mois	107

Symbole	Variable	Unité
α	Albédo	/
C	Conductance aérodynamique	[m/s]
c_a	Capacité thermique volumique de l'air	[kJ/m ³ /°C]
c_p	Chaleur spécifique de l'air	[kJ/kg/°C]
Δ	Pente de la courbe de pression de vapeur saturante	[kPa/°C]
ΔQ_S	Flux de chaleur stockée	[MJ/m ² /durée]
ΔS	Variation du stock d'eau	[mm/durée]
D	Durée d'ensoleillement	[durée]
D_r	Drainage	[mm/durée]
ϵ	Rapport poids moléculaire vapeur/air sec	/
e_a	Pression de vapeur saturante à T_a	[hPa]
e_d	Pression de vapeur effective	[hPa]
e_s	Pression de vapeur saturante à T_s	[hPa]
EP	Evaporation potentielle	[mm/durée]
ET	Evapotranspiration	[mm/durée]
ETP	Evapotranspiration potentielle	[mm/durée]
ETP_C	Evapotranspiration potentielle climatique	[mm/durée]
ETP_T	Evapotranspiration potentielle théorique	[mm/durée]
ET_0	Evapotranspiration de référence	[mm/durée]
ET_c	Evapotranspiration des cultures	[mm/durée]
ETR	Evapotranspiration réelle	[mm/durée]
ETR_M	Evapotranspiration réelle maximale	[mm/durée]
F	Eau d'origine anthropique	[mm/durée]
γ	Constante psychrométrique	[kPa/°C]
G	Densité de flux de chaleur du sol	[MJ/m ² /jrs]
g	Accélération de la pesanteur	[m/s ²]
h	Altitude	[m]
h_h	Coefficient de transfert thermique	[W/M ² /K]
h_w	Coefficient d'échange convectif de vapeur d'eau	[W/M ² /K]
I	Adduction d'eau	[W/m ²]
$K \downarrow$	Flux radiatif aux courtes longueurs d'onde	[mm/durée]
λ	Chaleur latente d'évaporation	[MJ/kg]
$L \downarrow$	Flux radiatif aux grandes longueurs d'onde	[W/m ²]
P	Précipitation	[mm/durée]
Pa	Pression atmosphérique	[kPa]
Q^*	Flux radiatif net	[W/m ²]
Q_E	Flux de chaleur latente	[W/m ²]
Q_F	Flux anthropique	[W/m ²]
Q_G	Flux de chaleur par conduction	[W/m ²]
Q_H	Flux de chaleur sensible	[W/m ²]
ρ_w	Masse spécifique de l'eau	[kg/m ³]
R	Ruissellement	[mm/durée]
r_a	Résistance aérodynamique	[s/m]
r_s	Résistance surfacique	[s/m]
Rg	Rayonnement Global	[MJ/m ² /durée]
RH	Humidité relative	[%]
Rn	Rayonnement Net	[MJ/m ² /durée]
T	Température	[°C]
T_{air}	Température de l'air	[°C]
T_a	Température moyenne	[°C]
T_h	Température mensuelle au niveau de la mer	[°C]
T_m	Température mensuelle	[°C]
T_{max}	Température maximale	[°C]
T_{min}	Température minimale	[°C]
T_s	Température de surface	[°C]
U	Vitesse du vent	[m/s]

TABLE 1 – Nomenclature des principaux symboles utilisés

Introduction et contexte

« *Une canicule qu'on n'est pas près d'oublier* »

[Le Parisien, 12 août 2003]

L'été 2003 est marqué dans les mémoires par la canicule intense et longue qui a sévi en Europe. Plus accentuée en ville, elle a permis de faire connaître au grand public un phénomène connu des scientifiques : l'îlot de chaleur urbain (ICU). L'ICU est un phénomène climatique, qui se caractérise par des températures de l'air et des surfaces supérieures en milieu urbain qu'en périphérie [RCGEP, 2010].

Parmi ses activités de recherche, le groupe ICE (Infrastructure, Climat, Environnement) du LRPC Nancy conduit des travaux dans le domaine de la climatologie urbaine. En particulier, il s'attache à caractériser l'îlot de chaleur urbain. L'ICU participe à la fois à l'augmentation de la vulnérabilité des villes aux périodes caniculaires, à la dégradation du confort piétonnier, mais aussi à l'augmentation de la consommation énergétique des bâtiments climatisés.

Un des moyens d'investigation utilisé par le LRPC pour caractériser l'ICU est un véhicule instrumenté, permettant de mesurer un ensemble de variables micrométéorologiques intervenant dans le bilan énergétique de la ville.

Parmi les termes de ce bilan énergétique, le flux d'évapotranspiration, permettant d'évacuer l'énergie accumulée par chaleur latente, augmente avec la présence de revêtements de sols naturels et de végétation, et constitue alors un moyen d'atténuation de l'ICU. Il est à la fois dépendant du bilan énergétique et du cycle de l'eau en milieu urbain, sujet qui intéresse particulièrement le GEMCEA (Groupement pour l'Evaluation des Mesures en Continu dans les Eaux et en Assainissement).

L'étude aura pour objectif de faire le lien entre les variables microclimatiques mesurées et le flux d'évapotranspiration effectif, à plusieurs échelles spatiales. Elle se décline en plusieurs parties : sera déclinée en plusieurs parties :

- Un état de l'art sur les phénomènes climatiques spécifiques au milieu urbain et particulièrement l'ICU.
- Un état de l'art sur les méthodes d'évaluation de l'évapotranspiration ponctué par le choix d'une méthode applicable en milieu urbain.
- L'étude de la méthode sur plateformes instrumentées des toitures végétalisées du LRPC par comparaison des résultats du modèle avec des données de référence.
- L'application de la méthode en milieu urbain (péri-urbain) et l'analyse de son applicabilité.
- La proposition de perspectives sur l'évaluation du flux d'évapotranspiration en milieu urbain et sur l'amélioration du modèle étudié.
- Une conclusion générale et personnelle.

Chapitre 1

L'évapotranspiration, part des bilans énergétiques et hydriques urbains

1.1 Spécificité du climat en milieu urbain

1.1.1 Introduction

La ville est un milieu artificiel et aménagé, qui concentre une forte population humaine. Le milieu urbain provoque des modifications locales du climat d'un point de vue thermique (piégeage radiatif par les surfaces, flux anthropique, etc), hydrique (drainage important, évapotranspiration faible, etc) et climatique (température, vitesse du vent, etc) [Claverie et al., 2011]. Pour décrire au mieux le milieu urbain, de nombreux climatologues et chercheurs se sont attachés à décrire et caractériser les villes.

Dans son travail de thèse, Stewart [Stewart, 2011] explique que le terme "urbain" n'est pas assez explicite pour définir à lui seul toutes les configurations urbaines, d'un point de vue climatique. En se basant sur les travaux de Oke (1976) [Oke, 1976] il redéfinit alors un système de classification du milieu urbain (voir A page 98).

1.1.2 Les échelles climatiques en milieu urbain

Dans la littérature, on peut identifier un système d'échelles spatiales, adopté par la communauté scientifique. Il se divise en deux types d'échelles : horizontales et verticales.

1.1.2.1 Les échelles horizontales

Il est possible de structurer la climatologie urbaine sur trois échelles horizontales différentes. Sur la figure 1.1, nous pouvons observer ces trois échelles différentes. Elles ont été définies par Oke [Oke, 1987] :

- **Meso-échelle ou échelle régionale (a)**
 - Echelle de 10^4m à 10^5m
- **Echelle locale (b)**
 - Echelle de un à plusieurs kilomètres
- **Echelle microclimatique (c)**
 - Echelle de un à une centaine de mètres

1.1.2.1.a Zones climatiques Locales

Selon Oke [Oke, 2004] et Stewart [Stewart, 2011], la ville peut être classifiée en différentes zones climatiques urbaines (LCZ), présentant des propriétés semblables. Par exemple, les centres-villes sont souvent similaires : surfaces imperméables, forte densité de bâtiments, peu de végétation, flux anthropique élevé...

L'intérêt d'une telle classification est de pouvoir discriminer une grande aire urbaine en plusieurs zones climatiques. Oke [Oke, 2004] propose son utilisation pour des mesures en milieu urbain. Les LCZ émettent l'hypothèse qu'on peut attribuer un comportement climatique à chaque zone.

Dans ses travaux de redéfinition de l'îlot de chaleur urbain, Stewart [Stewart, 2011] propose une classification de 17 zones climatiques urbaines. Les propriétés descriptives des LCZ sont directement liées aux origines de l'îlot de chaleur urbain : la morphologie, l'occupation des sols, les matériaux et le flux anthropique. Une description de ces zones climatiques est donnée en Annexe A page 98.

1.1.2.2 Les échelles verticales

Dans un article de 1976, Oke [Oke, 1976] introduit deux couches atmosphériques dédiées à l'espace urbain. Elles sont données sur la figure 1.1 :

- **Couche limite urbaine (CLU)** : partie de la couche limite atmosphérique (CLA) affectée par la présence d'activités humaines dans sa partie inférieure.
- **(Couche limite de) canopée urbaine (CU)** : c'est l'air présent entre les éléments de rugosité urbains.

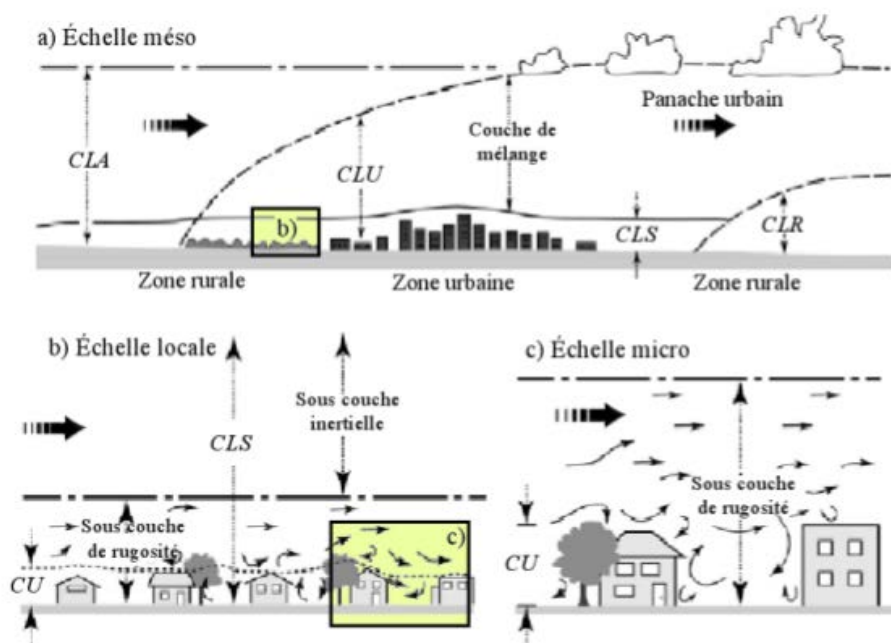


FIGURE 1.1 – Description des différentes échelles climatiques et atmosphériques, de l'échelle méso à l'échelle micro, de la couche limite atmosphérique (CLA) à la canopée urbaine (CU), d'après [Bouyer, 2009] (inspiré de [Oke, 2006])

1.1.3 L'Îlot de Chaleur Urbain

1.1.3.1 Définition

Mise à part son urbanisation, la ville se distingue du milieu rural par son climat. En effet, il a été prouvé dès le début du XIX^{ème} siècle que la température des villes est supérieure à celle de la campagne de quelques degrés [Claverie et al., 2011]. Dès 1833, Luke Howard constate cette tendance, qu'il rapporte dans son ouvrage *The Climate of London* [Howard, 1833]. C'est une des premières observations qui va définir l'Îlot de Chaleur Urbain (ICU). A partir de 1930, la climatologie urbaine ne s'intéresse plus uniquement à l'observation de ce phénomène, mais aussi à définir les relations entre l'urbanisation et son climat [Colombert, 2006].

On définit donc l'ICU (figure 1.2) comme étant l'observation de différences de températures mesurées en site urbain avec les températures mesurées dans les campagnes environnantes [Bozonnet, 2005]. Les écarts des températures relevées entre la zone la plus chaude et la périphérie la plus froide peuvent atteindre des ordres de grandeur de 12°C [Claverie et al., 2011].



FIGURE 1.2 – Exemple d'îlot de chaleur urbain pour l'agglomération parisienne, selon les quartiers. Au centre-ville de Paris (forte densité, flux anthropique élevé...), l'ICU est plus important que dans les zones moins denses, moins fréquentées et plus vertes. D'après [IDF, 2010a].

1.1.4 Causes de l'ICU

Les origines de l'îlot de chaleur urbain sont nombreuses. Vinet [Vinet, 2000] propose une liste des causes de l'ICU, qu'il a pu relever dans de nombreux articles scientifiques. Les processus physiques ayant une action sur la génération de l'îlot de chaleur sont les suivants :

- Stockage de chaleur par les surfaces urbaines, faible réflexion et piégeage radiatif
- Modification du bilan hydrique : faible évapotranspiration, augmentation du drainage, faible stockage de l'eau.
- Effet de serre à l'échelle de la ville
- Production de chaleur anthropique due à la forte activité humaine
- Modification de la vitesse du vent et de ses effets

1.1.4.1 Problématique

Les effets des ICU sont multiples. Par exemple, on peut observer des écarts de température de près de 16°C entre le centre-ville et la périphérie, durant la nuit [IDF, 2010b] [IDF, 2010a].

On peut citer d'autres conséquences issues de l'ICU [IDF, 2010b] [Leconte, 2011] :

- Dôme de chaleur en altitude

- Diminution de l'humidité relative de l'air
- Baisse du nombre de jours de brouillard
- Multiplication des épisodes orageux

1.1.5 Bilans hydrique et énergétique en milieu urbain

L'îlot de chaleur urbain trouve son origine dans les bilans énergétique et hydriques appliqués en milieu urbain. En ville, ces bilans sont modifiés en raison de l'urbanisation [Oke, 1987].

1.1.5.1 Bilan énergétique

L'équilibre thermique d'une surface quelconque, dans une zone dégagée, se définit par la différence entre l'énergie reçue et l'énergie perdue. A l'équilibre, l'apport en énergie radiative nette Q^* est égal à la somme des pertes par évaporation de l'eau Q_E , par convection entre la surface et l'atmosphère Q_H et par conduction dans le sol Q_G . D'après de nombreux auteurs ([Brutsaert, 1982],[Oke, 1987],[Mestayer, 1994],[Guyot, 1999],[Arnfield, 2003], [Bouyer, 2009]), on l'écrit :

$$Q^* = Q_E + Q_H + Q_G \quad (1.1)$$

1.1.5.1.a Bilan d'énergie d'une surface urbaine

En milieu urbain, la chaleur stockée et le flux anthropique dû à l'activité humaine ne sont pas négligeables. La surface urbaine correspond a un élément avec une épaisseur fictive correspondant à la canopée urbaine. En se basant sur les travaux de Grimmond et Oke [Grimmond, 1991], on écrit le bilan énergétique (voir figure 1.3) :

$$Q^* + Q_F = Q_E + Q_H + \Delta Q_S \quad (1.2)$$

Dans laquelle :

- Q^* = Le bilan radiatif [W/M^2];
- Q_F = Le flux anthropique [W/M^2];
- Q_E = Le flux de chaleur latente [W/M^2];
- Q_H = Le flux de chaleur sensible [W/M^2];
- ΔQ_S = Le flux de chaleur stockée [W/M^2]

Le bilan radiatif Q^*

Le bilan radiatif, autrement nommé rayonnement net échangé, représente le flux de rayonnement solaire sur l'ensemble du spectre électromagnétique. Il se décompose généralement en deux bandes de deux longueurs d'onde : le flux radiatif net aux grandes longueurs d'onde et le flux radiatif net aux courtes longueurs d'onde [Bouyer, 2009].

Le flux anthropique Q_F

Le flux de chaleur anthropique est dû à l'activité même de la ville. Ainsi il dépend directement de la population, de l'énergie qu'elle utilise et dégage (chauffage, climatisation...), des industries, etc. En été, les véhicules sont la source essentielle de cette énergie. Elle est très importante dans les villes développées. [Ringebach, 2004]

Le flux de chaleur latente Q_E

Le flux de chaleur latente trouve son origine dans l'évaporation et la transpiration de l'eau, tel que $Q_E = \lambda * ET$. L'eau évaporée nécessite une grande quantité d'énergie car l'enthalpie d'évaporation est très grande [Bouyer, 2009]. Ce flux, difficilement mesurable et quantifiable est l'objet principal de ce rapport. Il est particulièrement décrit dans la partie 1.2.

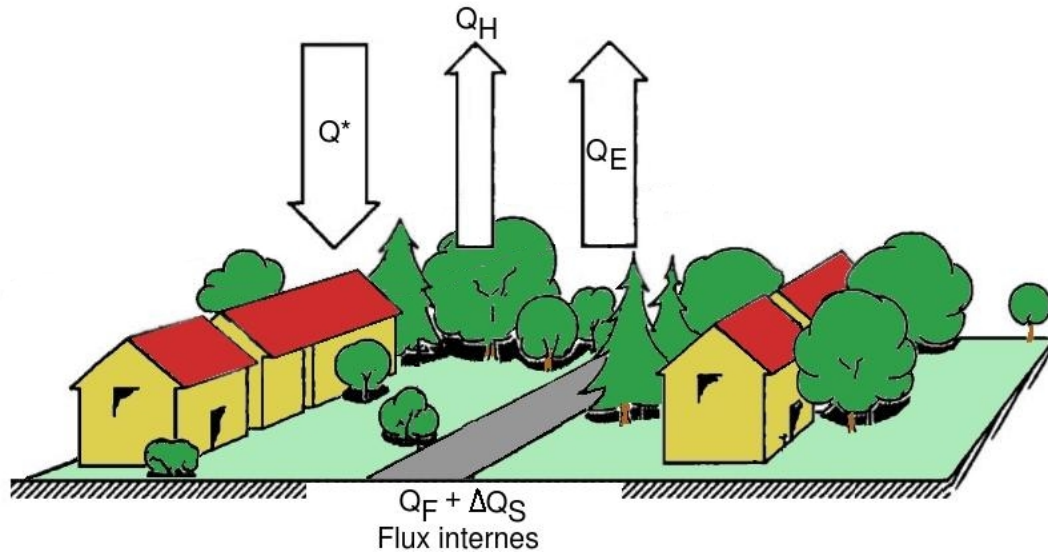


FIGURE 1.3 – Schématisation du bilan d'énergie en milieu urbain, où Q_F (flux anthropique) et ΔQ_S (flux de chaleur stockée) sont des flux de chaleur non négligeables en milieu urbain, Q^* le flux radiatif net, Q_E et Q_H la chaleur perdue. Inspiré de [Grimmond, 1991]

Le flux de chaleur sensible Q_H

Le flux de chaleur sensible est dû à la convection thermique (naturelle ou forcée). Cela veut dire que de la chaleur est échangée entre le sol et l'air environnant, grâce à leur différence de températures. [Bouyer, 2009]

Le flux de chaleur stockée ΔQ_S

Il s'agit de la quantité de chaleur emmagasinée par le sol, les bâtiments et les matériaux urbains. En ville, ce stockage est plus important du fait de l'albédo des surfaces, mais aussi de la plus grande quantité de surfaces de stockage disponibles. [Grimmond, 1991]

1.1.5.2 Bilan hydrique

En milieu urbain, le bilan hydrique se différencie du bilan d'une zone quelconque, par une augmentation du ruissellement, des sources d'eau d'origine humaine et une faible évapotranspiration. La configuration surfacique ne permet pas toujours à l'eau de s'infiltrer et on observe beaucoup de drainage [Mitchell, 2001]. L'évapotranspiration est un des termes les plus importants du bilan hydrique [T.D. Fletcher, 2013].

D'après [Jarvi, 2011] le bilan hydrique urbain peut s'écrire sous une forme simplifiée :

$$P + I + F = ET + R + \Delta S \quad (1.3)$$

Dans laquelle :

- ΔS = Les variations du stock d'eau du sol [mm/h];
- P = Les précipitations [mm/h], correspondant à la quantité d'eau de pluie apportée ;
- I = Les adductions d'eau [mm/h], correspondant à la quantité d'eau transportée en canalisation vers la ville ;
- F = Les émissions d'eau dues au flux anthropologique [mm/h], correspondant à la quantité d'eau consommée par les habitants.
- ET = L'évapotranspiration [mm/h], telle que définit dans la section 1.2.1.1

- R = Le ruissellement [mm/h], correspondant à l'eau s'écoulant sur la surface des sols.

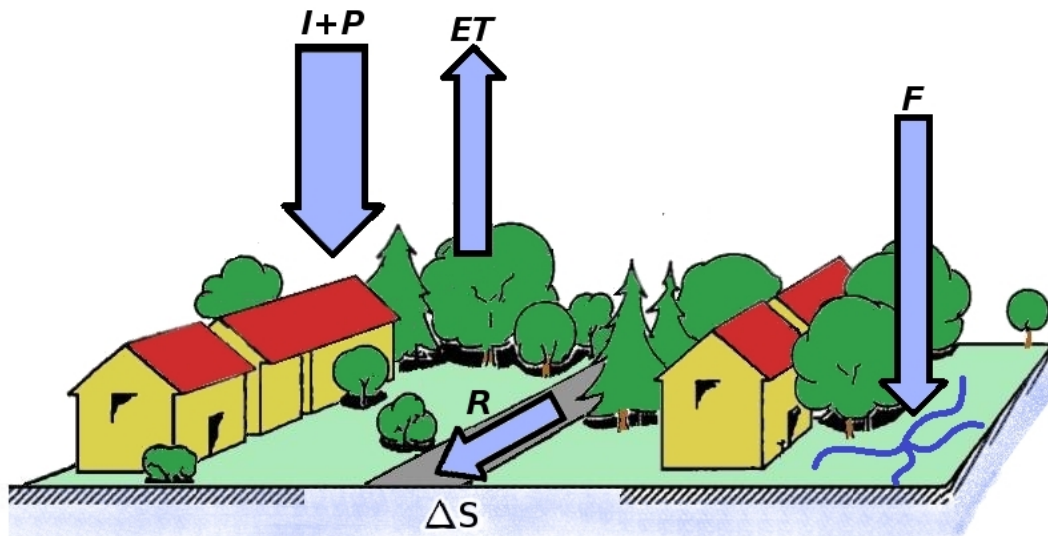


FIGURE 1.4 – Schématisation du bilan hydrique d'une zone urbaine, où ΔS représente les variations du stock d'eau du sol, P les précipitations, I les adductions d'eau, F les émissions d'eau dues au flux anthropologique, ET l'évapotranspiration et R le ruissellement. Image inspirée de [Grimmond, 1991]

1.1.5.3 Rôle de l'évapotranspiration

L'évapotranspiration ET a la particularité d'apparaître à la fois dans le bilan d'énergie (par l'intermédiaire du flux de chaleur latente) et dans le bilan hydrique (étant la perte d'eau par évaporation et transpiration des végétaux). Elle est liée au flux de chaleur latente par l'enthalpie de changement d'état de vaporisation λ , tel que $Q_E = \lambda * ET$. Nous donnons dans la partie 1.2, les moyens existants pour évaluer le flux d'évapotranspiration.

La diminution de l'évapotranspiration apparaît comme un facteur non négligeable dans les causes de l'îlot de chaleur urbain. En effet, la faible densité de zones vertes et le peu de stockage de l'eau diminue fortement le rafraîchissement par le flux de chaleur latente en ville. Or, comme nous l'avons vu, ce flux d'eau évaporé consomme beaucoup d'énergie. Ainsi, pour deux quartiers urbains proches, le plus vert et le moins urbanisé sera moins chaud.

Pour caractériser localement et expliquer l'intensité de l'îlot de chaleur urbain, il est important de pouvoir quantifier le flux d'ETP.

Dans cette optique, il convient d'établir une revue complète de la littérature scientifique sur ce phénomène ; explorant les méthodes d'évaluation, les facteurs influents et les modèles thermo-hydriques développés par la communauté scientifique.

1.2 Synthèse bibliographique sur l'évapotranspiration

1.2.1 Description du processus physique

1.2.1.1 Définitions

L'évapotranspiration se définit comme étant la quantité d'eau perdue par évaporation directe de l'eau du sol et des surface d'eau libre (flaque, ruissellement, fontaine...), ainsi que par transpiration des végétaux [Guyot, 1999]. L'évapotranspiration a la particularité d'intervenir à la fois dans le bilan d'énergie (flux de chaleur latente) et dans le bilan hydrique (quantité d'eau transpirée par les végétaux et évaporée directement).

Pour plusieurs raisons (la difficulté d'évaluation de l'évapotranspiration, la connaissance des besoins en irrigation, etc), la communauté des agronomes a décliné l'évapotranspiration en plusieurs concepts quantitatifs :

Evaporation potentielle (EP) : elle correspond au cas où toutes les surfaces évaporantes d'un couvert végétal sont recouvertes d'eau. Ce cas se retrouve sur des périodes très courtes, lorsque de l'eau liquide est déposée sur les plantes (interception après une pluie, forte rosée, arrosage automatique ...). On calcule donc une possibilité d'évapotranspiration maximale, pour des conditions climatiques données.

Evapotranspiration potentielle théorique (ETP_T) : elle correspond à la valeur maximale de EP , lorsque la végétation n'oppose aucune résistance au transfert de vapeur d'eau. Elle ne dépend alors que des apports énergétiques par les facteurs du climat et est indépendante des caractéristiques de la surface. Elle peut être déterminée à partir de formules climatiques comme la formule de Penman.

Evapotranspiration potentielle (ETP) : elle correspond au cas où l'évapotranspiration dépend des caractéristiques de la surface et des plantes, mais en considérant des conditions hydriques optimales. Elle dépend aussi des facteurs climatiques.

Evapotranspiration de référence (ET₀) : elle correspond au cas où l'évapotranspiration est évaluée à partir d'une surface de référence [Allen, 1998]. La surface de référence est une culture, souvent de l'herbe avec des caractéristiques spécifiques. Le concept de l'évapotranspiration de référence a été introduit pour étudier la demande évaporative de l'atmosphère indépendamment du type de culture et de son stade de développement. Introduit par des agronomes, l'évapotranspiration considère que l'eau est disponible en abondance à la surface évaporative. L(ET₀) exprime l'évapotranspiration à un endroit et une heure précises de l'année et ne tient pas compte des caractéristiques des cultures et des facteurs du sol.

Evapotranspiration de référence standard ET_{0c} : elle correspond à l'évapotranspiration de référence, dans des conditions standard [Allen, 1998] : cultures exemptes de maladies, bien fertilisés, cultivées dans de grands champs, dans des conditions hydriques optimales et dans des conditions climatiques données. ***Evapotranspiration réelle (ETR)*** : elle correspond au cas général dans les conditions naturelles. Elle est égale à la quantité d'eau qui est réellement évapotranspirée au niveau d'une culture. Elle est très variable et dépend des conditions climatiques (vent, bilan radiatif) de la disponibilité en eau de la surface et des caractéristiques de la partie aérienne des couverts végétaux. Des perspectives d'évaluation de l'évapotranspiration réelle sont données dans la section 4.2

Evapotranspiration réelle maximale (ETR_M) : elle représente une valeur particulière de l' ETR d'un couvert végétal lorsque la résistance stomatique est minimale. Cela suppose donc que l'alimentation hydrique de la culture soit optimale. Cependant, l' ETR_M ne peut jamais atteindre l'évaporation potentielle car, même lorsque les stomates des plantes sont largement ouverts, le couvert végétal lui-même offre de par sa structure géométrique, une certaine résistance au transfert de vapeur d'eau.

Evapotranspiration potentielle climatique (ETP_C) : elle est donnée par les formules climatiques, comme la formule de Penman et celles qui en sont dérivées, et dans lesquelles des coefficients d'ajustement introduisent une valeur moyenne de la résistance moyenne de la résistance atmosphérique au transfert de vapeur d'eau. ETP_C peut être calculée à partir des données météorologiques, sur des intervalles de temps allant de la journée au mois.

1.2.2 Facteurs d'influence sur l'évapotranspiration, sa mesure et son évaluation à partir de modèles

Dans le cadre de ses travaux sur des mesures d'évaluation de l'évapotranspiration dans la Plaine de Tafilalet [Pare, 2006], Paré étudie l'influence des paramètres physiques sur l'estimation des mesures.

1.2.2.1 La rayonnement solaire

Pour s'évaporer, l'eau liquide a besoin d'énergie. La principale source d'énergie servant à l'évaporation de l'eau est le rayonnement solaire. Ainsi, l'évaporation est liée directement à la saison, à la position géographique et l'exposition solaire. La composition de l'atmosphère et la présence de nuages influe aussi fortement sur l'ensoleillement et donc le flux d'évapotranspiration.

1.2.2.2 L'humidité de l'air

L'humidité de l'air est un facteur déterminant de l'évaporation. En effet, elle traduit la capacité de l'atmosphère à accumuler de l'eau. Si l'air est déjà saturé en eau, alors même si l'énergie est disponible, il n'y a pas d'évaporation supplémentaire. Implicitement, l'évapotranspiration dépend de la température de l'air, car la capacité de stockage de l'air en eau en dépend aussi.

1.2.2.3 Le vent

Le vent influence directement la demande en eau de l'atmosphère proche de la surface évaporante. En effet, le vent transporte l'air saturé en eau et le remplace par un air sec, qui va favoriser l'évaporation.

1.2.2.4 Propriété physique de la surface

Pour les surfaces d'eau libre, le flux d'évapotranspiration dépend de la géométrie (profondeur, étendue...) et des propriétés physiques de l'eau (température...)

Pour un sol nu, les facteurs physiques sont les mêmes que pour une surface d'eau libre, mais il faut aussi prendre en compte la teneur en eau du sol, la capillarité, la couleur du sol (albédo) et sa texture.

La transpiration dépend du couvert végétal, de son âge, de son état de croissance, de la saison et de la quantité d'eau pouvant être transpirée.

1.2.2.5 Quantité d'eau disponible

La quantité d'eau disponible est un facteur très important de la détermination du flux d'évapotranspiration. En effet, un sol ou une surface qui ne contient pas d'eau ne pourra logiquement pas évaporer.

1.2.2.6 L'échelle de temps

Paré compare deux échelles de mesures différentes. La "moyenne mensuelle" et la "moyenne mensuelle des valeurs journalières". La "moyenne mensuelle" traduit une moyenne globale des valeurs prises pour un mois entier. La "moyenne mensuelle des valeurs journalières" est la somme des valeurs expérimentales journalières. Ainsi, il compare l'utilisation de valeurs mensuelles sur la formule de Penman-Monteith devant l'utilisation de données journalières.

La température et l'humidité relative n'ont que peu d'impact sur le résultat final. Par contre, la durée d'insolation a beaucoup d'influence, tout comme la vitesse du vent. En effet, ces valeurs peuvent fortement varier d'une journée à l'autre et un calcul à une échelle de temps mensuelle n'est pas représentatif de ces variations temporelles.

1.2.3 Les méthodes expérimentales d'évaluation directe

Guyot [Guyot, 1999] décrit de manière précise les méthodes d'évaluation directes de l'évapotranspiration. Comme nous l'avons vu, l'évapotranspiration est un terme du bilan hydrique, on peut donc le déterminer après que toutes les autres composantes du bilan aient été mesurées. C'est sur cela que se basent les méthodes d'évaluation directes de l'évapotranspiration, car elles ne nécessitent que la résolution du bilan hydrique.

1.2.3.1 La méthode gravimétrique

Si on mesure les quantités d'eau précipitées, irriguées et drainées et en supposant que le ruissellement est nul ; la variation du stock d'eau du sol nous permet de déterminer l'évapotranspiration. Les mesures sont effectuées après que le sol s'est ressuyé, pour ne pas faire intervenir le drainage dans le bilan hydrique.

Les mesures gravimétriques permettent de suivre les variations du stock d'eau du sol entre deux dates données. On prélève des échantillons de sol à deux dates différentes. On pèse une première fois ces échantillons, puis on les place dans une étuve à 105 °C. On pèse à nouveau les échantillons et la différence de masse nous donne la quantité d'eau présente dans chaque échantillon. On remonte à l'évapotranspiration en comparant la variation de quantité d'eau entre deux échantillons prélevés à deux dates données.

1.2.3.2 Tensiométrie

Les tensiomètres permettent de mesurer la charge hydraulique ψ_s du sol (en *hPa*). Une bougie en céramique poreuse est fixée à l'extrémité d'un tube, puis mise dans le sol. Le tube et la bougie sont remplis d'eau dégazée ; l'ensemble est bouché et relié à un manomètre à mercure (il existe maintenant des tensiomètres à lecture directe de la charge hydraulique). Une fois dans le sol, une quantité d'eau sort du tensiomètre jusqu'à ce que la dépression engendrée par la colonne de mercure soit égale au potentiel de l'eau dans le sol.

On détermine alors le potentiel de l'eau en déterminant la pression au niveau de la bougie. On relie alors ψ_s à l'humidité pondérale en utilisant une relation expérimentale, puis à l'évaporation.

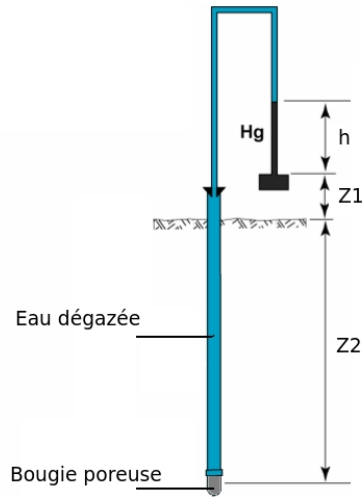


FIGURE 1.5 – Représentation schématique d'un tensiomètre à mercure

1.2.3.3 L'humidimètre neutronique

Les humidimètres neutroniques utilisent la propriété qu'ont les neutrons rapides d'être ralentis par les atomes d'hydrogène. Ainsi, des neutrons sont émis dans le sol. Ils entrent alors en contact avec des noyaux d'hydrogène et perdent de leur énergie cinétique, ils deviennent des neutrons lents. Certains d'entre eux se dispersent et d'autres retournent vers la sonde de mesure. La quantité de neutrons mesurée est alors proportionnelle à la teneur en eau du sol.

1.2.3.4 L'évaporomètre Piche

L'évaporomètre Piche est un éprouvette renversée. Ce tube est rempli d'eau. A l'extrémité ouverte, on dépose un buvard. Ainsi, ce buvard est toujours humide et l'eau s'évaporant du tube est directement mesurée. On place l'évaporomètre sous abris, près de la surface d'étude. Les évaporomètres ne donnent pas directement la valeur de l'évapotranspiration, mais s'intègrent à des formules (par exemple : estimation du terme advectif dans la formule de Penman).

1.2.3.5 Les lysimètres

Les lysimètres sont des appareils de mesure implantés dans le sol et en surface permettant de mesurer l'eau de pluie P , les apports par irrigation I et les pertes par drainage D_r et de déterminer alors ETP . Le lysimètre est une cuve dans lequel un sol (identique à celui de l'étude) est mis en place afin de déterminer les mouvements d'eau. Il existe deux types de lysimètres : les évapotranspiromètres (qui mesurent l'évapotranspiration réelle maximale ; les lysimètres (qui mesurent l'évaporation réelle d'une culture).

1.2.3.5.a Les évapotranspiromètres

Les évapotranspiromètres sont des lysimètres à drainage, qui empêchent le ruissellement en surface et les échanges latéraux d'eau. De plus si le stock d'eau est reconstitué, on écrit le bilan hydrique suivant :

$$ETR_M = P + I - D_r$$

avec :



FIGURE 1.6 – Photo d'un évaporimètre Piche

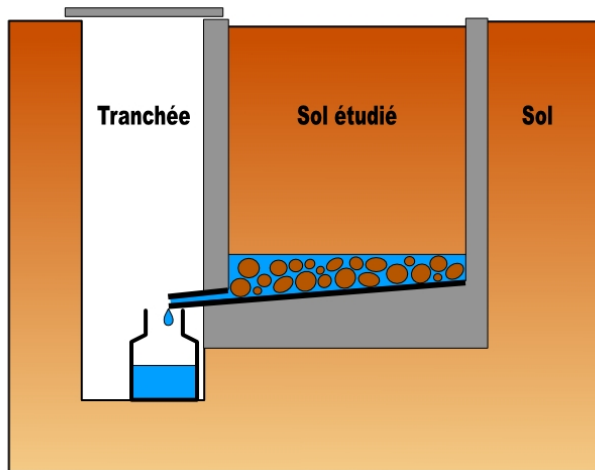


FIGURE 1.7 – Photo d'un évaporimètre Piche

- ETR_M = L'évapotranspiration réelle maximum [$mm/jour$]
- P = Les apports en eau de pluie [$mm/jour$]
- I = Les apports d'eau par irrigation [$mm/jour$]
- D_r = Les pertes d'eau par drainage [$mm/jour$]

En connaissant seulement ces trois paramètres, on peut connaître l'évapotranspiration réelle maximum. D'après Ramier [Ramier, 2005], le lysimètre n'apparaît pas comme étant un outil adapté pour avoir des valeurs de flux de chaleur latente représentatives de l'évaporation au-dessus d'une vaste surface urbaine.

1.2.3.5.b Les lysimètres pesables

Le lysimètre pesable est un système utilisé pour des mesures précises à des échelles de temps allant de l'heure à la journée. On utilise alors une cuve fermée dont on mesure le poids. Le système est composé de deux cuves. Une qui isole le système du sol et l'autre qui permet la pesée de la première.

1.2.3.6 Commentaires sur l'applicabilité des méthodes expérimentales d'évaluation directe en milieu urbain

Les méthodes expérimentales d'évaluation directes du flux d'évapotranspiration ne s'adaptent pas réellement au milieu urbain. La raison principale est la représentativité spatiale des méthodes. Les milieux urbains sont hétérogènes et l'utilisation de telles méthodes n'est pas possible sur de grandes surfaces. L'applicabilité des formules est aussi à remettre en cause, car la teneur en eau varie d'un sol à un autre.

Si on se place à l'échelle de la parcelle (pelouse, toitures végétalisées...) et en négligeant les effets de l'espace environnant, il peut être envisageable d'utiliser certaines formules.

La méthode gravimétrique est difficilement applicable au milieu urbain, du fait que le ruissellement n'est pas négligeable en ville. D'autre part, on ignore le flux anthropique en utilisant cette méthode. L'application à une toiture végétalisée est possible, mais la méthode gravimétrique est une méthode destructive.

Le tensiomètre est méthode constituant un moyen simple et précis pour des applications d'irrigation. On mesure indirectement la quantité d'eau évaporée. Assez logiquement, on comprend que cette méthode ne peut s'appliquer au milieu urbain et à l'évapotranspiration puisqu'elle néglige l'état de surface du couvert, et qu'elle est aussi limitée dans son champ de mesure.

L'application d'un évaporomètre de Piche semble impossible en milieu urbain, car l'utilisation de ces appareils pour faire un bilan hydrique précis nécessite des mesures sur une durée supérieure ou égale au mois. De plus, un mauvais étalonnage induit de fortes erreurs de mesure. Enfin, un tel dispositif sera représentatif de l'évapotranspiration à une échelle très locale et il est difficilement imaginable d'extrapoler les résultats à un quartier.

Une utilisation d'un évapotranspiromètre en milieu urbain n'est pas envisageable dans la mesure où les données fournies pour une application sont relatives à l'instrument utilisé et aux conditions de mesures. Ainsi, il est difficilement imaginable d'obtenir des résultats représentatifs en milieu hétérogène.

L'utilisation de lysimètre, bien qu'étant une référence semble disproportionné pour le milieu urbain. De plus, l'installation est coûteuse. Cependant, en observant le comportement des toitures végétalisées irriguées et drainées, on peut les rapprocher à celle d'un lysimètre.

1.2.4 Les méthodes expérimentales d'évaluation indirecte

La description des méthodes est clairement expliquée dans *Climatologie de l'environnement* de Guyot [Guyot, 1999].

L'évapotranspiration réelle est déterminée à partir de mesures du flux convectif ou par la détermination de toutes les composantes du bilan d'énergie.

1.2.4.1 Mesure des flux turbulents

Cette méthode tend à être abandonnée car trop d'incertitudes subsistent. Le but est de déterminer le gradient vertical de tension de vapeur d'eau dans l'air, en mesurant les gradients verticaux des températures sèches et humides.

En milieu urbain, les écarts thermiques entre deux niveaux sont faibles et peuvent être perturbés par le brassage de l'air. Cela induit davantage d'incertitude. On peut alors penser que cette méthode n'est pas du tout adaptée au milieu urbain. [Ramier, 2005]

1.2.4.2 Méthode du bilan d'énergie

Dans le bilan d'énergie (formule 1.2 page 7), on peut écrire Q_H et Q_E entre les niveaux z_1 et z_2 à partir de l'expression des flux :

$$Q_H = -\rho_a c_p h_h (T_1 - T_2)$$

- ρ_a = La masse volumique de l'air [kg/m^3]
- c_p = La capacité thermique de l'air à pression constante [$J/kg/K$]
- h_h = Coefficient de transfert thermique [$W/m^2/K$]

Sur le même principe, on a :

$$\lambda EP = -\frac{\lambda M_w}{RT} h_w (e_1 - e_2)$$

- M_w = La masse molaire de vapeur d'eau [kg/mol]
- h_w = Coefficient d'échange convectif de vapeur d'eau [$W/m^2/K$]

On définit maintenant le rapport de Bowen, qui est le rapport du flux convectif de chaleur au flux de chaleur latente :

$$\beta = \frac{\rho c_p RT}{\lambda M_w} \frac{T_2 - T_1}{e_2 - e_1} = \gamma \frac{T_2 - T_1}{e_2 - e_1}$$

Où γ est la constante psychrométrique. On considère aussi que les coefficients h_h et h_w sont égaux. Le bilan d'énergie devient alors :

$$ETR = -\frac{Q^* + Q_G}{\lambda(1 + \beta)}$$

Les flux Q^* et Q_G sont respectivement mesurés avec un pyrromètre différentiel et un fluxmètre de chaleur placé dans le sol. L'évapotranspiration s'exprime donc aussi :

$$ETR = -\frac{Q^* + Q_G}{\lambda(1 + \beta)}$$

Ramier [Ramier, 2005] explique que le rapport de Bowen est une des méthodes qui donne les meilleurs résultats pour son application aux voiries urbaines. Cependant, sa mise en oeuvre est délicate et nécessite de nombreux instruments spécifiques.

A l'échelle d'une parcelle urbaine, le bilan d'énergie n'est pas exactement le même car d'autres termes apparaissent. Cette méthode n'est donc pas totalement correcte pour notre application.

1.2.4.3 Mesure de la température de surface

Seguin [Seguin, 1983] propose une formule simplifiée d'estimation d'ETR pour un couvert végétal par télédiction :

$$ETR = \frac{Q^*}{\lambda} - A(T_s - T_{air}) + B$$

Avec $A = 0,25$ mm/j et $B = 1,0$ mm/j.

En milieu urbain, la température de surface dépend à la fois de la plante étudiée (albédo), mais aussi des zones d'ombres provoquées par les arbres. De plus, la variété du couvert végétal, n'est pas prise en compte par cette formule. Il paraît donc difficile d'appliquer cette méthode sur une parcelle urbaine non-homogène.

1.2.4.4 Les bacs à évaporation

Les bacs à évaporation sont des bacs d'eaux partiellement enterrés dans l'espace de la mesure. On mesure alors la quantité d'eau perdue par le bac, ce qui nous donne une bonne estimation de l'évaporation (à savoir que cela fonctionne mieux pour une surface d'eau libre, voire une surface saturée en eau).

Cette méthode mesure uniquement l'évaporation d'une surface d'eau libre. Il n'est donc pas envisageable de déterminer une évapotranspiration à partir de cette méthode.

1.2.5 Méthodes d'évaluation dérivées de formules

Dans ses travaux de recherche, Oudin [Oudin, 2004] nous propose une revue des principales formules permettant de calculer l'évapotranspiration. Nous synthétisons ici ces travaux en les complétant par des recherches personnelles.

A noter qu'il existe davantage de formules dans la littérature, mais Oudin s'est limité à utiliser celles qui avaient été documentées. C'est-à-dire par l'utilisation et la comparaison avec une autre méthode, mais aussi l'utilisation de la méthode dans un autre contexte que celui pour lequel elle a été développée.

Les méthodes d'estimation de l'ETP peuvent être groupées dans plusieurs catégories, selon le nombre de variable, le type de variable, le type d'évapotranspiration (...). Nous suivons ici la classification proposée par Xu et Singh [Xu and Singh, 2001] : bilan hydrique, méthode aérodynamique, méthode par rayonnement, méthode par la température, méthode combinatoire.

1.2.5.1 Méthodes par bilan hydrique

Les méthodes hydriques sont des méthodes d'évaluation de l'évaporation. Elles sont pour la plupart expérimentales (voir section 1.2.3 page 13, et section 1.2.4 page 17). On peut citer l'évaporomètre ou le lysimètre. D'autres méthodes du bilan hydrique sont des modèles urbains issus de la résolution du bilan hydrique (voir 1.2.6 page 24).

1.2.5.2 Méthodes aérodynamiques

Les méthodes aérodynamiques utilisent le concept du mouvement de la vapeur d'eau de la surface évaporante vers l'atmosphère et dérivent donc de la physique même du phénomène. Leur écriture est très simple et relève toujours de la forme (formule de Dalton [Dalton, 1802]) :

$$ETP = C (e_s - e_a)$$

Où C représente la conductance aérodynamique [m/s].

1.2.5.3 Méthodes par rayonnement

Les équations basées sur le rayonnement sont issues du bilan d'énergie. Le rayonnement est une des sources majeures de l'évapotranspiration. Sans connaître la valeur exacte du rayonnement, il est impossible de déterminer la valeur de l'évapotranspiration réelle.

Elles utilisent forcément les données sur le rayonnement solaire net ou global ; mais aussi parfois sur la température, l'humidité relative et la vitesse du vent. Etant toujours établies empiriquement, elles ne s'adaptent pas réellement à des contextes différents de celui pour lequel elles ont été développées. Les équations sont généralement de la forme :

$$ETP = f(RH, U) w(T, h) R_g$$

voire

$$ETP = f(RH, U) w(T, h) R_n$$

où

- f est une fonction de l'humidité relative et de la vitesse du vent
- w est une fonction dépendant de la température et de l'altitude

1.2.5.4 Méthodes par la température

Comme pour les méthodes par rayonnement, les méthodes par températures sont des méthodes empiriques. Elles apparaissent comme étant les plus simples d'utilisation, de ce fait elles sont très appliquées. Cependant, elles dépendent fortement du contexte dans lequel elles ont été développées. Ainsi, il n'est pas envisageable de les utiliser en milieu complexe, tel que les zones urbaines.

Ces équations dépendent de la température et parfois de l'humidité de l'air et de l'ensoleillement. Une revue de quelques formules est proposée, en précisant qu'elles ne pourront pas être appliquées en milieu urbain.

1.2.5.5 Méthodes combinatoires

Les méthodes combinatoires permettent d'évaluer l'évapotranspiration en combinant l'approche aérodynamique avec le bilan énergétique. Cela permet d'éliminer la détermination de la température de surface.

Selon Ramier [Ramier, 2005], les méthodes utilisant le bilan d'énergie semblent fournir des valeurs plus correctes, même si parfois elles donnent un flux de chaleur latente lorsque la surface est sèche.

C'est Penman qui est à l'origine de cette méthode [Penman, 1948]. Sa formule reste d'ailleurs une référence pour de nombreux scientifiques.

Partant des travaux de Penman, Monteith [Monteith, 1965] intègre à la formule des paramètres liés aux caractéristiques des plantes. Ainsi, une résistance du couvert végétale et une résistance aérodynamique est introduite dans l'équation. Il développe là un des premiers modèles Sol-Végétation-Atmosphère (SWAT).

1.2.5.6 Synthèse des formules d'évapotranspiration

Le tableau 1.1 synthétise et compare les formules d'évaluation de l'évapotranspiration selon le type, la base physique de la formule, les variables nécessaires, le pas de temps du calcul, ainsi que le climat pour lequel elle a été développée.

TABLE 1.1: Comparaison des principales formules d'évapotranspiration (ET) développées dans la littérature. Les formules sont classées selon le type et la base physique : aérodynamique, température, rayonnement ou combinatoire. L'évaporation est notée EP , l'évapotranspiration est potentielle ETP ou d'un couvert de référence ET_0 . Les données nécessaires sont les variables à mesurer pour résoudre les équations. Le pas de temps est celui utilisé initialement pour résoudre l'équation : journalier (J), horaire (H) ou mensuel (M). Les commentaires concernent le climat de référence de la formule, l'application à une végétation spécifique ou à une surface d'eau libre et si la formule a eu une application en milieu urbain).

Méthode	Type	Formule	Variables						Pas de temps			climat	Commentaires	Références
			T	U	e_d	Rn	H	J	M					
Aérodynamique	EP	$(0.3648 + 0.07223U)(e_s - e_a)$	X	X					X			Continental	Surface saturée en eau.	[Dalton, 1802] [Oudin, 2004] [Tabari, 2011]
	EP	$0.3075\sqrt{U}(e_s - e_a)$	X	X					X			Continental	Surface saturée en eau.	[Trabert, 1896] [Tabari, 2011]
	EP	$(0.375 + 0.05026U)(e_s - e_a)$	X	X					X			Continental	Surface saturée en eau.	[Meyer, 1926] [Tabari, 2011]
	EP	$0.44(1 + 0.27U)(e_s - e_a)$	X	X					X			Continental	Surface saturée en eau ; e_a et e_s sont en $[mmHg]$.	[Rohwer, 1931] [Tabari, 2011]
	EP	$0.35(1 + \frac{0.98U}{100})(e_s - e_a)$	X	X					X			Continental	Surface saturée en eau ; e_a et e_s sont en $[mmHg]$ et U est en $[miles/jours]$.	[Penman, 1948] [Tabari, 2011]
	EP	$(0.1005 + 0.297U)(e_s - e_a)$	X	X					X			Continental	Surface saturée en eau.	[Albrecht, 1950] [Tabari, 2011]
	EP	$0.543U^{0.456}(e_s - e_a)$	X	X					X			Continental	Surface saturée en eau.	[B. Brockamp, 1963] [Tabari, 2011]
	EP	$(0.1298 + 0.0934U)(e_s - e_a)$	X	X					X			Continental	Surface saturée en eau.	[WMO, 1966] [Tabari, 2011]
	EP	$0.15072\sqrt{3.6U}(e_s - e_a)$	X	X					X			Continental	Surface saturée en eau.	[Mahringer, 1970] [Tabari, 2011]
	Température	ETP	$\frac{4 \cdot 10^{-3}}{3} D \left(\frac{107T_m}{T} \right)^K$	X			X				X		Aride/Temp.	Formule empirique abandonnée. Surestime l'ETP en été.
ETP		$D \left(\frac{0.46T_e + 8.13}{1000} \right)$	X			X			5	X		Aride/Temp.	Méthode recommandée quand il manque des données climatiques. Forte dépendance du contexte d'utilisation.	[Blaney, 1950] [Oudin, 2004] [Lecarpentier, 1975] [Lemoine, 1972] [Tabari, 2011] [Xu and Singh, 2001] [Praveen and al., 2011] [Zhao et al., 2013]
ETP		$\frac{T_0^4}{\lambda \rho_w}$	X							X		Tous	Méthode empirique.	[Hamon, 1961] [Oudin, 2004] [Zhao et al., 2013] [Xu and Singh, 2001]

Méthode	Type	Formule	Variables				Pas de temps				climat	Commentaires	Références
			T	U	e _d	R _n	H	J	M				
	ETP												
Romanenko	ETP	$4,5 \cdot 10^{-3} \left(1 + \frac{T_a}{25}\right)^2 \left(1 - \frac{e_d}{e_a}\right)$	X		X			X		/	S'applique à l'évaporation d'une vaste étendue d'eau. <i>L</i> est la latitude.	[Romanenko, 1961] [Xu and Singh, 2001] [Zhao et al., 2013]	[Oudin, 2004]
Linaere	ETP	$\frac{500T_h + 15(T_a - T_d)}{1000(80 - T_a)}$	X		X			X		Continental	Surface d'eau libre.	[Linaere, 1977] [Xu and Singh, 2001] [Zhao et al., 2013]	[Oudin, 2004]
Rayonnement	ETP	$\frac{1}{\lambda \rho_w} \left(\frac{T_n}{T_a + 15} \right) \frac{(R_g(1-\alpha) + 24)}{1,3}$	X		X		X			Humide	Méthode empirique. Données météorologiques simplées.	[Turc, 1961] [Lecarpentier, 1975] [Lemoine, 1972] [Tabari, 2011] [Zhao et al., 2013]	[Oudin, 2004]
	ETP	$\frac{R_g T_a}{\lambda \rho_w \frac{40}{40}}$	X				5			Humide	Méthode empirique. Développée pour les USA.	[Jensen, 1963] [Tabari, 2011] [Zhao et al., 2013]	[Oudin, 2004]
	ETP	$\frac{R_g T_n + 5}{\lambda \rho_w \frac{68}{68}}$	X						X	/	/	[McGuinness, 1972] [Tabari, 2011]	[Oudin, 2004]
	ETP	$\frac{R_g}{\lambda \rho_w} (T_{max} - T_{min}) \frac{T_a + 17,8}{435}$	X					10		Aride	Méthode empirique. Répond aux besoins en irrigation sur une longue période.	[Hargreaves, 1982] [Oudin, 2004] [Tabari, 2011] [Zhao et al., 2013] [Xu and Singh, 2001] [Praveen and al., 2011]	[Oudin, 2004]
	ETP	$-0,3 \cdot 10^{-3} + \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_g}{\lambda \rho_w} (1 - \alpha) W$	X	X	X	X			X		Humide	Méthode empirique développée pour la FAO. Alternative de la méthode de Penman pour les climats arides.	[Doorenbos, 1977] [Tabari, 2011] [Zhao et al., 2013]
Makkink	ETP	$ETP = \frac{1}{\lambda \rho_w} \left(\frac{0,63 R_g \Delta}{\Delta + \gamma} + 14 \right)$	X					X		Humide	Méthode empirique.	[Makkink, 1957] [Tabari, 2011] [Zhao et al., 2013] [Xu and Singh, 2001]	[Oudin, 2004]
Combinatoire	EP	$\frac{\Delta R_n + \gamma E_a}{\Delta + \gamma} \frac{1}{\lambda \rho_w}$	X	X	X	X		X		tempéré	Combinaison de méthode aérodynamique et du bilan d'énergie. Equation rigoureuse, qui fait d'elle une référence. S'applique aux surfaces d'eau libre ou aux sols saturés en eau. Voir Annexe B.1.	[Penman, 1948] [Lecarpentier, 1975] [Plamondon and Stein, 1980] [Praveen and al., 2011] [Tabari, 2011] [Zhao et al., 2013]	[Oudin, 2004]
	ETP	$\frac{\Delta R_n + \frac{\rho_a C_p}{r_a} (e_a - e_d)}{\lambda \rho_w [\Delta + \gamma (1 + \frac{T_s}{T_a})]}$	X	X	X	X		X		Cont./temp.	Méthode de Penman améliorée : intègre paramètre liés aux plantes et au couvert de référence. La formule a été appliquée au milieu urbain [Grimmond, 1991] [Jarvi, 2011]. Voir Annexe B.2.	[Monteith, 1965] [Grimmond, 1991] [Jarvi, 2011] [Allen et al., 2006] [Allen et al., 2005] [Berthier, 1999] [Lecca et al., 2011] [Widmoser, 2009] [Zhao et al., 2013] [Tabari, 2011] [Pare, 2006] [Xu and Singh, 2002]	[Oudin, 2004]

Méthode	Type	Formule	Variables				climat	Commentaires	Références
			T	U	e _d	R _n			
	ETP								
FAO-56	ETP ₀	$\frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{37}{h_w} \frac{U}{273} (e_d - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34U)}$	X	X	X	X	Tous	Formule développée pour les agronomes, dans le but de répondre au besoin en eau des cultures. Définit et utilise une surface de référence (gazon) et un coefficient cultural, applicable aux plantes. Formule mondialement acceptée. Voir Annexe B.3.	[Allen et al., 2005] [Allen et al., 2006]
Priestley-Taylor	ETP	$\frac{\alpha_{pt} \Delta R_n}{\lambda \rho_w (\Delta + \gamma)}$	X		X	X	Hum./Temp.	α_{pt} est un coefficient local. La méthode a été appliquée au milieu urbain [Grimmond, 1986b].	[Priestley, 1972] [Oudin, 2004] [Tabari, 2011] [Xu and Singh, 2001] [Praveen and al., 2011] [Zhao et al., 2013]
Kimberly-Penman	ETP	$\frac{\Delta R_n + \gamma (e_a - e_d) F(U)}{\lambda \rho_w (\Delta + \gamma)}$	X	X	X	X	Hum./Temp.	Développée à Kimberly (Idaho), la formule prend en compte la saison. Surface de référence : luzerne bien arrosée.	[Wright, 1982] [Oudin, 2004]
Thom-Oliver	ETP	$\frac{\Delta R_n + \gamma (e_a - e_d) F(U)}{\lambda \rho_w [\Delta + \gamma (1 + \frac{T_s}{T_a})]}$	X	X	X	X	/	Répond mieux aux surfaces rugueuses.	[Thom, 1977] [Oudin, 2004]
Brochet-Gerbier	ETP	$aRg + bEP$	X	X	X	X	Temp./Conti.	Utilise l'évaporation déterminée avec un évapomètre Piche.	[Gerbier, 1972] [Lecarpentier, 1975] [Oudin, 2004]

1.2.5.7 Applicabilité des formules d'évaluation de l'évapotranspiration en milieu urbain

Il existe des centaines de formules plus ou moins élaborées pour l'évaluation du flux d'évapotranspiration. Nous avons décidé de décrire les formules les plus populaires, ayant fait l'objet d'études et d'applications.

La majorité de ces méthodes ont été élaborées pour évaluer les besoins en eau des cultures. Elles ont une base théorique ou empirique. Nous avons aussi vu qu'on pouvait classer les méthodes en différents groupes : méthodes du bilan hydrique, méthodes aérodynamiques, méthodes combinatoires, méthodes par le rayonnement et méthodes par la température. [Xu and Singh, 2001] Les formules d'évaluation de l'évapotranspiration ont toutes été développées par des agronomes pour de couverts végétaux homogènes. Aucune des formules étudiées ne peut s'appliquer à un quartier urbain sans être adapté. Le milieu urbain, à l'échelle du quartier ou d'un fragment urbain est un patchwork de surfaces hétérogènes dans lequel le processus d'évapotranspiration ne peut être décrit à l'échelle du couvert végétal. Pour une application, il conviendra de trouver une autre formulation ou d'adapter un de ces modèles.

Les méthodes hydriques sont des méthodes d'évaluation de l'évaporation. Elles sont pour la plupart expérimentales, comme l'évaporomètre ou le lysimètre. La plupart de ces méthodes sont liées à des mesures complexes et spécifiques. Une application en milieu urbain serait difficilement réalisable et peu représentative.

Les méthodes aérodynamiques nécessitent de se placer dans les mêmes conditions que celles pour lesquelles elles ont été développées. Elles s'intéressent uniquement à l'évaluation de l'évaporation. En milieu urbain, nous avons rarement affaire à des surfaces homogènes d'eau libre. Les méthodes par rayonnement et par température dépendent fortement du contexte pour lequel elles ont été développées. Par exemple, la méthode de Turc s'applique uniquement aux climats tempérés et subhumides, sous certaines conditions météorologiques. La méthode de Jensen-Haise s'applique aux climats arides et semi-arides, sur une durée minimum de 5 jours. La méthode de Blaney-Criddle sous-estime l'ETP en région aride et la surestime en région humide.

Les méthodes combinatoires reposent sur le bilan d'énergie, en formulant les échanges aérodynamique sous forme empirique. Ces formules semblent ainsi plus représentatives des phénomènes et elles s'adaptent plus facilement aux différents contextes qu'on peut rencontrer. Le cas du milieu urbain n'est cependant jamais pris en compte. En effet, le bilan d'énergie simplifié qu'utilise Penman dans sa formule de base n'est pas représentatif des échanges qu'on peut constater en ville. De plus, aucune des formules ne décrit les différentes surfaces urbaines (telles que l'asphalte, etc) les états de ses surfaces (mouillé, sec, etc).

Les formules de Penman, Priestley-Taylor et Brochet-Gerbier ne semblent pas du tout applicables en milieu urbain du fait qu'elles utilisent des coefficients empiriques ou qu'elles évaluent uniquement l'évaporation de surface libre. La formule proposée par la FAO est une référence dans le cadre de l'irrigation des cultures, mais ne s'applique pas vraiment au milieu urbain. Trois formules (Penman-Monteith, Thom-Olivier et Kimberly-Penman) semblent pouvoir fournir des résultats acceptables en ville avec certaines modifications et sous certaines hypothèses. En effet, pour ces formules le bilan d'énergie utilisé n'est pas représentatif des zones urbaines. De plus, le calcul introduit souvent des coefficients destinés à l'irrigation. Nous pouvons imaginer qu'ils ne s'appliquent pas en zone urbaine. Enfin, la variété de surfaces et d'état de surface en ville est grande et les formules d'évaluation de l'évapotranspiration ne prennent jamais ce facteur en compte.

Finalement, cette étude nous a permis de constater que malgré l'abondance d'expressions, aucune ne représente réellement l'évapotranspiration en zone urbaine hétérogène. S'il semble possible d'évaluer grossièrement le flux d'évapotranspiration des couverts végétaux, mais les surfaces imperméables ne sont pas prises en compte. C'est une hypothèse qui n'est pas acceptable si on souhaite être le plus précis possible.

1.2.6 Modèles thermo-hydriques en milieu urbain

Il existe une multitude de modèles de bilans hydriques et de bilans d'énergie en milieu urbain. Certains intègrent à la fois le bilan hydrique et le bilan d'énergie. Comme Grimmond [Grimmond et al., 2010, Grimmond et al., 2011] a pu le constater, le flux d'évapotranspiration est très souvent négligé dans les bilans d'énergie. Pourtant, il représente entre 60 et 95 % du bilan hydrique [Zhang L, 2001]. Il existe cependant des modèles intégrant plus fidèlement le flux d'évaporation ou le flux de chaleur latente. Nous proposons ici une description des modèles les plus populaires, avec une bonne représentation du flux de chaleur latente.

1.2.6.1 Modèles hydrologiques

UWB : Urban Water Balance, A model for Daily Totals

Ce modèle [Grimmond, 1986b] propose de déterminer le bilan hydrique avec des données climatiques standards, à une échelle journalière ou annuelle. Le bilan hydrique de l'étude est décrit par l'équation (voir section 1.1.5.2 page 9) :

$$P + I = R + ET + \Delta S$$

Plusieurs formules d'évapotranspiration sont utilisées. Elles sont issues de la littérature, en étant un peu modifiées pour une application en milieu urbain. Ces travaux sont l'un des premiers à chercher à définir un modèle pour calculer l'évapotranspiration en zone urbaine. Le modèle décompose la ville en trois types de surface : imperméables, perméables non irriguées et perméables irriguées. Il existe aussi d'après Grimmond et Oke trois états de surface : mouillé, partiellement mouillé et sec.

Pour le cas d'un terrain péri-urbain, où la surface est sèche, l'équation de Priestley and Taylor [Priestley, 1972] est utilisée :

$$ET = \left(\frac{\alpha_p t}{\lambda} \right) \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) (Q^* - \Delta Q_s)$$

Cette formule a le désavantage d'utiliser un coefficient de terrain $\alpha_p t$ qui n'est pas clairement défini. Pour les deux autres états de surface, une formule modifiée de Brutsaert and Stricker [Brutsaert, 1979].

$$ET = \left(\frac{\alpha}{\lambda} \right) \left\{ \left[\left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) (Q^* - \Delta Q_s) \sum_{i=02}^n A_i \alpha'_i \right] - \left[AA \left(\frac{\gamma}{s + \gamma} \right) E_a \right] \right\}$$

Où A_i est la proportion de l'espace d'étude couvert par le type de surface i . α'_i est un coefficient empirique qui dépend de la surface. AA est l'état d'humidité de la zone d'étude. E_a le pouvoir évaporant de l'air.

La formule a été testée à Vancouver par l'auteur [Grimmond, 1986a], donnant des erreurs de 0,5mm par jour par rapport à leur base de comparaison. D'après les auteurs, cette erreur est probablement acceptable pour des estimations d'évapotranspiration quotidienne. C'est aussi le

problème causé par les coefficients utilisés.

La méthode proposée dans ce modèle est intéressante sur le point de la réflexion (plusieurs états de surface et types de surface), mais l'empirisme conduit à des résultats trop approximatifs. Les formules utilisées, bien qu'adaptées ne sont pas forcément les plus appropriées. Le bilan utilisé pour déterminer le flux d'évapotranspiration n'est pas réellement représentatif du milieu urbain. Enfin, sa période d'application est journalière.

1.2.6.1.a EHU

Elément Hydrologique Urbain (EHU) [Berthier, 1999] est un modèle qui a pour but de représenter le comportement hydrologique en milieu urbain. L'évapotranspiration est déterminée avec les données de Météo-France (qui ne sont pas du tout adaptées au milieu urbain). En effet Météo-France utilise l'équation de Penman-Monteith sur des terrains dégagés pour déterminer l'évapotranspiration. L'évapotranspiration potentielle exploitée est tout de même atténuée si la quantité d'eau disponible n'est pas suffisante. De plus, ce modèle ne considère pas la condensation de surface. Le n'a donc aucun intérêt pour une évaluation de l'évapotranspiration en zone urbaine hétérogène.

1.2.6.1.b Aquacycle

Aquacycle [Mitchell, 2001] est un modèle du bilan hydrique qui représente toutes les composantes du bilan urbain. Le pas de temps du modèle est horaire. Les échelles d'applications couvrent toute la ville. L'évapotranspiration se calcule sur deux types de surface : perméables et imperméables. Cleugh [Cleugh et al., 2005] explique que la représentation de l'évapotranspiration est moins bonne que pour le modèle de "An Evapotranspiration-Interception Model for Urban Areas" [Grimmond, 1991]. Ce modèle décrit correctement l'évapotranspiration en milieu urbain, mais la formulation semble manquer de rigueur. Une utilisation peut être envisageable, seulement avec une amélioration de la formule et de ses conditions d'application.

1.2.6.1.c UFORE

UFORE [Wang et al., 2008] est un modèle hydrologique qui permet de simuler et d'étudier les effets des arbres sur l'hydrologie urbaine. Le modèle simule la précipitation, l'interception, l'évaporation, l'infiltration, le ruissellement. L'évaporation des plantes est calculée grâce à la formulation de Penman-Monteith, en utilisant des données météorologiques. Le modèle étant principalement développé pour connaître l'influence des arbres. L'évapotranspiration mesurée n'est que potentielle.

1.2.6.2 Modèles énergétiques

1.2.6.2.a Modèle SM2U

Ce modèle se décrit comme un sous modèle de SUBMESO [Dupont, 2001], qui a pour but de simuler les échanges énergétiques entre l'atmosphère et la couche limite urbaine. Le modèle se veut simple et accessible, prenant un compte un minimum de données d'entrée possible. Trois couches sont prises en compte pour déterminer le flux d'évapotranspiration : celle de surface et deux couches de sous-sol, ainsi que le couvert végétal. Si l'auteur dit qu'il évalue l'évapotranspiration comme une solution du bilan hydrique, il souligne qu'elle dépend principalement du pouvoir évaporant de l'air (semblable aux méthodes aérodynamiques introduites par Dalton). Dupont lui-même explique que l'évolution du flux d'évapotranspiration est chaotique.

Par ailleurs, le modèle SM2U considère que les flux horaires de condensation et d'évapotranspiration sont nuls s'il a plu dans l'heure. Cette approximation est confronté à la limite, si après cette période pluvieuse il y a un épisode ensoleillé qui permet une évaporation rapide de l'eau présente en surface. Le but du modèle n'est clairement pas de calculer l'évapotranspiration et malgré les travaux effectués, on ne peut pas l'utiliser dans ce but. Trop d'erreurs viennent perturber l'évaluation de l'évapotranspiration et le résultat n'est pas satisfaisant.

1.2.6.2.b LUMPS

Local-Scale Urban Meteorological Parameterization Scheme (LUMPS) [Loridan et al., 2011] est un modèle de simulation du bilan d'énergie en milieu urbain. Le modèle est couplé avec le modèle de paramétrisation de flux net (NARP). Il simule les évolutions saisonnières, les évolutions de surface avec en entrée des données météorologiques. Le bilan d'énergie considéré est (le flux de chaleur anthropique est implicitement introduit dans des coefficients) :

$$Q^* = Q_H + Q_E + \Delta Q_S$$

Le flux de chaleur latente est calculé par une combinaison de la formule de Penman-Monteith simplifiée et de celle de Priestley-Taylor. Des paramètres empiriques sont donc introduits dans l'équation, dépendant de l'état humide de la surface. Le modèle pourrait être utilisé dans le cadre de notre étude, même si l'évaluation du flux d'évapotranspiration n'est pas la plus physiquement rigoureuse.

1.2.6.3 Modèles couplés

1.2.6.3.a SUEW : An Evapotranspiration-Interception Model for Urban Areas

Ce travail [Grimmond, 1991] reprend et améliore le précédent essai de Grimmond. Précisons bien que le principe de ce modèle est uniquement l'évaluation de l'évapotranspiration, ce qui le rend particulièrement pertinent et intéressant. Les auteurs étudient un bilan thermo-hydrique, tel que :

- Bilan hydrique (voir section 1.1.5.2 page 9)

$$P + I + F = ET + R + \Delta S$$

- Bilan thermique (voir section 1.1.5.1 page 6)

$$Q^* + Q_F = Q_E + Q_H + \Delta Q_S$$

Le modèle est utilisable sur une échelle horaire (et pour des périodes plus longues). Il s'applique de l'échelle micro à l'échelle de la ville.

Sa force est de prendre en compte les variations d'état de surface du sol selon son humidité. La formule utilisée pour l'évapotranspiration est celle de Penman-Monteith légèrement modifiée afin de s'adapter au bilan d'énergie en milieu urbain.

$$Q_E = \frac{\Delta (Q^* + Q_F - \Delta Q_S) + \frac{C_a V}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)}$$

Pour étudier l'état de surface, la résistance surfacique varie selon l'humidité. Elle prend en compte les surfaces saturées en eau, partiellement humides et sèches. Pour les autres termes du bilan énergétique et de l'équation, des sous modèles sont utilisés. Le flux anthropique est calculé

à partir d'un modèle développé par les auteurs, prenant en compte les surfaces, les bâtiments, la présence humaine, les véhicules. Le flux de chaleur stockée utilise aussi un modèle développé par Grimmond [Grimmond, 1991]. Un point important dans ce modèle est la prise en compte des zones sources (zone influent sur les mesures effectuées par un capteur météorologique), par une version modifiée du modèle de Schmid et Oke [Schmid, 1990]. Le modèle a l'avantage de ne nécessiter que de peu de calibration et de s'adapter à toutes les zones urbaines. Une attention particulière à la définition des capacités de drainage et de stockage est recommandée, quand on applique ce modèle à d'autres lieux. Il est aussi important d'adapter certains sous-modèles au climat de la ville d'étude. En moyenne, le modèle fonctionne correctement, avec une meilleure précision pour le printemps et le début de l'été (testé à Vancouver). Le modèle a le désavantage de ne pas être précis le matin (non-prise en compte de la rosée) et demande à être amélioré sur ce point.

Ce modèle a une base physique très prometteuse et constitue une approche intéressante pour le développement d'autres modèles de ce type. Dans une étude comparative Cleugh souligne qu'elle a une sérieuse et solide approche physique et qu'elle a l'avantage d'utiliser une bonne base biophysique [Cleugh et al., 2005]. L'application du modèle dans l'état n'est pas envisageable, car les études faites sont incomplètes et les sous modèles sortis de l'usage. Cependant, il constitue un modèle pertinent. En exprimant tous les termes du bilan avec des études plus récentes et précises, l'évapotranspiration semble pouvoir être évaluée correctement.

1.2.6.3.b The SUEWS model

The Surface Urban Energy and Water Balance Scheme (SUEWS) [Jarvi, 2011] se base sur différentes approches de Grimmond et Oke : Water Balance Model (1986) et Evapotranspiration-Interception Model (1991), en se basant sur les mêmes bilans thermo-hydriques. Le modèle SUEWS comporte moins de variables d'entrée que les modèles cités ci-dessus.

Le modèle s'applique à l'échelle d'un quartier. Le pas de temps peut être de 5 minutes (pour le bilan hydrique) ou horaire à des périodes annuelles (pour le bilan d'énergie). De nombreuses données d'entrée restent tout de même nécessaires, telles que : la fraction d'occupation des sols, le nombre d'habitants, le nombre d'arbres...).

L'évapotranspiration calculée se fait à l'aide du modèle de Grimmond et Oke, développée spécialement pour le milieu urbain [Grimmond, 1991]. Grimmond et Oke avaient alors utilisé une formule de Penman-Monteith qui avait été adaptée à une utilisation en milieu urbain. Le modèle reprend alors les caractéristiques du modèle de 1991 par rapport aux résistances aérodynamiques et surfaciques.

$$Q_E = \frac{\Delta(Q^* + Q_F - \Delta Q_S) + \frac{C_a V}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)}$$

Le rayonnement net est calculé avec le "Net all-wave radiation parameterization scheme (NARP)" [Loridan et al., 2011]. La variation de flux de chaleur emmagasinée est décrite en utilisant le "Objective Hysteresis Model (OHM)" [Grimmond, 1999], le flux anthropique avec une formule modifiée de Sailor and Vasireddy [Sailor, 2006], selon un jour de la semaine ou du week-end. Le flux anthropique peut aussi être calculé avec le modèle LUCY [Allen, 2010]. Le modèle prend aussi en compte l'indice de surface foliaire, la quantité d'eau utilisée, l'interception de la canopée, l'infiltration d'eau dans le sol et le ruissellement.

Le modèle proposé ici est particulièrement intéressant car il permet de calculer l'évapotranspiration en utilisant le bilan d'énergie et le bilan hydrique.

Ce modèle est décrit de façon précise et complète dans l'annexe D page 115.

1.2.6.4 Synthèse des modèles

De manière générale, les modèles avec bilans thermo-hydriques intègrent régulièrement l'évapotranspiration dans leur équation [Zhao et al., 2013]. Cependant, pour les modèles s'appliquant au milieu urbain, c'est très rarement le cas. Pourtant, il est nécessaire de rappeler l'importance qu'à l'évapotranspiration dans chacun de ces bilans.

Pour ceux qui intègrent une évaluation du flux d'évapotranspiration, elle n'est pas toujours pertinente ou représentative du flux réel. Cette étude nous a permis d'extraire sept modèles, pour lesquels l'évapotranspiration est évaluée.

L'évapotranspiration est la plupart du temps évaluée à partir de méthodes combinatoire améliorée (Penman-Monteith, Priestley-Taylor), qui comme nous l'avons vu sont les plus adaptées avec une représentativité des processus en fonction du couvert urbain.

Le choix d'une méthode plutôt qu'une autre se fait en fonction de plusieurs paramètres :

- La représentativité des bilans considérés
- La méthode d'évaluation de l'évapotranspiration considérée
- L'échelle temporelle
- L'échelle urbaine

Une méthode répond mieux aux critères que les autres quant à son applicabilité en milieu urbain hétérogène. Le modèle SUEWS [Jarvi, 2011] traduit de manière précise et fidèle les bilans thermiques et hydrique, en zone urbaine hétérogène. L'évapotranspiration se base sur une adaptation urbaine de la formule de référence de Penman-Monteith. Comme nous l'avons vu, la formule de Penman-Monteith est la formule ayant la meilleure base biophysique. De plus telle qu'elle est présentée, elle permet d'évaluer l'évapotranspiration pour plusieurs types et états de surface. Enfin, cette méthode se distingue des autres par le fait qu'on puisse l'appliquer à des échelles temporelles très variées (allant de quelques minutes à une année) et des échelles spatiales allant du quartier à une ville.

La table 1.2 propose une comparaison des différents modèles selon les critères évoqués ci-dessus.

	Bilans											Méthode d'évaluation de l'évapotranspiration	Echelle temporelle				Echelle spatiale			Commentaires	Classement	
	Bilan Hydrique						Bilan d'énergie						Minutes	horaire	journalière	annuelle	Meso-scale	Local-scale	Micro-scale			
	ΔS	D_r	ET	I	R	P	F	Q^*	Q_F	Q_H	Q_G											Q_E
UWB [Grimmond, 1986b]	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	ETR ; Problème de paramétrisation [Grimmond, 1986b]	5
SUEW [Grimmond, 1991]	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	ETR ; Bons résultats [Grimmond, 1991] [Cleugh et al., 2005]	2
EHU [Berthier, 1999]	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	ETP ; Non adapté au milieu urbain [Dupont, 2001]	7
SM2U [Dupont, 2001]	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	ETR ; Résultats chaotiques [Dupont, 2001]	6
Aquacycle [Mitchell, 2001]	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	ETR ; Résultats acceptables, a améliorer [Cleugh et al., 2005]	3
LUMPS [Loridan et al., 2011]	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	ETP ; coef. empiriques à déterminer	4
SUEWS [Jarvi, 2011]	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	ETR ; Bons résultats [Jarvi, 2011]	1

TABLE 1.2 – Comparaison des différents modèles de bilans thermo-hydriques prenant en compte le flux d'évapotranspiration dans leur méthode. On observe les composantes des bilans thermo-hydriques nous donnant une indication sur la qualité physique du modèle. On décrit succinctement la méthode d'évaluation du flux d'évapotranspiration, son application temporelle et spatiale. Les modèles sont classés selon leur justesse et leur pertinence pour l'évaluation du flux d'évapotranspiration en milieu urbain. Les échelles spatiales sont meso-scale : $10^4 \times 10^5 m$, local-scale : $10^2 \times 10^4 m$, micro-scale : $10^{-2} \times 10^3 m$ [Oke, 1987].

1.2.7 Discussion et choix d'un modèle

Cette partie a introduit et défini l'évapotranspiration en précisant son rôle et son importance dans la climatologie urbaine. Il existe différentes méthodes d'évaluation de ce flux : expérimentales, théoriques et adaptées dans des modèles.

Nous avons pu voir que l'évapotranspiration, qui est le phénomène couplé de l'évaporation de l'eau et de la transpiration des végétaux, dépend du bilan d'énergie et du bilan hydrique. Il existe plusieurs façon de décliner quantitativement l'évapotranspiration : potentielle (qui repose sur des hypothèses de couvert végétal, d'alimentation hydrique...) et réelle.

A l'origine et aujourd'hui encore, l'intérêt de connaître l'évapotranspiration était de pouvoir évaluer le besoin en eau d'une culture. C'est dans cette idée que la majeure partie des méthodes ont été développées. L'intérêt d'évaluer l'évapotranspiration en milieu urbain réside dans la résolution du bilan hydrique et du bilan d'énergie, ou pour notre cas de caractériser l'impact des aménagements retenant l'eau sur l'îlot de chaleur urbain.

L'évaluation de l'évapotranspiration peut découler de méthodes expérimentales, mais les applications sont souvent compliquées et ne sont pas adaptées à l'échelle de grandes parcelles en milieu urbain.

D'autres méthodes, souvent plus simples dérivent de formules se basant sur la température, le rayonnement, les mouvements de vapeur d'eau dans l'air ou des formules combinant l'aérodynamisme au bilan d'énergie. Nous avons vu que la plupart de ces méthodes ne sont pas adaptées à une application en zone urbaine, car elles sont empiriques et s'appliquent très mal en dehors des zones de développement initial. Cependant, en modifiant certaines formules combinatoires (Penman-Monteith ou Priestley-Taylor), il est envisageable de les utiliser pour évaluer le flux d'évapotranspiration en milieu urbain.

Nous avons ensuite étudié les modèles thermo-hydriques appliqués aux zones urbaines. Bien qu'étant une composante importante, l'évapotranspiration est très souvent négligée dans ces modèles. Le modèle SUEWS répond aux critères essentiels, tels que l'adaptation au milieu urbain et les échelles spatio-temporelles applicables.

Nous nous proposons dans la suite du travail d'utiliser SUEWS. L'étude se déclinera en deux parties, traduisant deux échelles urbaines différentes :

- L'application à des toitures végétalisées : en définissant les adaptations à apporter au modèle pour s'adapter à cette échelle. Nous utiliserons les toitures végétalisées pour étudier l'applicabilité du modèle sur un milieu homogène et maîtrisé
- L'application à des quartiers urbains : traduisant une échelle plus vaste, pour lequel le modèle SUEWS a été développé. On étudiera ainsi l'influence de l'échelle spatiale choisie, mais aussi l'importance de l'occupation des sols sur le flux de chaleur latente.

Chapitre 2

Application d'un modèle d'évaluation du flux d'évapotranspiration sur les toitures végétalisées

2.1 Introduction et contexte

2.1.1 Les toitures végétalisées



FIGURE 2.1 – A gauche, photographie des toitures végétalisées présentes au LRPC de Nancy. A droite, vue en coupe d'une toiture végétalisée avec ses principales composantes : la couche de végétation (sedum au LRPC), le substrat et la couche Hydro.

Une toiture végétalisée est une toiture recouverte de végétation. Comme le montre la figure 2.1, c'est une structure multi-couche composée d'une couche de végétation, d'un substrat et d'une couche drainante.

Les toitures végétalisées ont l'avantage d'allonger la durée de vie de la toiture, d'atténuer l'îlot de chaleur urbain, de diminuer le taux de CO₂ dans l'atmosphère et d'augmenter la biodiversité urbaine [Bouzouidja et al.,]. Dans l'espace urbain, les toitures végétalisées ont pour principaux buts d'améliorer le cycle urbain de l'eau (stockage et rétention des eaux pluviales) et d'isoler thermiquement les bâtiments.

Le LRPC de Nancy s'est équipé en juillet 2011, sur ses bâtiments, d'une toiture végétalisée extensive de 600 m² décomposée en neuf parcelles. [Bouzouidja et al.,]

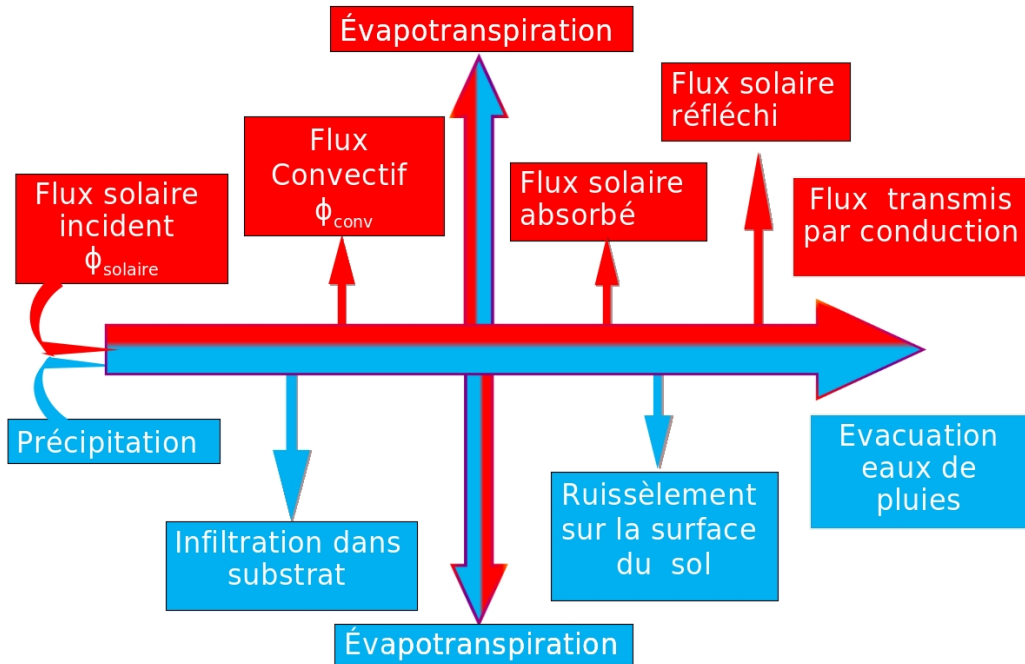


FIGURE 2.2 – Schématisation des bilans énergétique et hydrique sur une toiture végétalisée.

La parcelle expérimentale a été équipée de capteurs permettant de mesurer des variables liées à la microclimatologie (température extérieure de l'air, hygrométrie, pluviométrie, vitesse et direction du vent) par l'intermédiaire d'une station météo située à 20 cm du sol (au dessus du substrat).

2.1.2 Intérêt de l'étude sur les toitures végétalisées

Comme le montre la figure 2.2, l'évapotranspiration est un terme qui apparaît dans les bilans d'énergie et hydriques. L'étude sur les toitures végétalisées a plusieurs intérêts. Tout d'abord elle nous permettra de vérifier le modèle dans des cas simples et de comparer nos résultats à d'autres méthodes, dont celle de Météo-France. Cette étape est très importante, car elle nous permettra de cerner les capacités, mais aussi les limites du modèle.

De plus, ces résultats intéresseront un étudiant actuellement en thèse au laboratoire cherchant à établir des bilans hydriques sur les toitures végétales.

2.2 Adaptation du modèle

2.2.1 Le modèle SUEWS

Le modèle SUEWS se base sur la formule de Penman-Monteith adaptée au milieu urbain :

$$Q_E = \frac{\Delta(Q^* + Q_F - \Delta Q_S) + \frac{C_a V}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)}$$

L'ensemble du modèle et les sous-modèles sont décrits et expliqués en Annexe D page 115.

2.2.2 Adaptation du modèle

Le modèle SUEWS est un modèle de bilan thermo-hydrigue appliqué au milieu urbain. Il s'applique à l'échelle du quartier ou de la ville. Pour le cas d'une toiture végétalisée sur un bâtiment, nous nous plaçons dans une échelle qui n'est pas décrite par SUEWS.

Il convient alors d'adapter certains termes du modèle pour décrire au mieux les phénomènes locaux.

2.2.2.1 Le flux anthropique Q_F

Travaillant à l'échelle de la parcelle de toiture végétalisée, le flux anthropique est négligeable. En effet, aucune activité humaine ne vient produire de la chaleur sur le toit. Le flux anthropique est donc nul.

2.2.2.2 La résistance aérodynamique r_a

La résistance aérodynamique est exprimée dans le modèle SUEWS en fonction du profil logarithmique du vent. Dans sa forme générale, elle s'exprime de la même façon que celle proposée par Monteith [Monteith, 1965], sauf qu'elle ajoute des termes de stabilités, utiles pour l'expression en milieu urbain.

$$r_a = \frac{\left[\ln \left(\frac{Z_m - Z_d}{Z_{om}} \right) - \psi_m \right] \left[\ln \left(\frac{Z_m + Z_d}{Z_{ov}} \right) - \psi_v \right]}{k^2 u} \quad (2.1)$$

Les termes ψ_m et ψ_v ne peuvent être déterminés qu'en connaissant la température à deux hauteurs différentes, ou en connaissant le flux de chaleur sensible. En l'absence de données nécessaires, ces flux peuvent être ignorés [Jarvi, 2011]. Z_d et Z_{om} varient selon la densité de bâtiments dans la zone, ainsi que la hauteur moyenne des rugosités.

Pour une surface non-urbaine, la FAO [Allen, 1998] nous rappelle que ces termes s'expriment différemment en fonction de la hauteur moyenne de la culture Z_H :

$$\left\{ \begin{array}{l} Z_d = 2/3 Z_H \\ Z_{om} = 0,123 Z_H \\ Z_{ov} = 0,1 Z_{om} \end{array} \right. \quad (2.2)$$

En étudiant uniquement la toiture végétalisée, nous considérons uniquement cette parcelle comme échelle de référence. Nous ne sommes donc pas à une échelle urbaine, mais juste à celle de la toiture.

2.2.2.3 La résistance de surface r_s

Dans le modèle SUEWS, la résistance de surface est proposée pour calculer à l'échelle de l'étude, une résistance globale d'un couvert pour quatre types de plantes : conifères, feuillus, herbes irriguées et non-irriguées.

A l'échelle de la toiture végétalisée, nous ne sommes pas dans les mêmes conditions de surfaces hétérogènes qu'en milieu urbain. De plus, nous travaillons sur une parcelle et non sur le bâtiment entier. On se ramène donc à l'étude d'une parcelle homogène (qui est située en milieu

urbain), et qui n'est pas composée des plantes utilisées pour le calcul de la résistance de surface dans SUEWS. Pour les toitures végétalisées, il convient d'adapter notre modèle, afin que nous puissions l'appliquer de façon représentative et à une échelle adéquate.

On se propose donc d'utiliser la paramétrisation traditionnelle pour la surface de référence. Elle est préconisée par la FAO [Allen, 2006]. On écrit alors :

$$r_s = \frac{r_l}{LAI_{eff}} \quad (2.3)$$

Avec r_l la résistance stomatique de la végétation par unité d'indice foliaire. LAI_{eff} est l'indice foliaire effectif qui peut s'écrire $LAI_{eff} = 0,5LAI$ [Allen, 1989, Szeicz, 1969].

2.3 Les autres méthodes d'évaluation de l'ETP utilisées

Pour comparer et justifier nos résultats, il est très intéressant et pertinent de comparer SUEWS à d'autres méthodes, mais aussi aux résultats de Météo-France (la méthode de Météo-France est décrite en Annexe B.4 page 105). Pour pouvoir comparer nos résultats, nous devons donc définir deux pas de temps différents : le pas de temps journalier (utilisé par Météo-France et la plupart des formules d'évaluation de l'ETP) et le pas de temps horaire utilisé par HYDRUS et plus représentatif des effets climatiques ponctuels.

2.3.1 Pas de temps journalier

Comme nous l'avons évoqué, la plupart des méthodes d'évaluation du flux de chaleur latente utilisent un pas de temps journalier. C'est aussi le cas de la méthode de référence de Météo-France. Pour que nous puissions comparer nos deux méthodes, il est important d'avoir une base temporelle similaire.

Ainsi, pour passer d'une représentation horaire à un calcul journalier, nous effectuons un cumul journalier des valeurs horaires du flux d'évapotranspiration déterminées avec SUEWS.

Les modèles auxquels sera comparée la méthode SUEWS sont les suivants :

- **Météo-France** : utilisation d'une méthode de Penman-Monteith. Fonction de l'ensoleillement, de la température, la vitesse du vent, et de l'humidité relative. On calcule l'évapotranspiration de référence pour du gazon. (voir Annexe B.4)
- **FAO** : la FAO utilise une méthode de Penman-Monteith quasi-similaire à celle de Météo-France, à la différence d'expression de certains termes tels que les résistances au transfert de l'eau. L'évapotranspiration potentielle déterminée est valable pour un gazon.
- **Turc** : méthode par rayonnement. Fonction de l'ensoleillement et de la température. C'est une méthode très simple, qui donne des résultats satisfaisants pour certaines applications, comme le rappelle Tabara [Tabari, 2011].
- **Hargreaves** : Hargreaves est une méthode par rayonnement ne nécessitant uniquement une information sur la température (et le rayonnement solaire global quand il est disponible). C'est aussi le modèle utilisé par Hydrus, pour évaluer le flux d'évapotranspiration à partir de mesures climatiques.

2.3.2 Limite de validité des comparaisons

Comme nous l'avons déjà souligné, les comparaisons entre les deux modèles ne sont pas entièrement possibles.

Premièrement, avec le modèle SUEWS, nous étudions l'évapotranspiration du sedum. Ce n'est pas le cas de toutes les autres formules étudiées, qui utilisent le gazon comme surface de référence.

Pour l'étude de SUEWS sur les toitures végétalisées, nous avons utilisé des capteurs météorologiques présents sur les toitures du CETE. Pour l'évapotranspiration délivrée par Météo-France, les mesures sont une extrapolation de leurs données sur plusieurs stations (voir Annexe B.4). Pour les autres modèles, nous avons utilisé les données de la station Météo-France d'Essey-lès-Nancy. Ce choix a été fait pour que nous puissions comparer les résultats de ces modèles avec les résultats fournis par Météo-France, qui utilise la même végétation.

Il est important de rappeler que ces méthodes ont été développées ou sont appliquées pour calculer l'évapotranspiration d'un couvert de référence (du gazon). Dans notre modèle SUEWS, nous avons appliqué des coefficients propres au sedum (plantes présentes sur les toitures végétalisées). On peut déjà prédire un écart entre l'évapotranspiration évaluée avec SUEWS et les autres méthodes, du fait que le sedum transpire moins que l'herbe. Suite à des mesures effectuées au CETE Ile de France, il est donné à l'année un coefficient cultural moyen de $Kc = 0,7$. Une autre limite dépend directement des données d'entrée. Comme d'écrit dans l'annexe B.4, Météo-France utilise des données et les corrèle de façon inconnue entre plusieurs stations. Pour le modèle SUEWS nous avons utilisé des données relevées sur les toitures. Pour les valeurs de l'ETP de la FAO et de Dalton, nous avons utilisé le rayonnement solaire global théorique.

2.3.3 Pas de temps horaire

Pour le pas de temps horaire, nous n'avons malheureusement pas de base de comparaison. Mais on peut penser que si la formule est valable au pas de temps journalier, et que si la répartition horaire répond aux variables d'entrée, alors on peut estimer que le modèle a une certaine fidélité. Ainsi, notre critique horaire sera basée sur l'étude du flux d'évapotranspiration évalué, en fonction de la variation de différents paramètres d'entrée.

2.4 Sélections des périodes d'étude, résultats et commentaires

2.4.1 Critère de sélection des périodes d'étude

Pour valider le choix de l'utilisation du modèle SUEWS pour des mesures climatiques mobiles en milieu urbain, nous souhaitons le tester dans des conditions propices à l'évapotranspiration, ou dans des conditions où nous savons qu'il n'y a pas d'évapotranspiration.

Ainsi, on peut isoler deux cas :

- **Périodes propices à l'évapotranspiration**
 - Présence d'eau dans le substrat
 - Fort ensoleillement
 - Faible humidité relative, pas de pluie
 - Température et vitesse du vent suffisantePour laquelle ces conditions doivent être combinées.

- **Périodes non-propices à l'évapotranspiration**
 - Humidité relative très importante

- Ensoleillement inexistant
 - Faible vitesse du vent, faible température
- Pour laquelle ces conditions peuvent être indépendantes

La première étape de sélection des périodes d'application a été d'étudier les périodes ensoleillées et sans pluie. Ce sont des conditions climatiques nécessaires pour observer une évapotranspiration. Un autre critère était de sélectionner une période juste après un épisode pluvieux, on pouvait ainsi observer une évapotranspiration réelle, car on se plaçait dans des conditions idéales d'alimentation en eau. Pour ce faire, nous avons établi des graphiques mensuels donnant une information journalière sur l'ensoleillement et les précipitations. Ces graphiques sont disponibles en annexe C.1.

Une fois cette étape de pré-sélection passée, nous avons analysé plus particulièrement chacune des périodes pour sélectionner les trois plus pertinentes. Nous nous sommes ainsi intéressés à la météorologie de la période, aux données que nous possédions et à certaines hypothèses sur l'évapotranspiration durant la période.

2.4.2 Commentaires sur les périodes d'étude et exploitation des résultats

2.4.2.1 Période d'étude n°1 : Août 2011

2.4.2.1.a Choix de la période d'étude

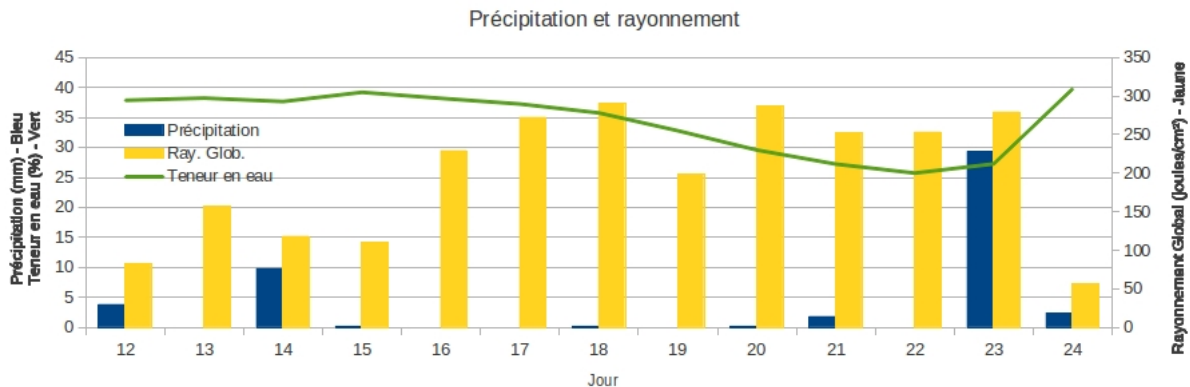


FIGURE 2.3 – Étude de la pluviométrie et de l'ensoleillement pour la période d'août 2011, dans le but de sélectionner une période sèche et ensoleillée.

L'analyse de la figure 2.3 montre une décroissance de la teneur en eau du substrat, pendant la période d'août. Il est intéressant d'étudier cette période, pour laquelle la diminution de teneur en eau du substrat pourrait être directement liée à l'évapotranspiration.

Durant cette période, les précipitations sont inexistantes ou faibles et le rayonnement est important (voir figure 2.3). Il y a quelques nuages dans le ciel (entre 2/8 et 4/8 octas). Les températures varient entre 20 et 30°C et l'humidité relative permet de l'évapotranspiration. La vitesse du vent atteint une moyenne de 10 à 20km/h.

Variation des paramètres climatiques sur une période d'étude

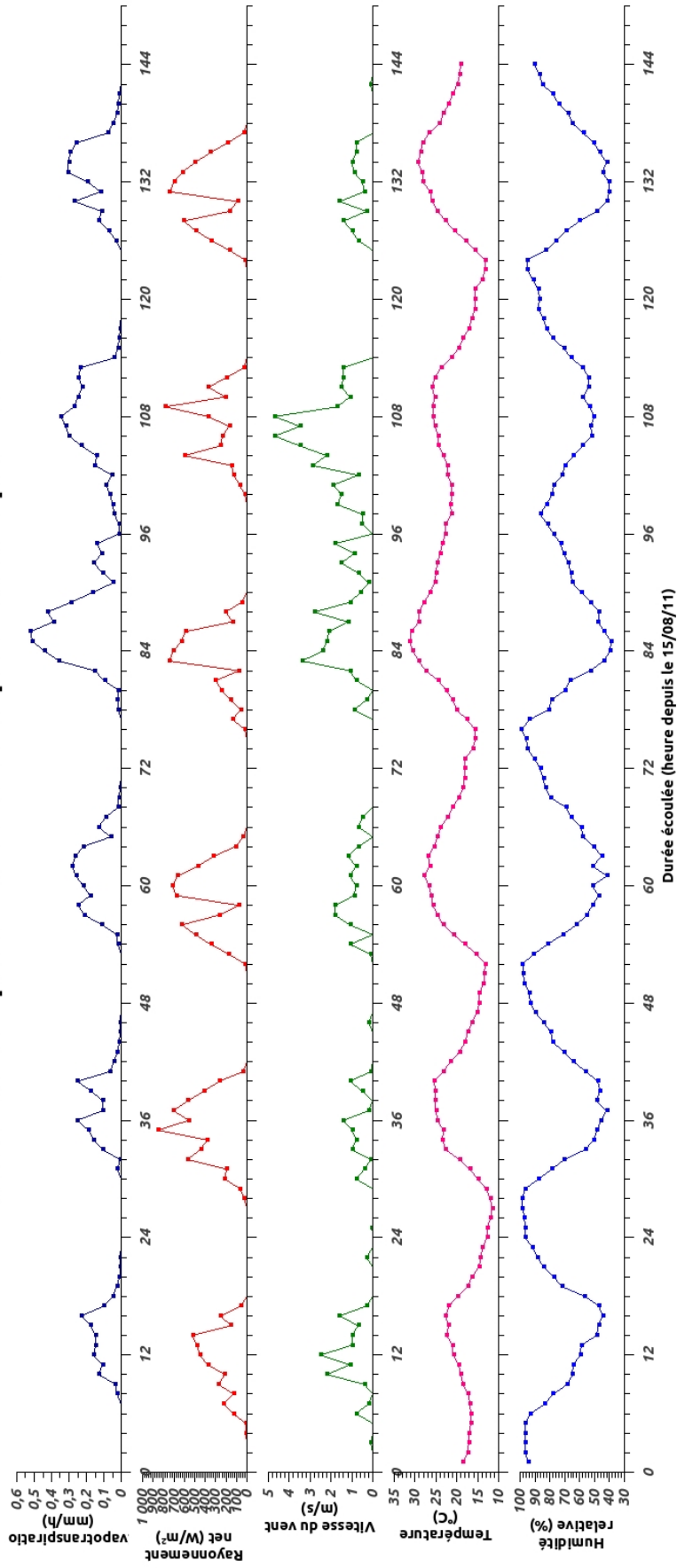


FIGURE 2.4 – Étude de la variation de l'évapotranspiration horaire déterminée avec SUEWS en fonction des différents paramètres d'entrée (Rayonnement solaire, Vitesse du vent, Température, Humidité relative). La période d'étude débute le 14 août 2011.

2.4.2.1.b Résultats et discussion

Durant la période d'août 2011 (voir 2.4), nous évaporons une quantité importante d'eau. Nous pouvons aussi observer la dépendance du modèle à chaque paramètre. Il est difficile de séparer l'analyse pour chaque variable d'entrée, car elles sont pour la plupart liées entre elles. Lorsque le rayonnement solaire net est nul, l'évapotranspiration l'est aussi. Mais on remarque aussi qu'à ces périodes, la température diminue et l'air est très chargée en eau. Le maximum journalier est atteint lorsque la température est maximale et l'humidité relative au plus faible. Cela correspond aussi à une valeur très grande du rayonnement net.

Au quatrième jour (entre 72h et 96h), l'évapotranspiration est maximale sur la période, même si l'amplitude du rayonnement solaire semble être similaire aux autres jours. Par contre, en regardant les autres variables, on remarque que la vitesse du vent est élevée (on chasse l'air saturé près de la surface plus efficacement), la température est plus élevée et l'humidité relative est plus faible. Durant la nuit, on observe aussi de l'évapotranspiration. Celle-ci est due en partie à la chaleur stockée, mais aussi à la température qui ne baisse pas beaucoup et à une vitesse de vent nocturne non négligeable.

Grâce à la figure 2.4, nous pouvons voir que l'évapotranspiration évaluée avec le modèle SUEWS est corrélée de façon pertinente avec les variables météorologiques d'entrée.

2.4.2.1.c Comparaison de plusieurs modèles

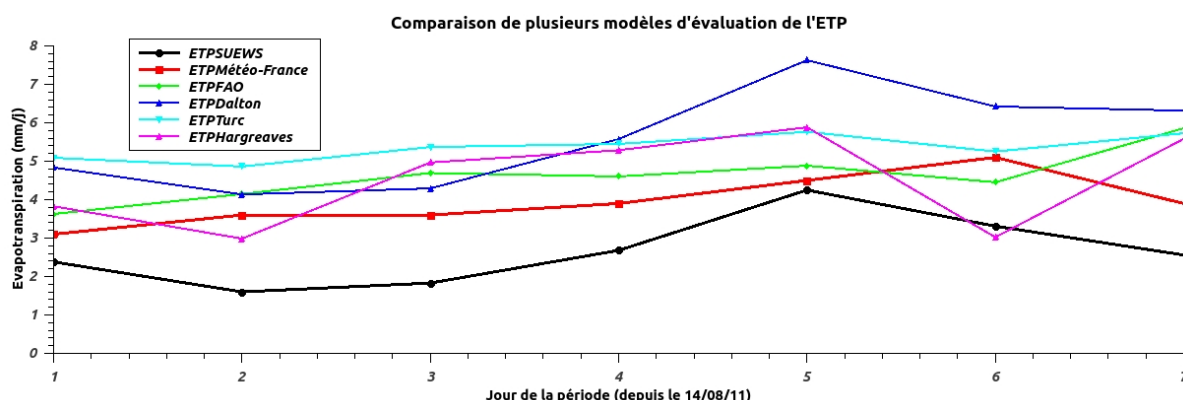


FIGURE 2.5 – Comparaison de l'évapotranspiration journalière évaluée entre HYDRUS et la méthode SUEWS, pour le mois d'août 2011.

Sur la figure 2.5, SUEWS donne une évapotranspiration plus faible que celle fournie par Météo-France. Cela peut être expliqué par le fait qu'on utilise les coefficients propres au sedum pour SUEWS. Ces résistances sont plus importantes pour le sedum que pour le gazon.

SUEWS décrit mieux les phénomènes météorologiques ponctuels, car on calcule l'évapotranspiration pour chaque heure. On peut donc aussi penser que cette méthode est plus proche de la réalité que celle de Météo-France et des autres modèles.

La méthode SUEWS semble être proche des autres modèles. La différence de source des données climatiques d'entrée peut expliquer les différences d'allure entre SUEWS et Météo-France. La formule de Dalton varie de façon similaire à SUEWS, avec un facteur égal à 2 entre les deux courbes.

La méthode de Hargreaves évalue l'ETP en utilisant uniquement la température, on remarque que les variations d'une journée à l'autre sont très importantes. Il n'est donc pas réellement possible d'utiliser cette méthode, car elle décrit mal les phénomènes journaliers.

La méthode de Météo-France est relativement proche de la méthode de la FAO, ce qui s'explique par une similitude des formules, à l'exception de l'expression du rayonnement et des résistances aérodynamiques et stomatiques.

Durant cette période, une diminution de la teneur en eau dans le substrat a pu être observée. L'évapotranspiration évaluée par SUEWS peut expliquer la diminution de l'eau dans le substrat.

2.4.2.2 Période d'étude n°2 : Novembre 2011

2.4.2.2.a Choix de la période d'étude

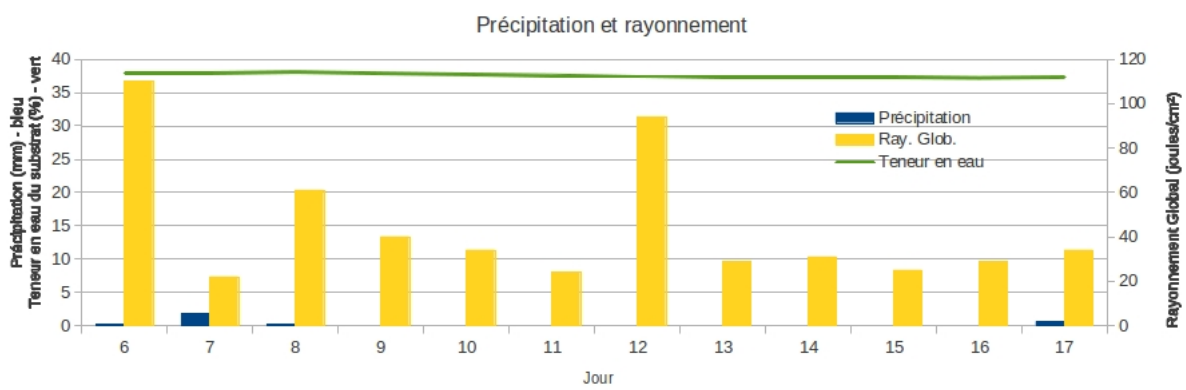


FIGURE 2.6 – Étude de la pluviométrie et de l'ensoleillement pour la période de novembre 2011, dans le but de sélectionner une période sèche et ensoleillée.

Pendant la période de novembre 2011 (figure 2.6), on observe que la teneur en eau dans le substrat ne varie pas ou très faiblement. Si tous les autres termes du bilan hydrique sont constants (pas de perte d'eau et aucun apport), on pourrait penser qu'il n'y a pas (ou peu) d'évapotranspiration. Il convient donc de vérifier cette hypothèse, en étudiant cette période.

Durant cette période, les précipitations sont inexistantes et le rayonnement est très faible (voir figure 2.6). Le brouillard est très présent, sinon beaucoup de nuages couvrent le ciel (7/8 octas). L'humidité relative est très importante, laissant peu de possibilités à l'eau de s'évaporer.

2.4.2.2.b Résultats et discussion

Durant toute la période (voir figure 2.7), le flux d'évapotranspiration est relativement faible, voire négligeable.

Même dans le cas du troisième jour (entre 48h et 72h), nous observons une évapotranspiration faible, malgré un fort ensoleillement. Le manque de vent et l'importante valeur de l'humidité relative expliquent cette faible valeur, car l'air est saturé en eau.

Variation des paramètres climatiques sur une période d'étude

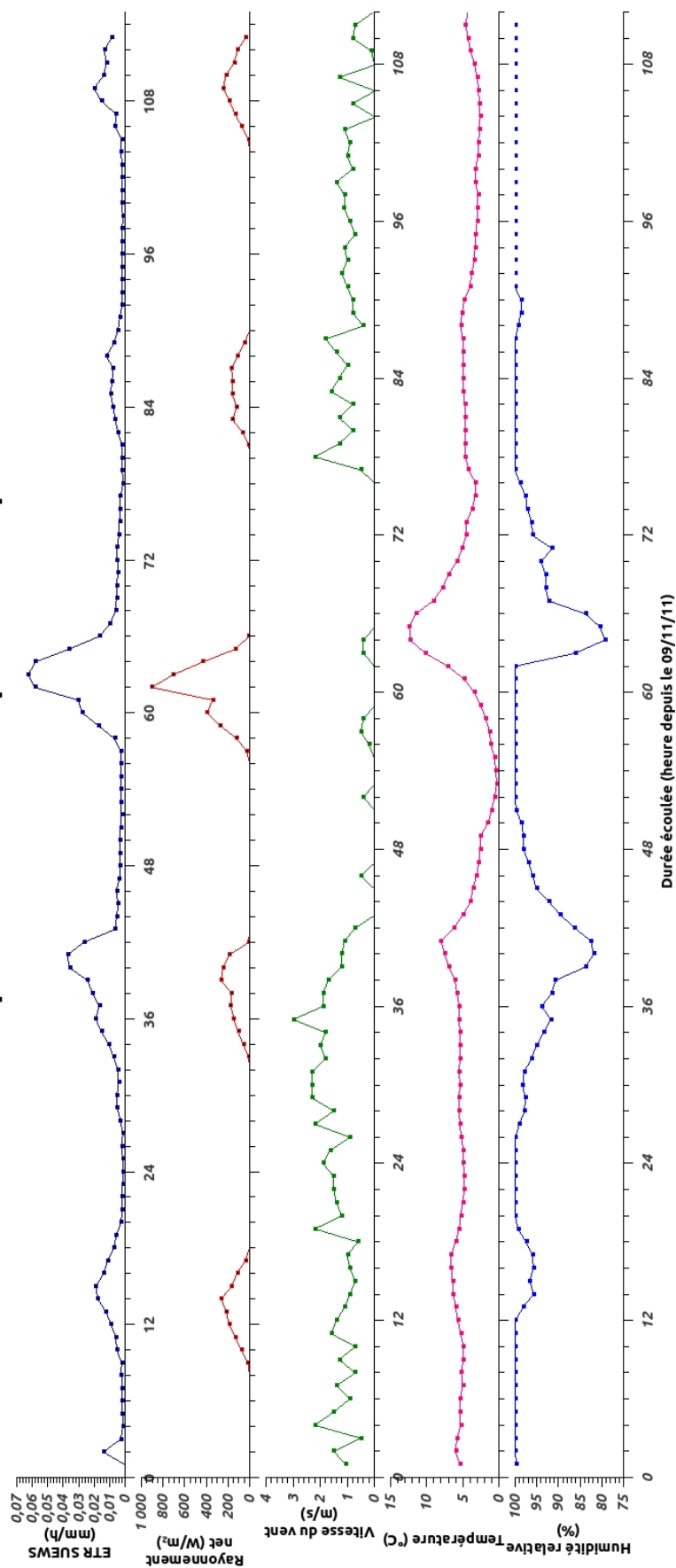


FIGURE 2.7 – Étude de la variation de l'évapotranspiration horaire déterminée avec SUEWS en fonction des différents paramètres d'entrée (Rayonnement solaire, Vitesse du vent, Température, Humidité relative). La période d'étude débute le 10 novembre 2011.

Dans le substrat, la teneur en eau n'avait pas évoluée durant cette période. Nos résultats peuvent expliquer ceci par l'absence d'évapotranspiration durant cette période. Cela confirme donc les valeurs évaluées par SUEWS, pour des conditions hivernales et défavorables à l'évapotranspiration.

2.4.2.2.c Comparaison de plusieurs modèles

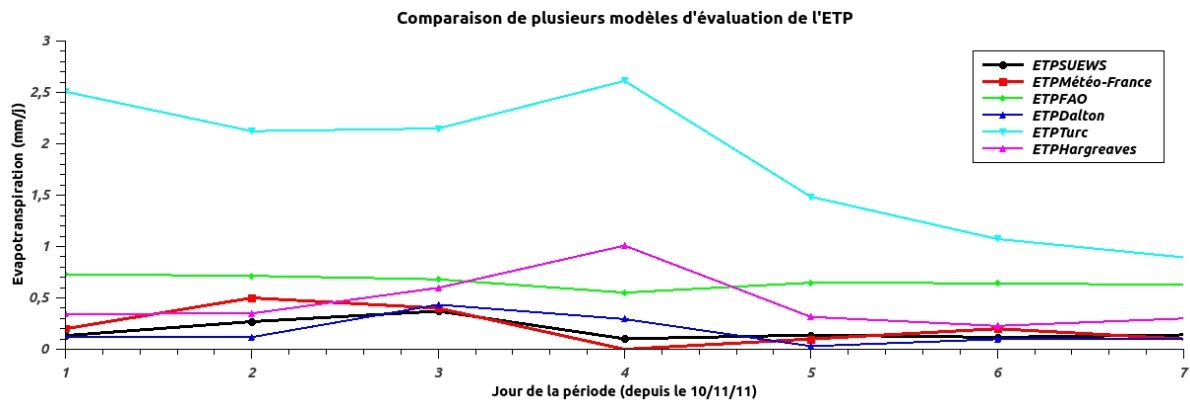


FIGURE 2.8 – Comparaison de l'évapotranspiration journalière évaluée entre HYDRUS et la méthode SUEWS, pour le mois de novembre 2011.

Au pas de temps horaire (figure 2.8), l'évapotranspiration évaluée avec la méthode de Turc est fortement sur-estimée. La formule de la FAO donne aussi des résultats légèrement supérieurs aux autres formules.

La formule de Hargreaves, se base sur l'amplitude maximale de température. Ainsi, lors du quatrième jour de l'étude, on surestime l'évapotranspiration, car il y a une grande variation de température durant la journée. Nous pouvons de nouveau observer une limite du modèle de Hargreaves.

SUEWS est proche de la formule de Météo-France et de la méthode de Dalton. Leur faible valeur est en accord avec la météorologie de la période, ne permettant pas (ou peu) l'évapotranspiration.

2.4.2.3 Période d'étude n°3 : 1-7 avril 2013

2.4.2.3.a Choix de la période d'étude

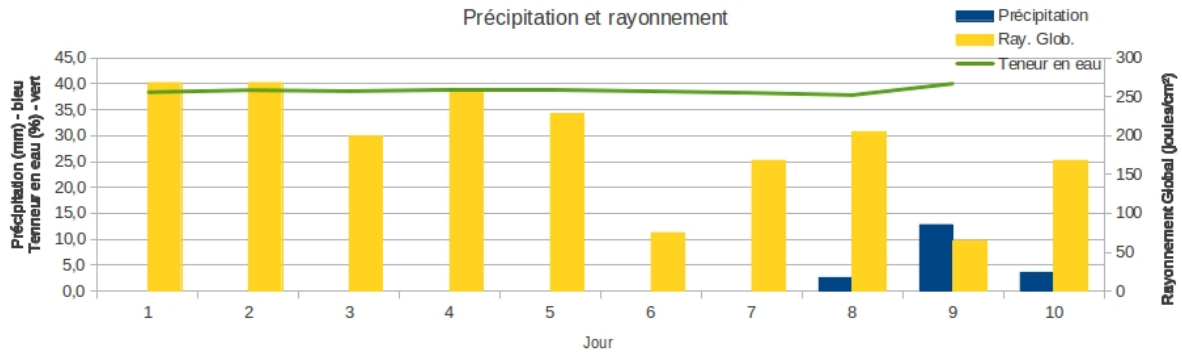


FIGURE 2.9 – Étude de la pluviométrie et de l'ensoleillement pour la période d'avril 2013, dans le but de sélectionner une période sèche et ensoleillée.

Le début du mois d'avril 2013 (figure 2.9) constitue une période d'étude intéressante. En effet, les pluies de fin mars ont permis à la toiture d'être chargée en eau. Nous pouvons donc théoriquement observer une évapotranspiration les jours suivants, selon les conditions climatiques. Sur cette période, nous possédons des données météorologiques très précises, car une instrumentation a été installée sur les toitures.

Comme nous pouvons l'observer sur la figure 2.9, la teneur en eau du substrat ne diminue pas beaucoup. Cette période est donc intéressante à étudier afin d'expliquer pourquoi il n'y a quasiment pas de variation d'eau dans le substrat.

Durant cette période, les précipitations sont inexistantes et le rayonnement est important (voir figure 2.9). Il y a peu nuages dans le ciel (2/8 octas). Les températures sont faibles ou négatives (en moyenne 6°C) et l'humidité relative permet de l'évapotranspiration.

2.4.2.3.b Résultats et commentaires

Comme nous avons pu le constater pour août 2011, l'évapotranspiration au mois d'avril 2013 (voir figure 2.10) est corrélée aux différents paramètres météorologiques. Le maximum d'évapotranspiration est obtenu au maximum de température, au minimum d'humidité relative et lorsque le rayonnement est encore important.

Ainsi plus la température est grande et l'humidité relative faible (4^{me} et 7^{me} jours), plus l'évapotranspiration est importante.

Au sixième jour, l'humidité relative est quasi constante, comme la température. L'évapotranspiration varie donc très peu. La légère variation de l'ETP durant cette période est corrélée au rayonnement.

Pour cette période, nous avons aussi comparé SUEWS appliqué sur du sedum et sur du gazon (en changeant la valeur des coefficients des résistances au transfère de l'eau). Comme il avait été observé au laboratoire, le sedum transpire moins que le gazon.

Variation des paramètres climatiques sur une période d'étude

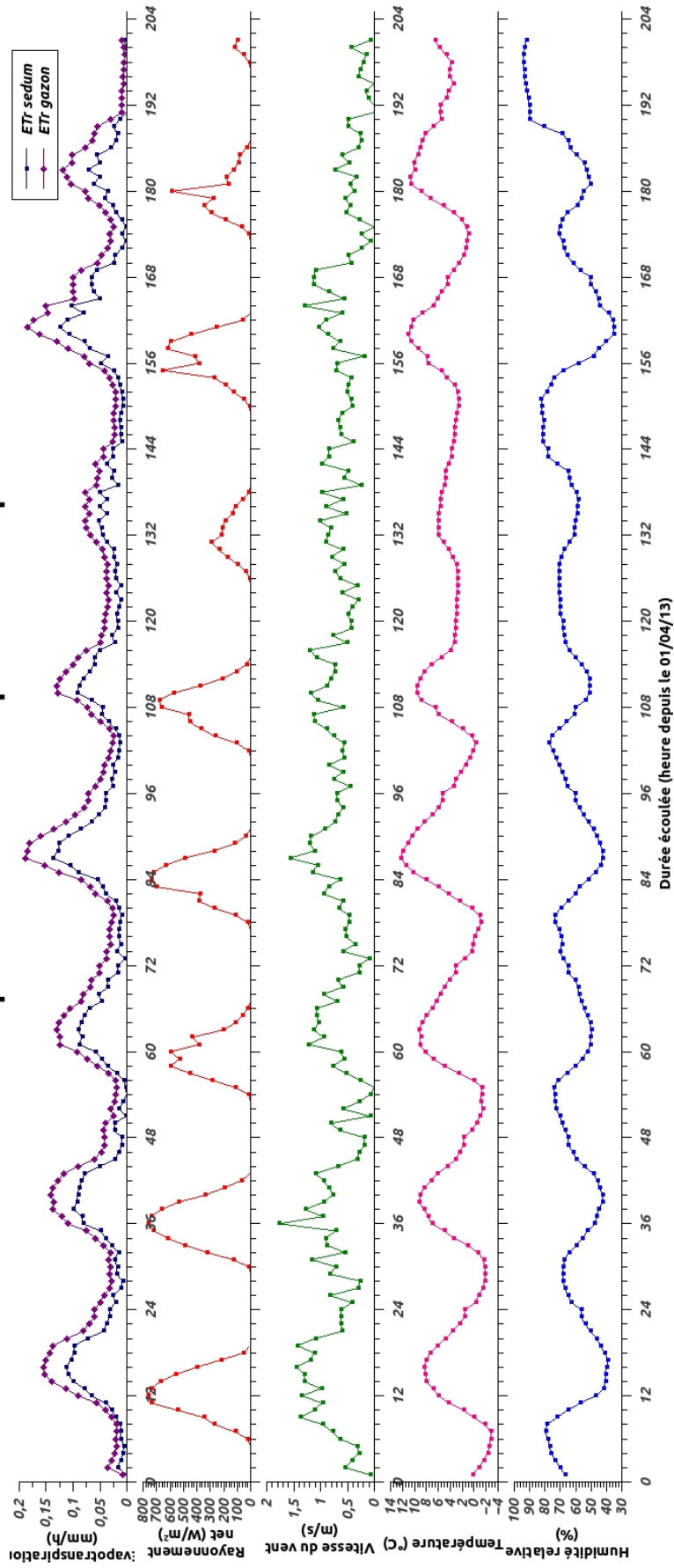


FIGURE 2.10 – Étude de la variation de l'évapotranspiration horaire déterminée avec SUEWS en fonction des différents paramètres d'entrée (Rayonnement solaire, Vitesse du vent, Température, Humidité relative). La période d'étude débute le 1 avril 2013.

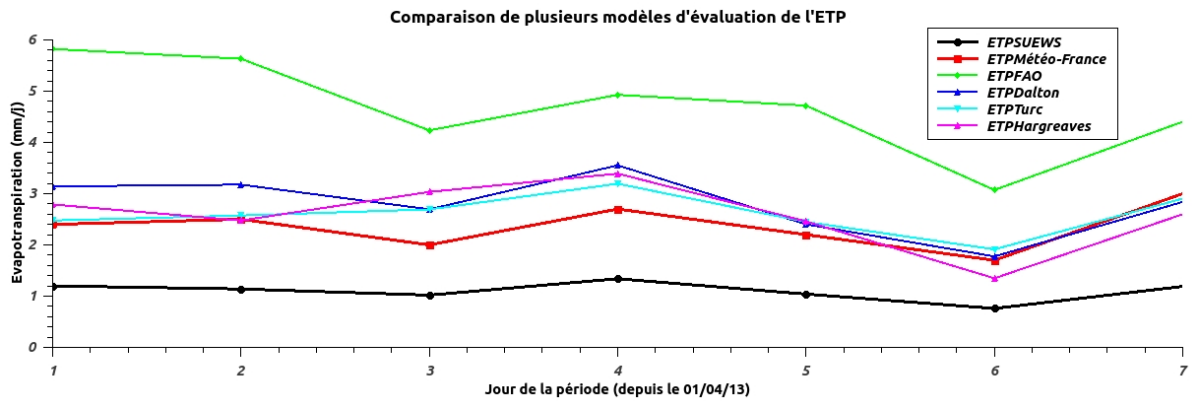


FIGURE 2.11 – Comparaison de l'évapotranspiration journalière évaluée entre HYDRUS et la méthode SUEWS, pour le mois d'avril 2013.

Nous avons pu remarquer l'absence de variation de la teneur en eau du substrat. Cependant, nous évacuons de l'eau par évapotranspiration durant cette période. Nous pouvons donc formuler plusieurs hypothèses pour justifier l'absence de variation :

- L'évapotranspiration est trop faible pour que cela influence la teneur en eau.
- La rosée du matin apporte de l'eau à la toiture (condensation d'eau sur les plantes) .
- Le capteur de mesure est trop profond pour observer les effets de l'évapotranspiration. En effet, la teneur en eau de la toiture varie selon la hauteur de l'observation.
- Remontée d'eau stockée dans les billes d'argile (placées sous le substrats) par évaporation ou capillarité.
- Surestimation de l'évapotranspiration avec le modèle SUEWS.

2.4.2.3.c Comparaison de plusieurs modèles

Pour la période d'avril, l'ETP déterminée par la FAO est surestimée par rapport aux autres méthodes. La plupart des formules journalières fournissent des valeurs d'ETP similaires pour cette période.

SUEWS suit la tendance de ces courbes, même si ses valeurs sont inférieures. On peut expliquer ces différences de grandeur par le fait que nous n'utilisons pas les mêmes valeurs d'entrée, des coefficients différents (propres au sedum), ainsi qu'un cumul des valeurs horaires (meilleure description des phénomènes ponctuels).

2.4.2.3.d Comparaison de SUEWS au modèle de Météo-France

Pour la période d'avril, nous avons comparé le modèle SUEWS à l'évapotranspiration évaluée par Météo-France. Nous avons tracé sur la figure 2.12, l'ETP déterminée par Météo-France, ainsi que celles déterminées par SUEWS pour du sedum et pour du gazon.

Comme nous l'avons déjà remarqué, le sedum transpire moins que le gazon. En comparant l'ETP évaluée par SUEWS appliqué au gazon à l'ETP fournie par Météo-France, nous remarquons que SUEWS donne un résultat moins important que Météo-France. Plusieurs raisons peuvent être évoquées :

- SUEWS sous-estime l'évapotranspiration
- Météo-France surestime l'évapotranspiration

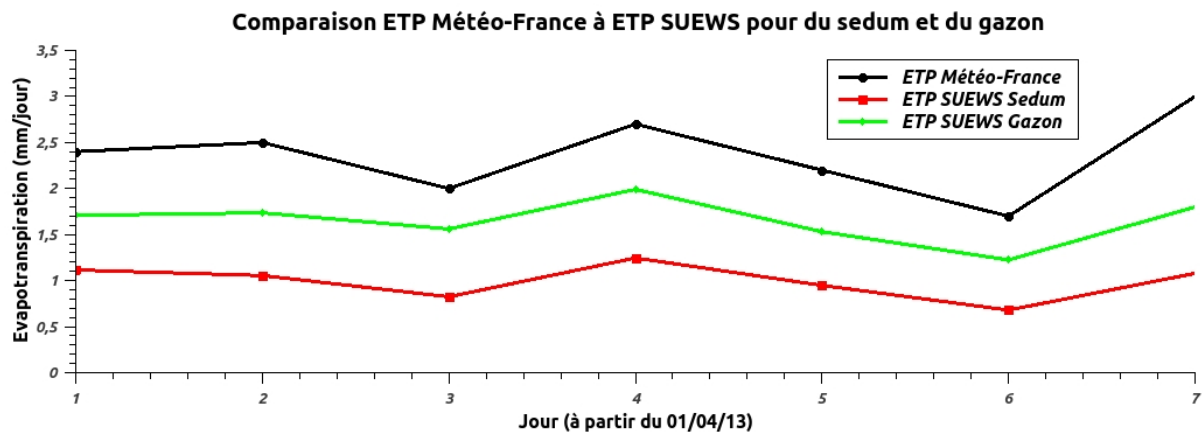


FIGURE 2.12 – Comparaison de l'évapotranspiration journalière évaluée entre HYDRUS et la méthode SUEWS, pour le mois d'avril 2013.

- Les données climatiques utilisées dans les formules sont différentes. Il est impossible de connaître les données utilisées par Météo-France, car ils effectuent un traitement de leur mesure sur une grande échelle surfacique.
- Météo-France néglige le flux de chaleur stockée dans le sol, ce qui n'est pas le cas de SUEWS

Avec cette comparaison, nous constatons que le modèle SUEWS peut-être limité. En effet, n'ayant pas de valeur exacte de comparaison, nous ne pouvons pas afficher si la valeur que nous déterminons est correcte. De plus, le modèle est sensible aux variables d'entrée (voir Annexe D section D.3), ce qui nécessite une précaution dans la réalisation des mesures.

2.5 Conclusion de l'application de SUEWS aux toitures végétalisées

Dans ce chapitre, nous avons appliqué le modèle SUEWS aux toitures végétalisées, en le modifiant afin de l'adapter à l'échelle de la toiture. Il était ainsi important d'exprimer certains termes à l'échelle du couvert végétal et non du quartier. Nous avons donc apporté des adaptations au modèle SUEWS pour notre application.

Nous avons pu constater que les tendances étaient fidèles à l'évapotranspiration déterminée par Météo-France. Il apparaît logique que le flux de chaleur latente déterminé par SUEWS soit inférieur à celui déterminé par météo-France, car les végétaux utilisés sont différents. De plus, nous n'utilisons pas les mêmes données d'entrée pour le modèle SUEWS que Météo-France. Il est aussi à noter que Météo-France surestime l'évapotranspiration en négligeant le flux de chaleur stockée, ce qui n'est pas le cas de SUEWS.

Dans des conditions hivernales, traduisant l'absence d'évapotranspiration, le modèle SUEWS répondait parfaitement aux attentes. Dans le cas du mois d'août, nous avons pu observer une évapotranspiration assez importante, pouvant traduire une diminution d'eau dans le substrat. Pour le mois d'avril 2013, nous avons pu observer une évapotranspiration d'environ $1,2\text{mm}/j$, sans que cela n'ait d'influence sur la teneur en eau du substrat.

L'application du modèle sur les toitures a été analysé sur chaque période en fonction des

paramètres climatiques d'entrée. Ces études nous ont montré que le modèle évaluait des tendances correctes de l'évapotranspiration en fonction des données climatiques relevées.

Nous avons aussi comparé le modèle SUEWS à d'autres formules de la littérature, afin de chercher une expression plus simple donnant des résultats satisfaisant sur les toitures. Au pas de temps journalier, la formule de Dalton, dont l'expression est très simple, suit les mêmes tendances que SUEWS, avec un facteur d'environ deux entre les deux modèles. Cela est à prendre avec des précautions, car nous avons fait notre étude que dans des cas idéals et maîtrisés. Et nous savons que la formule de Dalton néglige des paramètres climatiques importants.

L'application sur les toitures végétalisées ne nous permet pas de conclure que le modèle SUEWS donne une valeur exacte et fidèle de l'évapotranspiration. Cependant, le modèle SUEWS semble bien évaluer le flux d'évapotranspiration pour les toitures végétalisées, en fonction des données climatiques. Nous pouvons donc valider le choix de ce modèle, en l'adaptant, afin de l'appliquer pour des mesures mobiles en milieu urbain.

Chapitre 3

Méthodologie, mesures et résultats du modèle appliqué aux quartiers urbains

3.1 Enjeux de l'étude

L'évaluation du flux de chaleur latente en milieu urbain est rendue difficile par l'hétérogénéité des zones urbaines. Dans ce chapitre, l'évaluation de la quantité d'eau évapotranspirée dans différents quartiers urbains sera étudiée. La ville sera décrite en plusieurs zones climatiques locales (LCZ) et non par un maillage métrique. En utilisant ce découpage, nous émettons l'hypothèse que la ville peut-être décrite en plusieurs zones dont les motifs urbains sont identiques et dans laquelle les variables climatiques sont similaires.

Le premier enjeu de l'étude sera de vérifier si l'attribution d'une caractéristique météorologique et climatique à chaque LCZ sont possibles. La pertinence de la mesure mobile à travers la zone et l'utilisation de points de contrôle (voir 3.2.2 page 56) sera discutée.

Un second enjeu est d'observer la dissipation de la chaleur par évapotranspiration dans ces zones, en regardant l'occupation des sols. C'est pour cela qu'il est intéressant d'étudier trois LCZ différentes, traduisant une présence importante ou non de couvert végétal.

Un dernier enjeu est d'analyser les échelles spatiales d'application de la méthode, en discutant du niveau de représentativité de nos valeurs à plusieurs échelles.

3.2 Caractérisation des phénomènes climatiques en milieu urbain par la mesure

La complexité de réaliser des mesures correctes en ville rend difficile l'étude du climat urbain. Dans son *Initial Guidance To Obtain Representative Meteorological Observations At Urban Sites*, Oke [Oke, 2006] donne certains conseils à respecter afin d'avoir des mesures fidèles en milieu urbain. Il précise que l'établissement de règles rigides serait contre-productif. Il s'agit plutôt de proposer des approches adaptées au contexte urbain, modifiables dans chaque cas spécifique. Il est nécessaire d'obtenir des mesures fidèles pour appliquer le modèle SUEWS, comme le montre l'étude de sensibilité (voir Annexe D section D.3). Sans ces mesures climatiques correctes la valeur de l'évapotranspiration évaluée sera faussée.



FIGURE 3.1 – Photo du Thermoroute, avec description de l’instrumentation embarquée du véhicule.

3.2.1 L’approche des mesures

Oke [Oke, 2006] propose deux approches pour réaliser des mesures climatiques en zones urbaines :

- Se placer à un endroit de la zone climatique urbaine (UCL) entouré de moyennes ou conditions typiques pour le terrain urbain. Il doit cependant y avoir un mélange suffisant à l’échelle locale (humidité, température).
- Mettre les capteurs sur une tour haute, au-dessus de la hauteur maximum des bâtiments, pour obtenir des valeurs qu’on peut extrapoler vers le bas (vitesse du vent).

L’homogénéité morphologique et climatique dans une LCZ n’est pas toujours bonne [Leconte, 2011], il faut toujours éviter :

- Points humides ou régions sèches
- Les bâtiments ayant plus de la moitié de hauteur que la moyenne des autres bâtiments
- Les sources de chaleur

3.2.2 Les mesures mobiles par Thermoroute

Le thermoroute est un véhicule instrumenté permettant de mesurer un ensemble de variables micrométéorologiques, selon des trajets géoréférencés. L’intérêt du thermoroute est de pouvoir réaliser des mesures rapides à échelle microclimatique et cela moindre coût. Cependant, l’appareillage ne permet la réalisation mesures sur le long terme, en se limitant uniquement à quelques heures. En utilisant le thermoroute, il est difficile de respecter les conseils donnés par Oke [Oke, 2006].

Les capteurs présents sur le thermoroute sont :

- Température de surface (Keller PS12-AF1)
- **Température de l’air (Sensirion SHT15)**
- **Humidité relative (Sensirion SHT15)**
- **Vitesse et direction du vent (Anémomètre 3D)**
- **Rayonnement solaire global incident (Pyranomètre)**
- Rayonnement infrarouge descendant (2 Pyrgéomètres)
- Concentration en CO_2 , CO , CO_V , NO_2 , O_3

- Information qualitative (1 caméra et 2 caméras IR)
- Géolocalisation (système GPS, codeur incrémental)

Validité des mesures par Thermoroute

Le thermoroute mesure de nombreux paramètres climatiques en se déplaçant. Durant son parcours, le véhicule s'intègre dans la circulation, subissant ses règles et ses aléas.

A l'arrêt, certaines mesures ne sont pas correctes car certains capteurs dévient. Pour l'exploitation, nous supprimerons toutes les valeurs prises lorsque le véhicule a une vitesse inférieure à 15 km/h.

En conduite, la détermination de la vitesse du vent résulte de la différence entre la vitesse mesurée et la vitesse du véhicule : cette méthode est approximative. Enfin, le rayonnement solaire mesuré doit se faire horizontalement. Or les routes sont souvent inclinées, ce qui fait que notre mesure n'est pas toujours représentative du flux solaire réel.

Campagnes de mesures

L'utilisation des LCZ s'est avérée pertinente sur des précédentes campagnes (voir section 3.2.3 page 56) , tant pour l'étude des variabilités climatiques à la micro-échelle que pour l'évaluation de l'îlot de chaleur à l'échelle de la ville. La série de mesures étudiée effectue une boucle dans l'agglomération Nancéenne, traversant plusieurs LCZ différentes.

Les mesures se déroulent entre 15h et 17h, lorsqu'on atteint le maximum de température. Les séries étudiées sont celles du 8, 9 et 10 juillet 2013.

Les points de contrôle

Les points de contrôle consistent à trouver des sites de mesure optimums, pour représenter la LCZ, vis-à-vis des conditions suivantes [Stewart, 2011] :

- Point de contrôle d'une longueur de 50m à 100m.
- Environnement uniforme dans un rayon de 200m autour d'un point de contrôle (occupation des sol, humidité du sol, flux anthropique, morphologie des bâtiments et de la végétation).
- Point de contrôle situé à au moins 100m des frontières de la LCZ.
- Mise à l'écart des anomalies de surface à l'échelle microclimatique (place, fontaine, etc.).
- Points de contrôle sélectionnés dans des rues calmes et représentatives de la LCZ (à l'écart d'un trafic routier trop important).
- Mise à l'écart des intersections et des carrefours.
- Distance significative entre deux points de contrôle d'une même LCZ.

3.2.3 Zones climatiques locales étudiées

La ville de Nancy fait actuellement l'objet d'une classification LCZ, demandant à être validée d'un point de vue climatique. Le choix des zones est important pour l'application et l'étude du modèle, car elles permettront de voir l'applicabilité de SUEWS et d'en saisir certaines limites. L'étude de l'influence des zones sur le climat urbain sera aussi rendue possible par le choix des LCZ à traiter, en concluant par exemple sur présence de revêtements naturels.

3.2.3.1 Jarville

Jarville est un quartier résidentiel, qui peut être classifié comme LCZ "Open Lowrise" (voir Figure A.2 page 101). Les motifs surfaciques de cette zone sont homogènes (maisons avec jardins, séparées par des buissons). Ce quartier possède de nombreux espaces verts, tout en étant urbanisé. La répartition surfacique est donnée dans la table 3.1 page 56.



FIGURE 3.2 – Répartition des surfaces urbaines dans la LCZ de Jarville.

	Surface [m]	Surface [%]
LCZ Jarville	270326,78	100,00
Imperméable	47982,26	17,75
Bâtiments	58642,52	21,69
Perméable	112442,85	41,60
Feuillus	51259,15	18,96

TABLE 3.1 – Répartition surfacique pour la LCZ de Jarville

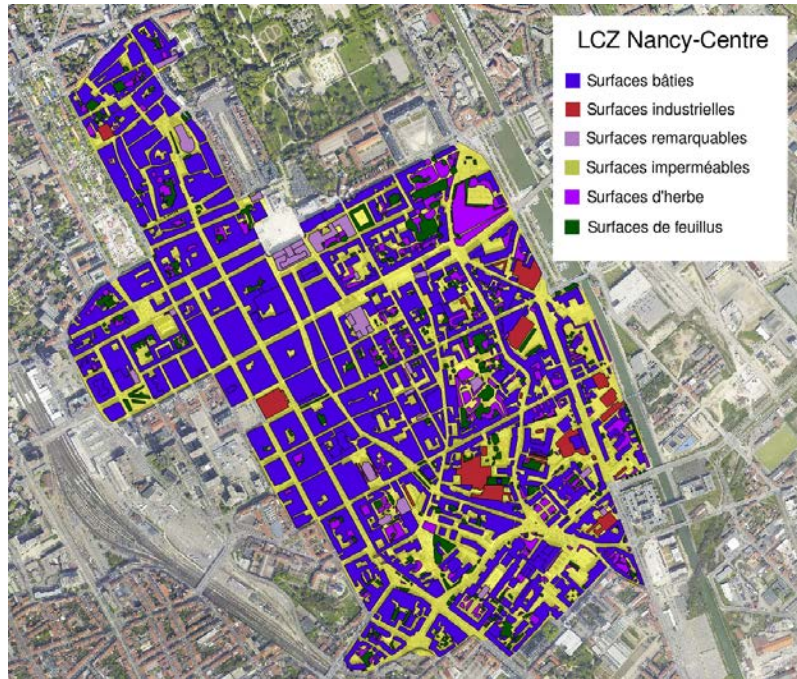


FIGURE 3.3 – Répartition des surfaces urbaines dans la LCZ du centre-ville de Nancy.

3.2.3.2 Centre-ville

Le centre-ville de Nancy est une LCZ type "Compact Midrise". (voir Figure A.2 page 101). Les motifs surfaciques de cette zone sont hétérogènes, avec la présence de grands bâtiments. Ce quartier possède très peu d'espaces verts, qui sont souvent encerclés de bâtiments. La répartition surfacique est donnée dans la table 3.2 page 57.

3.2.3.3 Cerville

Cerville est un village proche de Nancy. Une LCZ de type "Low Plants" à côté de ce village a été définie. Entièrement couverte de surfaces végétales, on fait l'hypothèse que la route n'existe pas et qu'il n'y a que de l'herbe sur cette zone.

	Surface [m]	Surface [%]
LCZ Centre	1417491,00	100,00
Bâtiments	630713,00	44,49
Industrielle	33079,00	2,33
Remarquable	25571,00	1,80
Imperméable	593078,59	41,84
Feuillus	63586,37	4,48
Herbes	70326,04	4,96

TABLE 3.2 – Répartition surfacique pour la LCZ centre-ville de Nancy.

3.3 Hypothèses pour l'évaluation du flux de chaleur latente avec SUEWS

3.3.1 Résistance aérodynamique

La résistance aérodynamique est donnée dans l'expression D.1. Pour son application en milieu urbain et à l'aide du Thermoroute, un problème dû à la hauteur de mesure apparaît. Pour mesurer la vitesse du vent, il faut se placer au-dessus de la hauteur de déplacement (qui correspond à un déplacement du profil logarithmique du vent). Le Thermoroute permet la mesure de la vitesse du vent Z_m à une hauteur de 2 m au dessus du sol, ce qui est situé en dessous de la hauteur de déplacement Z_d . Le terme $Z_m - Z_d$ est alors négatif, ce qui est problématique lors de l'application d'une fonction logarithme à cette différence.

Les mesures sont réalisées sur la route, l'hypothèse faite est que la rugosité se rapport à celle des ralentisseurs (type dos d'âne) et des trottoirs. Cette hypothèse semble acceptable dans la zone résidentielle de Jarville car l'espace séparant la route des éléments de rugosité est important. Cependant, elle est discutable pour le centre-ville de Nancy, dans lequel la vitesse du vent est très peu homogène à cause des éléments de rugosité.

3.3.2 Résistance de surface

La détermination précise de la résistance de surface, donnée par la formule D.19, est difficile à cause d'un manque de variable (déficit d'humidité spécifique Δq et déficit d'humidité dans le sol $\Delta\theta$). De plus, le modèle nécessite de nombreux paramètres relatifs aux plantes, qui ne sont pas connus.

Jarvi [Jarvi, 2011] a étudié la variabilité de ces paramètres selon les saisons et selon l'heure du jour (voir figure 3.4 page 60). Pour l'été et pendant la journée, $g(\Delta q)$ et $g(\Delta\theta)$ ne varient pas. La figure 3.5 page 61 montre que $g(\Delta q)$ ne varie pas pour des valeurs de $\Delta q \geq 3,36[g/kg]$, ce qui est souvent le cas en été.

Sur la plage de variation de $\Delta\theta$, $g(\Delta\theta)$ évolue relativement peu, restant proche de la valeur fournie par la figure 3.4. Pour cette étude, l'hypothèse faite est que $g(\Delta q) = 0,274$ et $g(\Delta\theta) = 0,35$.

Pour les autres paramètres du modèle de la résistance de surface, des valeurs issues de la bibliographie seront utilisées (voir tableau 3.3 page 60).

3.4 Résultats et discussion

3.4.1 Procédure de calcul

Pour évaluer le flux de chaleur latente dans les zones climatiques considérées, plusieurs possibilités d'étude apparaissent :

- (1) Calculer une valeur de Q_E en chaque point de mesure du Thermoroute, puis faire une moyenne de ces valeurs sur la zone.
- (2) Faire une moyenne de toutes les mesures climatiques, puis calculer une valeur de Q_E .

De plus, comme il a été dit dans la partie 3.2.2, les valeurs du rayonnement solaire et de la vitesse du vent mesurées sont incertaines. Afin d'observer l'influence de ces paramètres, le flux de chaleur latente sera calculé avec quatre autres hypothèses :

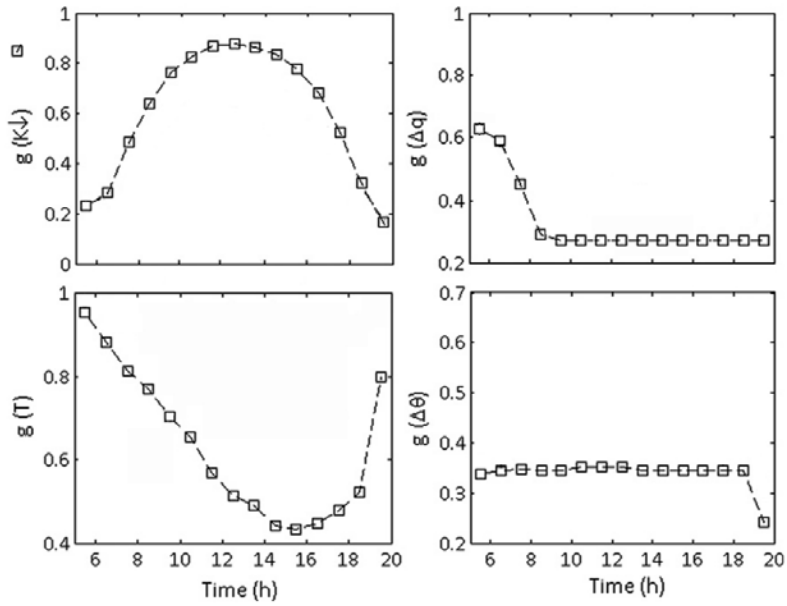


FIGURE 3.4 – Variation journalière moyenne des fonctions $g(\text{variable})$ dans le modèle de résistance de surface, pour l'été. [Jarvi, 2011]

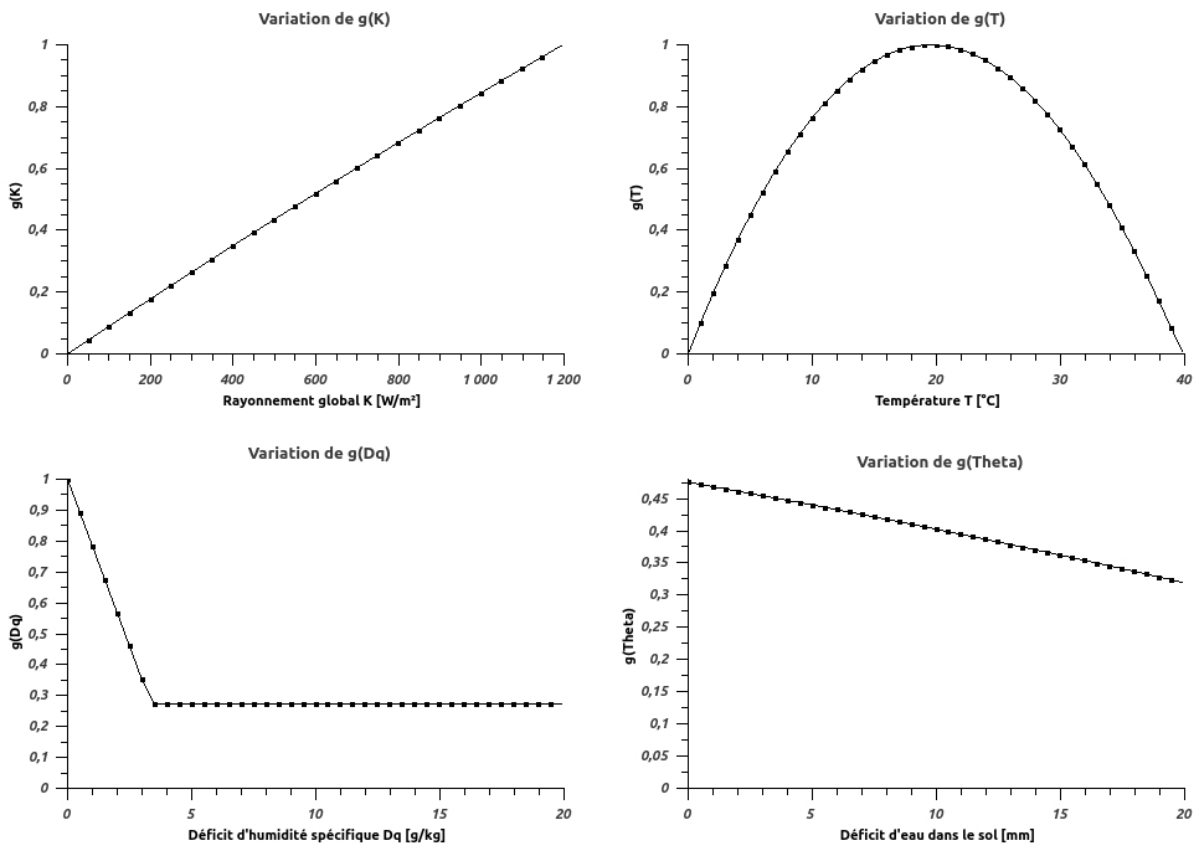


FIGURE 3.5 – variation des fonctions $g(\text{variable})$ du modèle de résistance de surface, sur leur plage de variation

Paramètre	Valeur	Paramètre	Valeur
G1	16,48 ⁽¹⁾	$LAI_{max-feuillus}$	5,5 ⁽²⁾
G2	566,1 ⁽¹⁾	$LAI_{max-conifre}$	5,1 ⁽²⁾
G5	11,07 ⁽¹⁾	$LAI_{max-gazon}$	5,9 ⁽²⁾
G6	0,018 ⁽¹⁾	$LAI_{min-feuillus}$	1 ⁽¹⁾
$gi_{max-feuillus}$	11,7 ⁽²⁾	$LAI_{min-conifre}$	4 ⁽¹⁾
$gi_{max-conifre}$	7,4 ⁽²⁾	$LAI_{min-gazon}$	1,6 ⁽³⁾
$gi_{max-gazon}$	33,1 ⁽²⁾	$K \downarrow_{max}$	1200 ⁽¹⁾
		T_L	40 ⁽¹⁾
		T_H	0 ⁽¹⁾

TABLE 3.3 – Paramètres du modèle de résistance de surface (Annexe D.19). ¹⁾ [Jarvi, 2011] , ⁽²⁾ [Breuer et al., 2003], ⁽³⁾ [Grimmond, 1988]

- (3) Calculer Q_E en chaque point de mesure du Thermoroute, en utilisant une valeur moyenne du rayonnement solaire déterminée avec les valeurs de $K \downarrow$ mesurées sur cette zone.
- (4) Calculer Q_E en chaque point de mesure du Thermoroute, en utilisant une valeur moyenne de la vitesse du vent déterminée avec les valeurs de u sur cette zone.
- (5) Calculer Q_E en chaque point de mesure du Thermoroute, en utilisant une valeur moyenne du rayonnement solaire déterminée avec les valeurs de $K \downarrow$ mesurées sur cette zone, ainsi qu’une valeur moyenne de la vitesse du vent déterminée avec les valeurs de u sur cette zone.
- (6) Calculer Q_E en chaque point de mesure du Thermoroute, en utilisant une valeur moyenne du rayonnement et de la vitesse du vent horaire en se basant sur les relevés météorologiques de Météo-France (station d’Essey-les-Nancy).

L’ensemble de ces différents cas d’études est repris de façon schématique dans le tableau 3.4 page 62.

Il faut bien prendre conscience que le calcul d’évapotranspiration en un point de mesure n’est pas représentatif du flux de chaleur latente en ce point, mais qu’il représente le flux de chaleur latente moyen de la LCZ, évaluée avec les mesures faites en ce point.

3.4.2 Application sur le quartier de Cerville

Cerville est une zone considérée comme recouverte d’herbe. C’est un site dégagé, qui n’est pas perturbé par la présence de bâtiments. Cependant, certains arbustes se trouvent sur le côté droit de la route (en se plaçant dans le véhicule lors de la mesure).

La figure 3.6 représente la variation du flux de chaleur latente sur la section du parcours que nous étudions. La première remarque concerne l’hypothèse faite sur cette zone. La surface recouverte par les végétaux varie selon la saison et les cultures. Considérer que cette zone est uniquement couverte d’herbe est une limite du calcul. Il faudrait introduire des paramètres propres à chaque culture et prendre en compte une variation saisonnière du couvert végétal (terres labourées, plantes en développement, plantations agricoles, pâturages, etc). Cela n’est

	Rayonnement	Vitesse du vent	Température	Humidité relative
(1)	Thermoroute	Thermoroute	Thermoroute	Thermoroute
(2)	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Moyenne
(3)	Moyenne	Thermoroute	Thermoroute	Thermoroute
(4)	Thermoroute	Moyenne	Thermoroute	Thermoroute
(5)	Moyenne	Moyenne	Thermoroute	Thermoroute
(6)	Météo-France	Météo-France	Thermoroute	Thermoroute

TABLE 3.4 – Différentes procédures de calcul du flux Q_E , définies dans la section 3.4.1 page 59. "Thermoroute" signifie que nous utilisons les variables mesurées en chaque point à l'aide du véhicule. "Moyenne" signifie que nous utilisons une moyenne de la variable en utilisant l'ensemble des mesures du Thermoroute faites sur cette zone. "Météo-France" signifie que nous utilisons les valeurs de la station Météo-France de Essey-les-Nancy

pas pris en compte par SUEWS, qui s'intéresse juste au milieu urbain et pas à la campagne.

La figure 3.8 montre que le rayonnement solaire varie peu sur cette portion du parcours. Les variations observées sont dues à l'horizontalité approximative du capteur. La vitesse du vent varie considérablement entre 0 m/s et 25 m/s. On remarque alors que les variations de Q_E sont corrélées aux faible vitesse du vent. En effet, quand la vitesse du vent est quasiment-nulle, le flux de chaleur latente diminue. Au-dessus de 5 m/s, les variations de u influent moins sur Q_E .

Le graphique 3.7 confirme le fait que le rayonnement n'est pas à l'origine des grandes variations du flux de chaleur latente dans cette zone. Lorsque la vitesse du vent est moyennée sur l'ensemble des mesures, ces variations sont lissées de Q_E .

Sur la zone de Cerville, les variations de la vitesse du vent sont dues à la présence d'arbustes au bord de la chaussée. Ces perturbations présentes au niveau des points de mesures ne sont pas représentatives de la zone, dans laquelle il y a peu d'éléments de rugosité.

Très localement, la prise en compte de ces variations est importante. Mais à l'échelle de la zone, les mesures ne sont pas représentatives. Il convient alors d'utiliser une valeur moyenne de la vitesse du vent pour le calcul à grande échelle.

Les figures 3.9, 3.10 et 3.11 nous montrent un écart important entre l'utilisation des valeurs du Thermoroute et celles de Météo-France. Cette différence est principalement due à la différence de valeur du rayonnement solaire mesuré par Météo-France et par le Thermoroute. Sur cette portion du parcours, la route n'est pas plate et le véhicule n'est pas à l'horizontal, les valeurs du rayonnement mesuré sont alors sous-estimées. Pour cette zone, il semble pertinent d'utiliser les valeurs de la station de Météo-France la plus proche, puisque nos mesures sont discutables. La présence de cumulus, dont l'ombre peut se projeter très localement perturbe l'étude. Des mesures climatiques ponctuelles ne sont donc pas forcément représentatives de l'étendue spatiale. La durée d'acquisition des mesures est aussi importante pour bien représenter les variables climatiques, comme par exemple le rayonnement.

3.4.3 Application sur le quartier de Jarville

La boucle de mesure de Jarville ne représente qu'une partie de la LCZ qui est morphologiquement homogène. La figure 3.12 montre une faible variation du flux de chaleur latente entre les

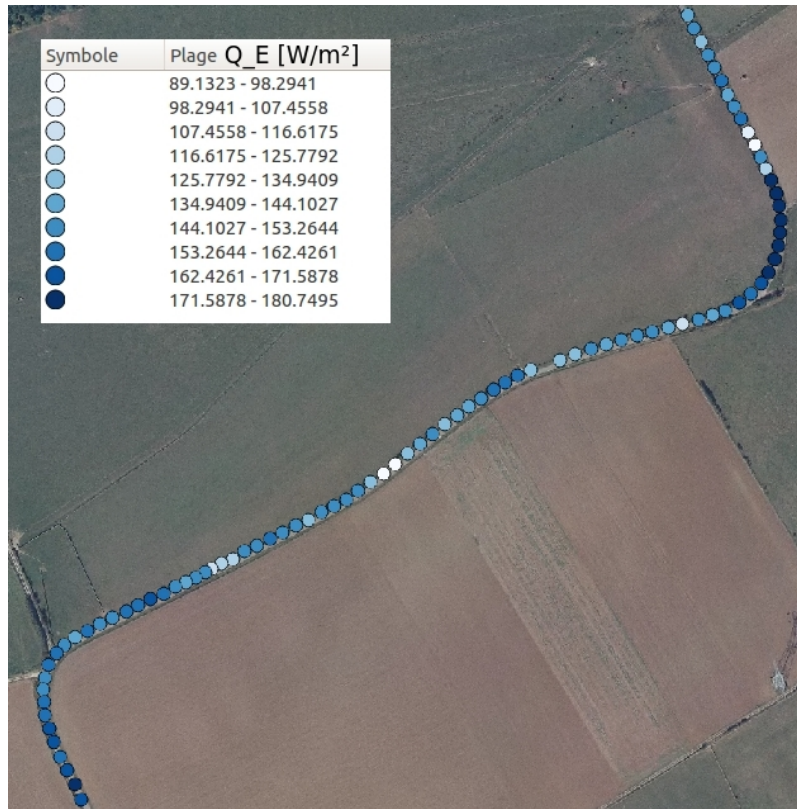


FIGURE 3.6 – Représentation visuelle de la variation de Q_E , selon les points de mesure (procédure (1)), sur une carte de la zone d'étude. Mesures du 08/07/13 à Cerville.

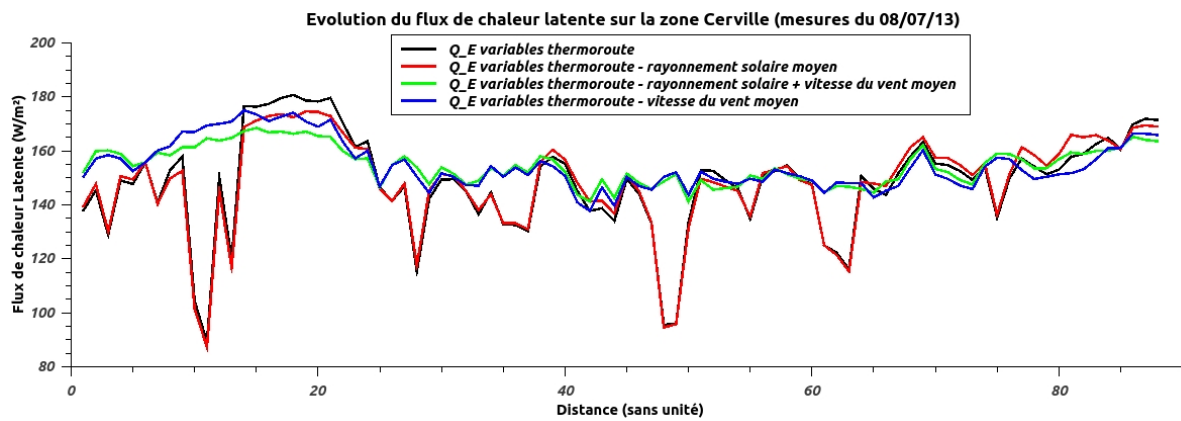


FIGURE 3.7 – Etude de la variation de Q_E selon les hypothèses (1), (3), (4) et (5) de la section 3.4.1, en fonction des points de mesure. Mesures du 08/07/13 à Cerville.

Variation du flux de chaleur latente en fonction des variables climatiques

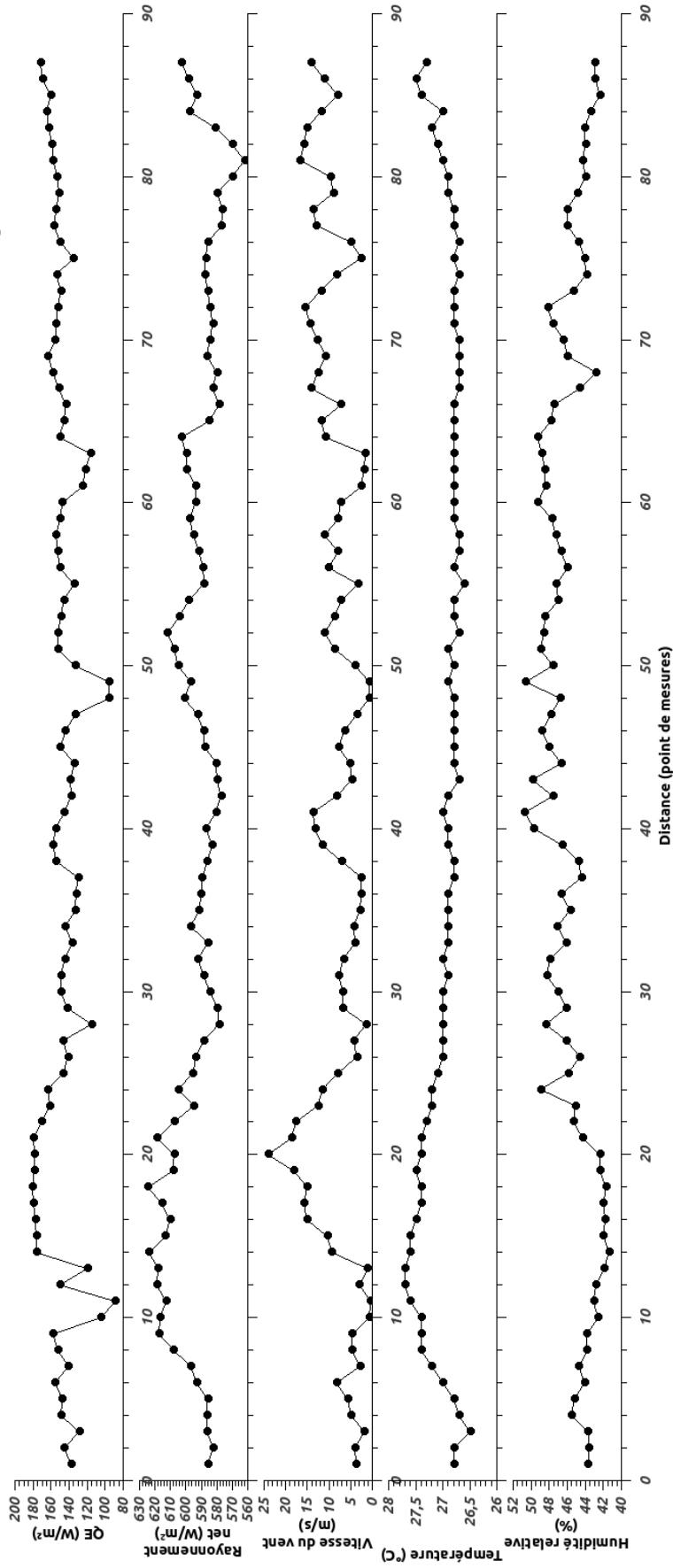


FIGURE 3.8 – Etude de la variation de Q_E en fonction des valeurs des paramètres climatiques à chaque point de mesure : Rayonnement solaire, Vitesse du vent, Température et Humidité relative. Mesures du 08/07/13 à Cerville.

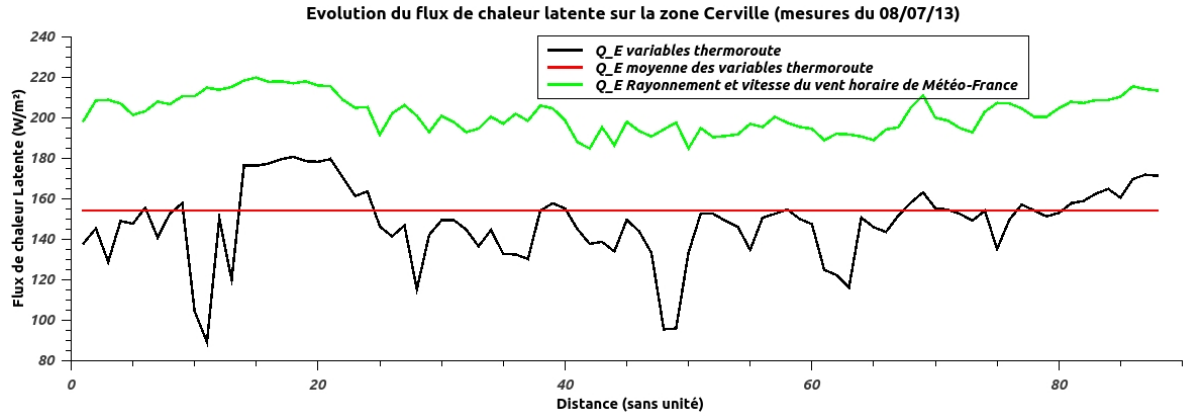


FIGURE 3.9 – Etude de la variation de Q_E selon les hypothèses (1), (2) et (6) de la section 3.4.1, en fonction des points de mesure. Mesures du 08/07/13 à Cerville.

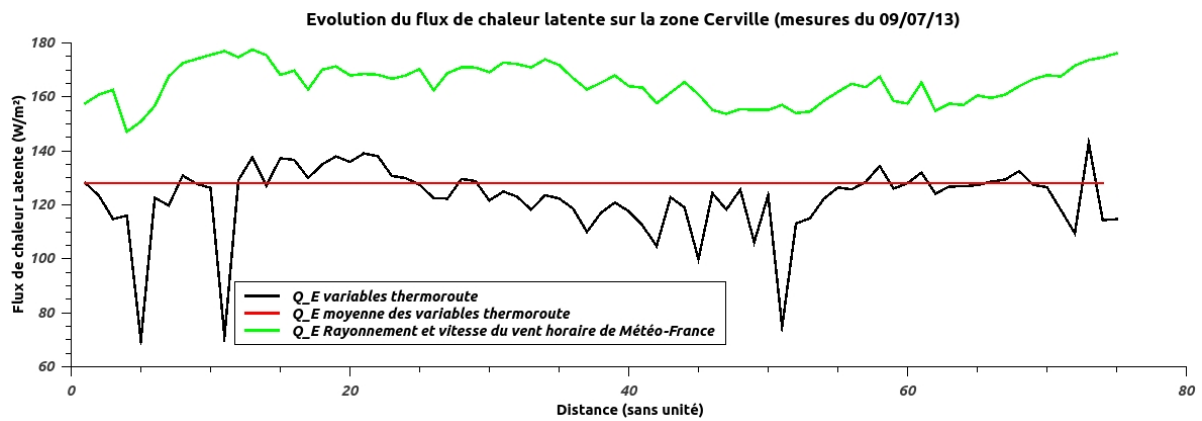


FIGURE 3.10 – Etude de la variation de Q_E selon les hypothèses (1), (2) et (6) de la section 3.4.1, en fonction des points de mesure. Mesures du 09/07/13 à Cerville.

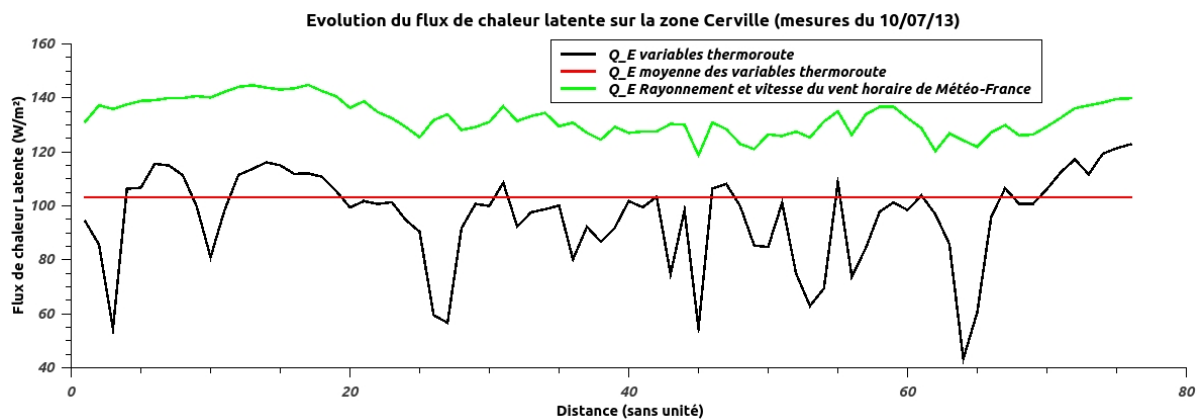


FIGURE 3.11 – Etude de la variation de Q_E selon les hypothèses (1), (2) et (6) de la section 3.4.1, en fonction des points de mesure. Mesures du 10/07/13 à Cerville.



FIGURE 3.12 – Représentation visuelle de la variation de Q_E , selon les points de mesure (procédure (1)), sur une carte de la zone d'étude. Mesures du 08/07/13 à Jarville.

points dans la zone. Q_E est cependant plus faible en quelques points, correspondant à des mesures pour lesquelles le rayonnement est plus faible. Cela est dû à la présence de l'ombre d'arbre sur le parcours.

La figure 3.13 prouve bien que les variations de Q_E sont liées aux variations du rayonnement solaire mesuré. L'ombre des arbres est donc un paramètre non négligeable, qu'il faut prendre en compte. En effet, là où il y a de l'ombre, le rayonnement reçu par la surface est moins important ; par conséquent, il y a moins d'énergie à dissiper par chaleur latente. Les zones d'ombre varient avec l'heure de la journée et la position du soleil. Le modèle devra donc être adapté à la position solaire.

Sur le graphique 3.14, le flux de chaleur latente est plutôt constant en dehors des variations dues à la présence d'arbres. La vitesse du vent est un paramètre peu influent dans le cas de Jarville. Cela était prévisible, car les points de mesures sont en site dégagé et la vitesse du vent peu perturbée par les bâtiments. En moyennant le rayonnement, les éléments d'ombre sont lissés et Q_E est sous-estimé lorsqu'il n'y a pas d'ombre. Pour pouvoir conclure sur cette procédure, il faudrait faire une étude, qui prend en compte l'ombre portée par les éléments de rugosité.

Utilisé une valeur moyenne de toutes les variables ou se baser le rayonnement et la vitesse du vent horaire fournis par Météo-France (Figures 3.15, 3.16, 3.17) donnent des ordre de grandeurs intéressants, même si les ombres ne sont pas prises en compte.

Il semble cependant que le rayonnement mesuré par Météo-France soit plus faible que celui mesuré à Jarville, ce qui induit des différences de maximum de Q_E .

Sur les figures 3.16 et 3.17, certains points de mesures donnent des résultats de Q_E faibles cela s'explique par la présence d'ombre de cumulus sur certaines zones de mesure. Sur une LCZ, il faut donc aussi prendre en compte les effets des ombres portées localement par des nuages. Si notre capteur est à l'ombre, on peut sous-estimer le flux de chaleur latente dans la LCZ, et dans le cas contraire on peut aussi le surestimer.

Variation du flux de chaleur latente en fonction des variables climatiques

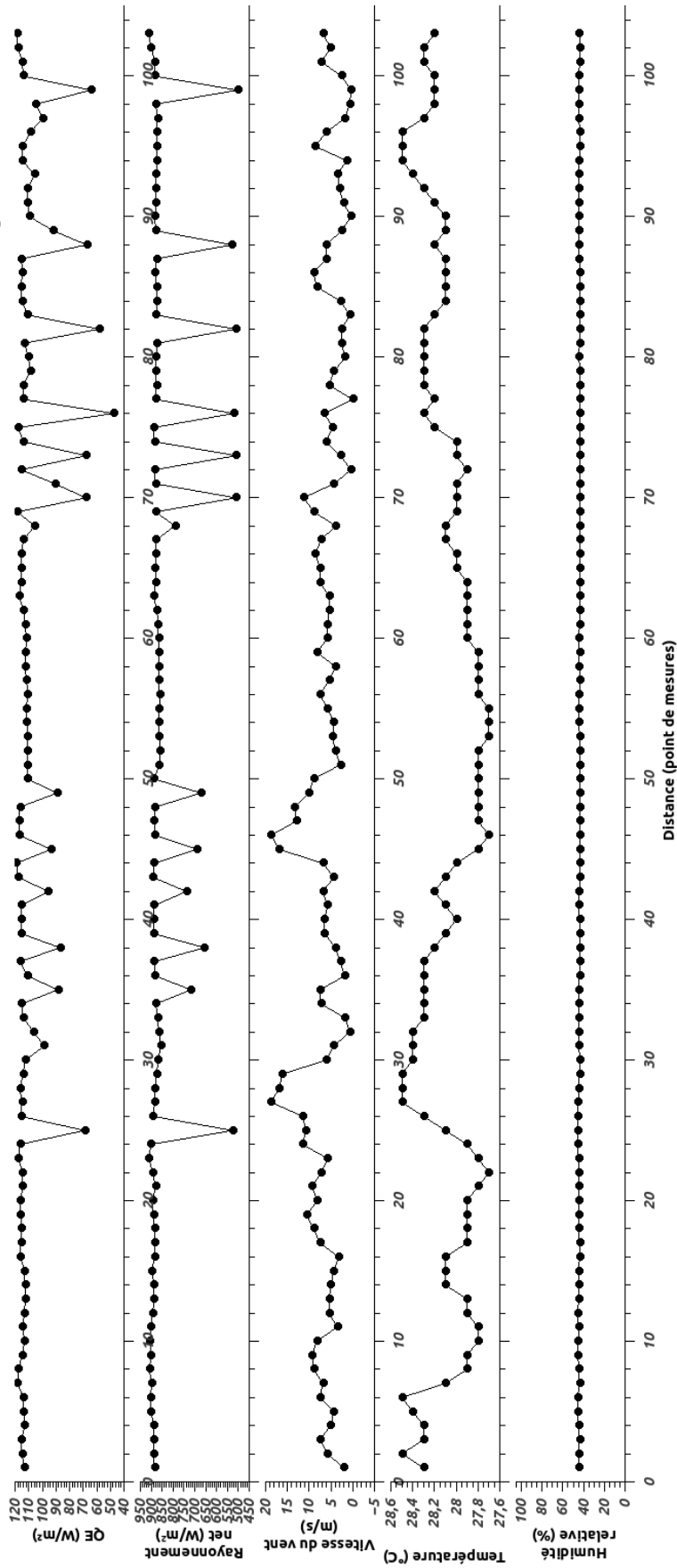


FIGURE 3.13 – Etude de la variation de Q_E en fonction des valeurs des paramètres climatiques à chaque point de mesure : Rayonnement solaire, Vitesse du vent, Température et Humidité relative. Mesures du 08/07/13 à Jarville.

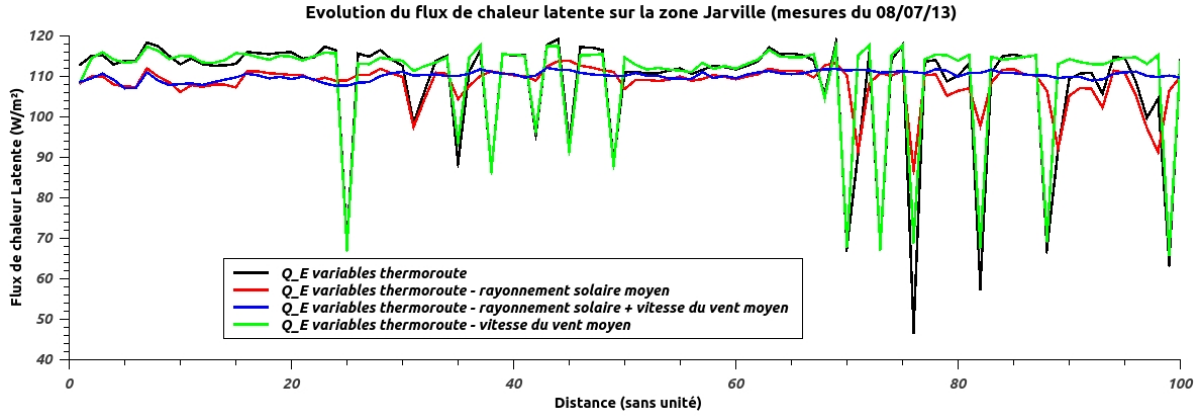


FIGURE 3.14 – Etude de la variation de Q_E selon les hypothèses (1), (3), (4) et (5) de la section 3.4.1, en fonction des points de mesure. Mesures du 08/07/13 à Jarville.

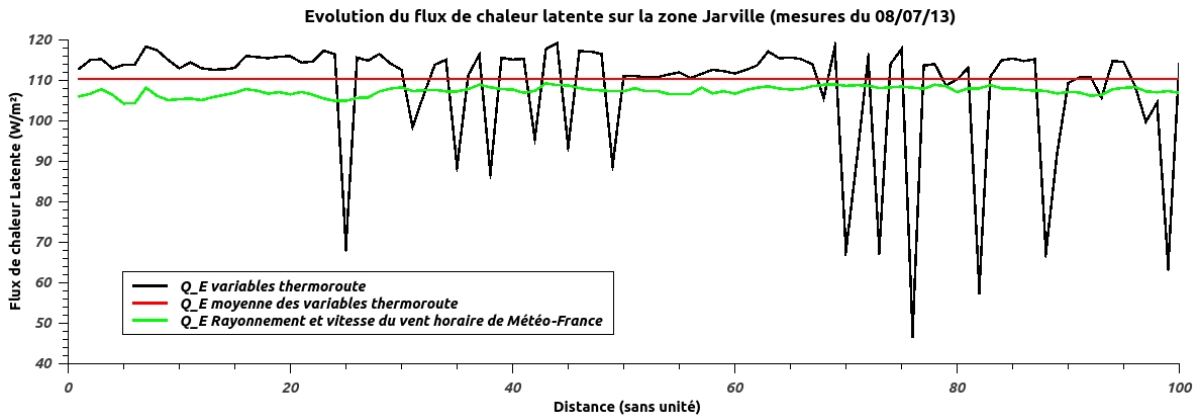


FIGURE 3.15 – Etude de la variation de Q_E selon les hypothèses (1), (2) et (6) de la section 3.4.1, en fonction des points de mesure. Mesures du 08/07/13 à Jarville.

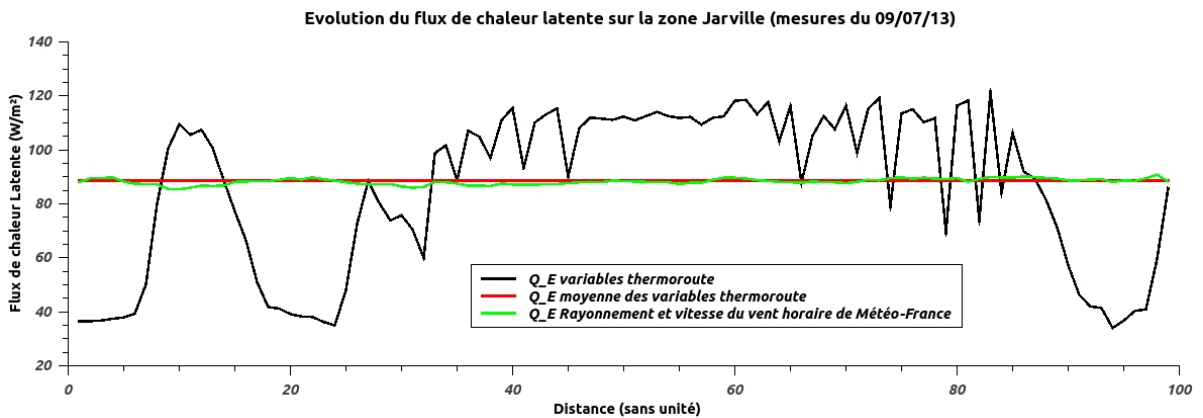


FIGURE 3.16 – Etude de la variation de Q_E selon les hypothèses (1), (2) et (6) de la section 3.4.1, en fonction des points de mesure. Mesures du 09/07/13 à Jarville.

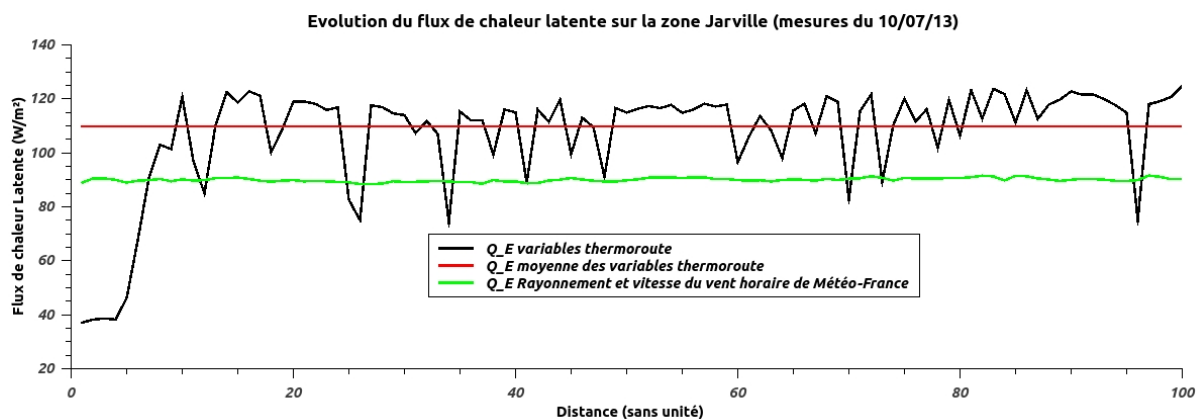


FIGURE 3.17 – Etude de la variation de Q_E selon les hypothèses (1), (2) et (6) de la section 3.4.1, en fonction des points de mesure. Mesures du 10/07/13 à Jarville.

3.4.4 Application sur le quartier du Centre-ville

Le centre-ville de Nancy est constitué de grands bâtiments et de rues étroites. Cela provoque de nombreuses zones d'ombre sur la route (parcours des mesures) lorsque le soleil n'est pas à son zénith. Sur la figure 3.18, l'influence de la position du soleil est visible. L'ombre des bâtiments projetée sur la route se traduit par des valeurs du flux de chaleur latente évaluée plus faibles en ces points. A la zone du marché central, les bâtiments sont plus bas et plus éloignés de la route, on a alors du rayonnement solaire qui atteint le capteur. Les intersections traduisent aussi la présence de rayonnement solaire, ainsi qu'une augmentation de la vitesse du vent.

Le flux de chaleur latente suit le rayonnement solaire (voir figure 3.19). La vitesse du vent influe aussi, ce qui provoque des fluctuations sous forme de piques.

Les piques de Q_E observés peuvent être lissés en considérant une vitesse du vent moyenne sur la zone.

Utiliser un rayonnement moyen peut être remis en question. La moyenne déterminée dépendra du sens du véhicule et de l'heure des acquisitions. Dans ce parcours, il y a deux orientations qui peuvent être qualifiées de perpendiculaires. Une de ces orientations est soumise au rayonnement solaire alors que l'autre est systématiquement en zone d'ombre. Il est important de définir la validité des valeurs, mais aussi d'établir une procédure d'acquisition qui représentera correctement du rayonnement au sol et sur les surfaces.

Les figures 3.21, 3.22, 3.23 confirment la problématique liée l'ensoleillement. Prendre des valeurs de Météo-France, mesurées en site dégagé, n'est pas pertinent et le flux de chaleur latente est surestimé. Sur la figure 3.23, le flux Q_E ne varie pas sur les 100 dernières mesures. Cela s'explique par la présence d'un nuage.

Les zones vertes du centre-ville de Nancy sont souvent dans des cours entourées de bâtiments (figure 3.3). Ces plantes sont atteintes par le rayonnement solaire, lorsque le soleil est à son zénith. Mais selon la déclinaison solaire, ces zones sont souvent à l'ombre des bâtiments. De plus, ces places ne sont pas exposées de la même façon au vent que les mesures du Thermoroute. Au centre-ville de Nancy, le modèle SUEWS a des limites qu'il faut étudier et solutionner.

L'application de SUEWS au centre-ville prouve bien que définir une échelle d'applicabilité

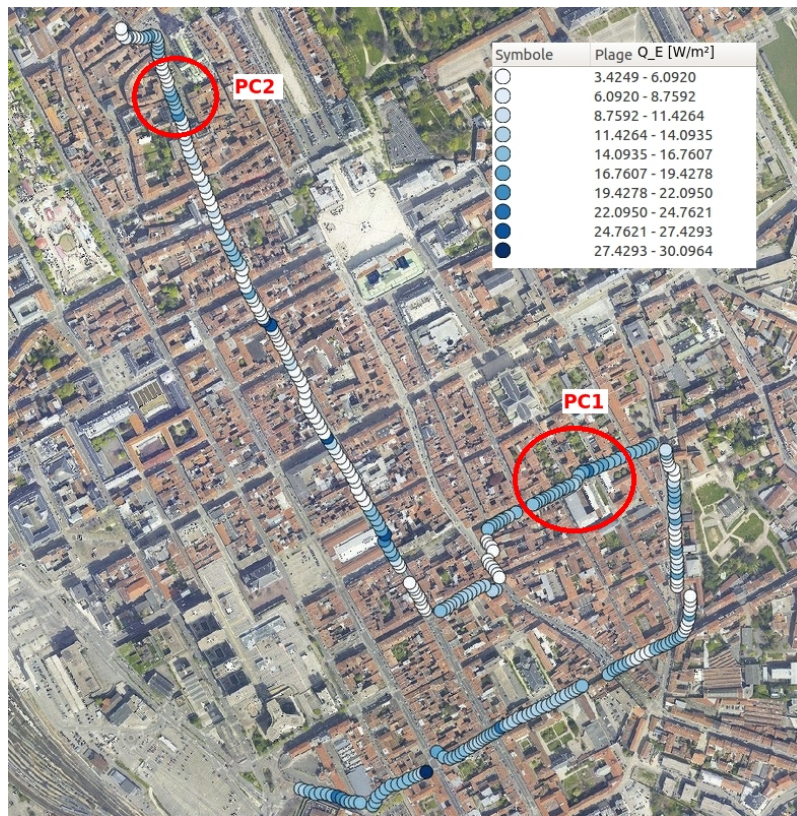


FIGURE 3.18 – Représentation visuelle de la variation de Q_E , selon les points de mesure (procédure (1)), sur une carte de la zone d'étude. Mesures du 08/07/13 au centre-ville de Nancy.

Variation du flux de chaleur latente en fonction des variables climatiques

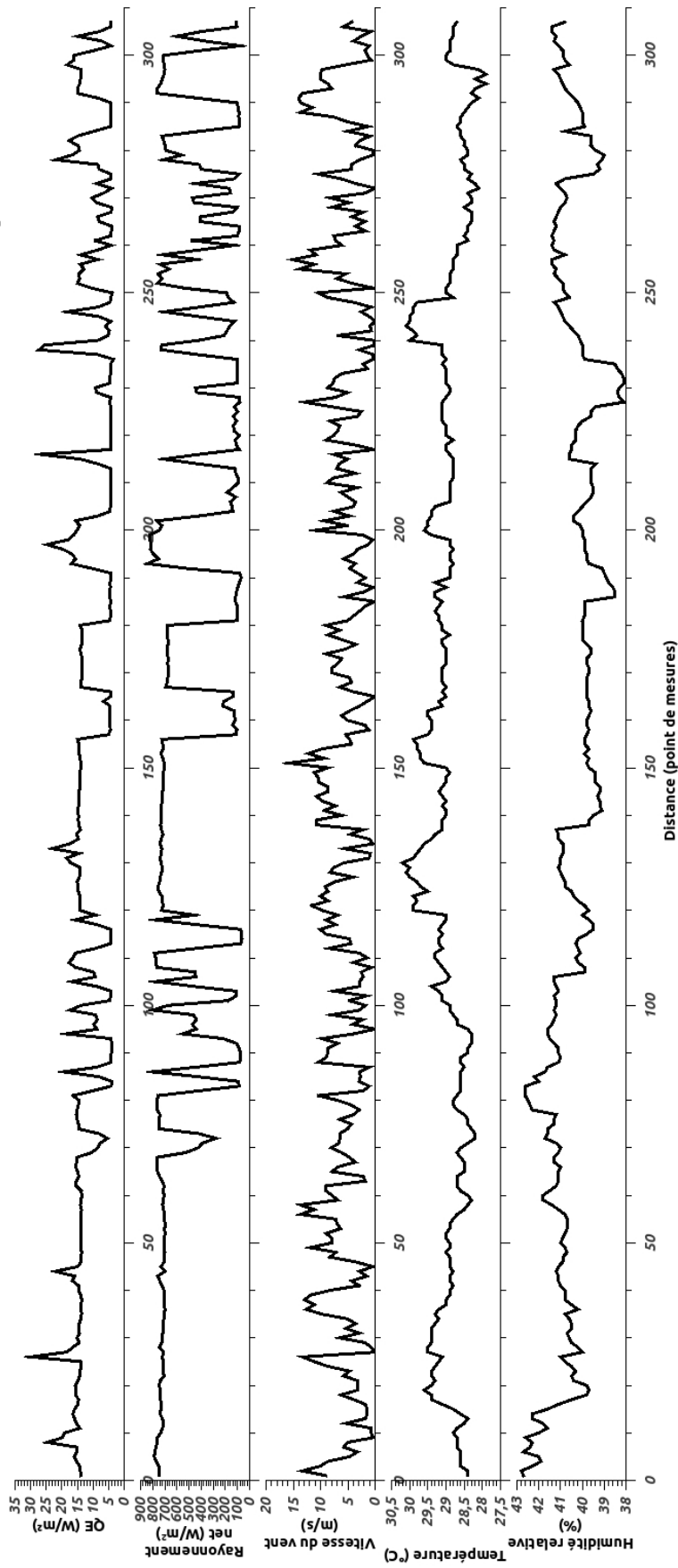


FIGURE 3.19 – Etude de la variation de Q_E en fonction des valeurs des paramètres climatiques à chaque point de mesure : Rayonnement solaire, Vitesse du vent, Température et Humidité relative. Mesures du 08/07/13 au centre-ville.

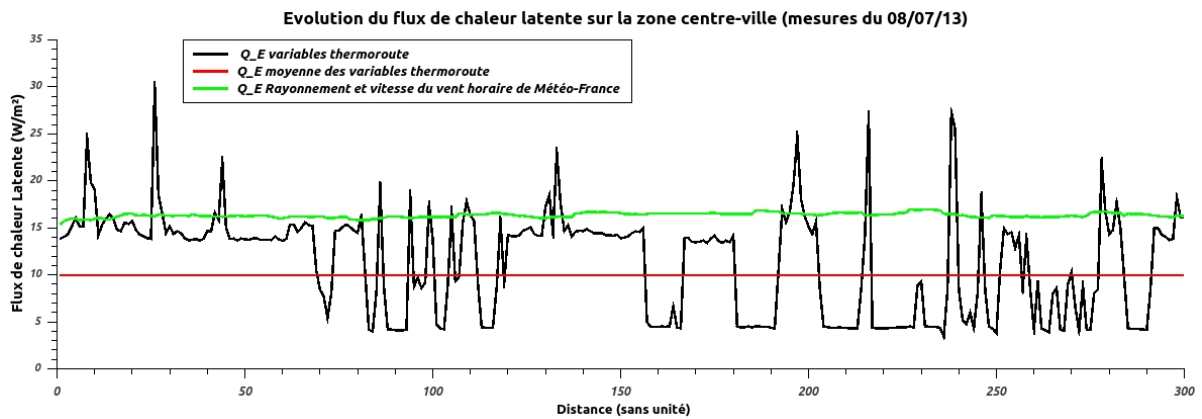


FIGURE 3.20 – Etude de la variation de Q_E selon les hypothèses (1), (3), (4) et (5) de la section 3.4.1, en fonction des points de mesure. Mesures du 08/07/13 au centre-ville.

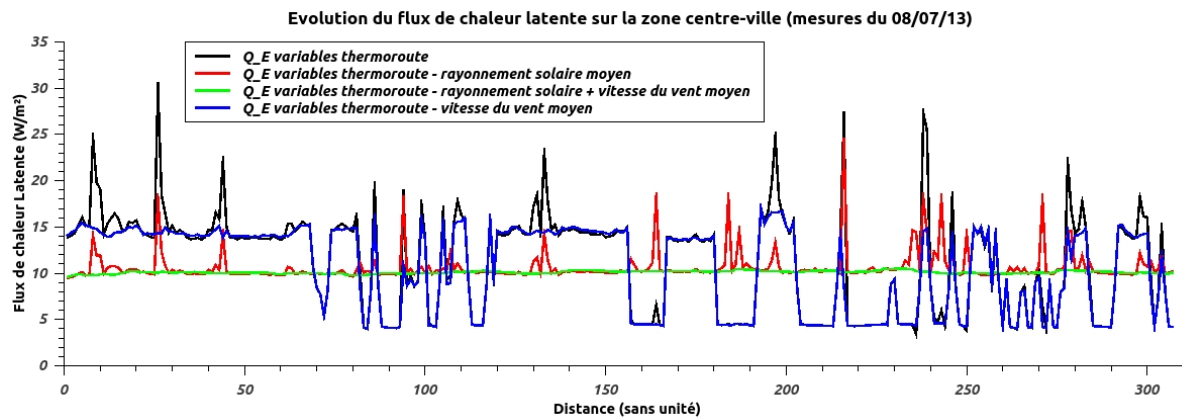


FIGURE 3.21 – Etude de la variation de Q_E selon les hypothèses (1), (2) et (6) de la section 3.4.1, en fonction des points de mesure. Mesures du 08/07/13 au centre-ville.

est très importante. Sur une telle zone, il est évident qu'il ne peut pas y avoir d'évapotranspiration pour des surfaces imperméables. En observant la répartition surfacique (voir figure 3.3 page 58), il apparaît que dans une partie de la LCZ, il n'y a pas de zones vertes susceptibles d'évapotranspirer. Il faut alors bien préciser la zone de validité de la valeur de Q_E : une valeur du flux de chaleur latente fournie à l'échelle d'une LCZ n'aura pas de valeur ponctuelle dans cette zone. De même, le flux Q_E sera différent au sein d'une même LCZ à des échelles plus petites, en fonction de l'occupation des sols.

3.4.5 Comparaison de plusieurs quartier

Nous souhaitons connaître l'influence de l'occupation des sols sur le flux de chaleur latente. Trois zones distinctes morphologiquement et climatiquement ont été étudiées. La zone de Cerville est composée entièrement de surfaces végétales, Jarville est composé à 60,56 % d'espaces verts, le centre-ville de Nancy est composé à 9,44 % d'herbe et d'arbre.

Pour bien comprendre la figure 3.24, il faut prendre connaissance du tableau 3.5. Le premier

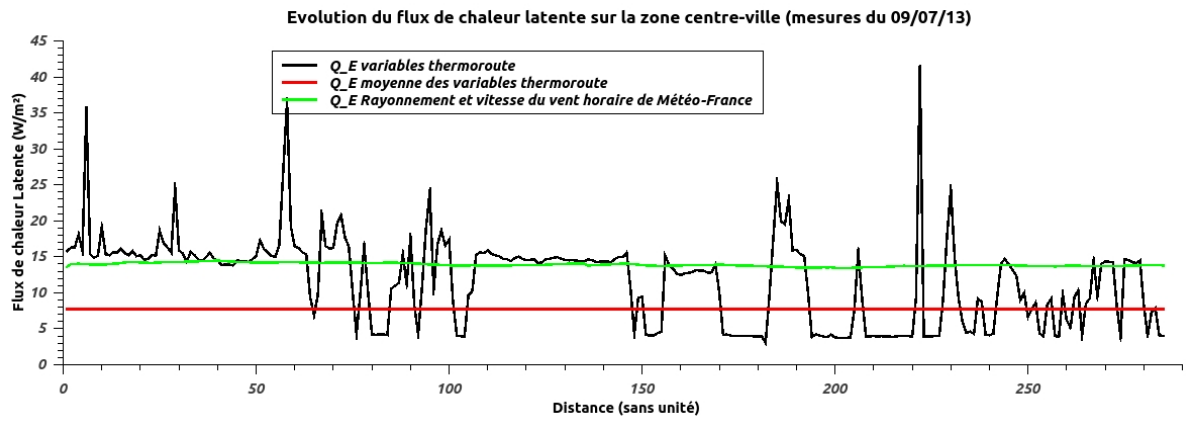


FIGURE 3.22 – Etude de la variation de Q_E selon les hypothèses (1), (2) et (6) de la section 3.4.1, en fonction des points de mesure. Mesures du 09/07/13 au centre-ville.

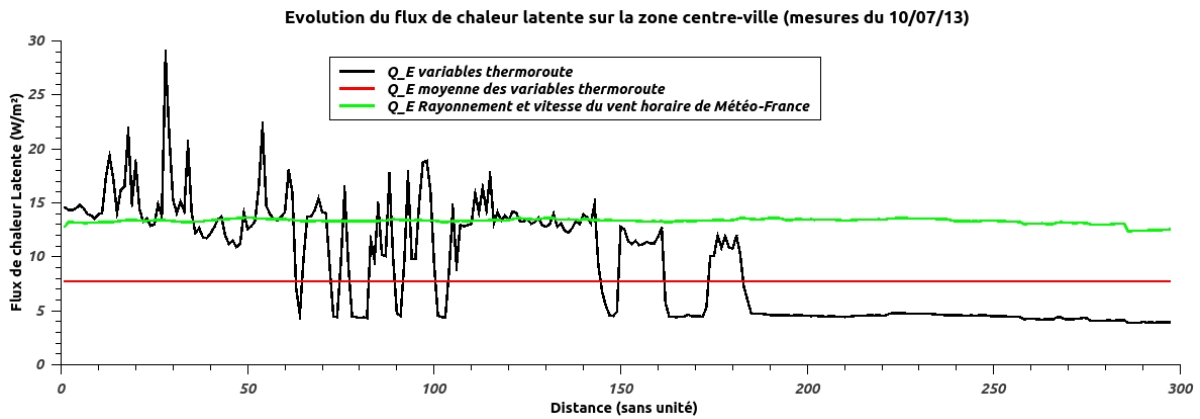


FIGURE 3.23 – Etude de la variation de Q_E selon les hypothèses (1), (2) et (6) de la section 3.4.1, en fonction des points de mesure. Mesures du 10/07/13 au centre-ville.

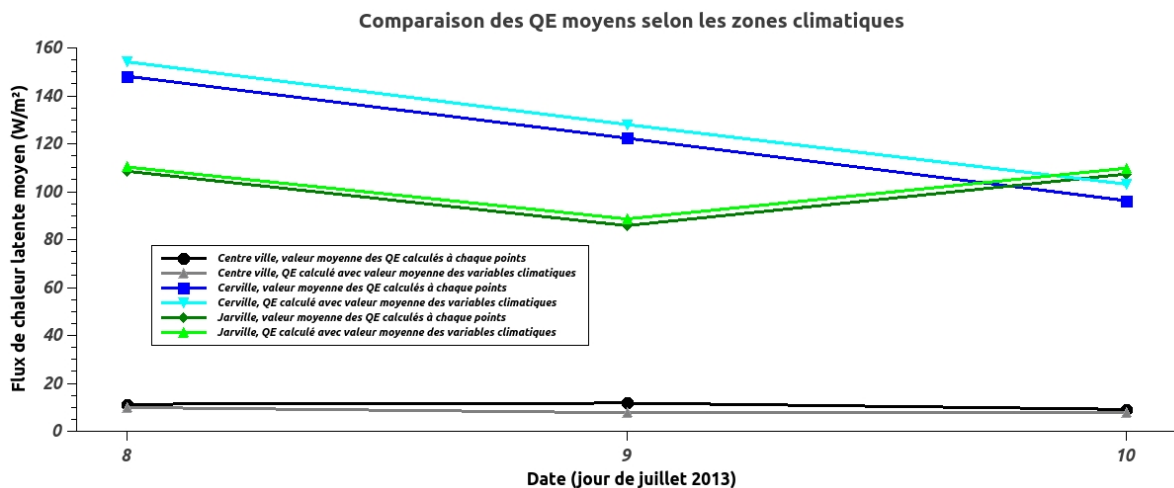


FIGURE 3.24 – Etude de la variation de Q_E selon les hypothèses (1) et (2) de la section 3.4.1, entre les trois différentes zones d'étude.

	08/07/13	09/07/13	10/07/13
Cerville	Pas de nuages	Nuageux sur la zone de mesure	Nuageux sur toute la zone d'étude
Jarville	Pas de nuages	Quelques cumulus sur la zone de mesure	Un nuage sur les premières mesures
Centre-ville	Pas de nuages	pas de nuages	Très nuageux sur les 100 dernières mesures

TABLE 3.5 – Commentaire sur la présence de nuages (ombre au sol) sur les différentes zones d'étude en fonction de la date. Tableau établi par observation des photos faites avec un appareil numérique embarqués.

jour, sans nuage, est idéal pour analyser l'influence de l'occupation des sols. Comme on pouvait s'y attendre, les zones ayant le plus de couverts végétaux sont celles qui transpirent le plus. Pour le premier jour, l'écart entre les courbes correspond en grande partie au pourcentage de recouvrement des sols par des espaces verts.

Le 9 juillet, les mesures de Cerville et de Jarville sont perturbées par des nuages, ce n'est pas le cas au centre-ville. L'écart entre les courbes dépend donc de la répartition des surfaces vertes, mais aussi des variables climatiques localement évaluées.

Le 10 juillet, des nuages survolent Cerville alors qu'à Jarville il n'y a pas d'ombre. Le rayonnement solaire arrivant sur le sol est très différent avec la présence de nuages, ce qui explique que les deux courbes se croisent. L'ombre d'un cumulus sur la fin du parcours au centre-ville n'influe pas sur le résultat final, puisque cette zone est d'habitude dans l'ombre.

La figure 3.24 mets en évidence la faible différence des résultats donnés par les procédures de calcul (1) et (2). Il semble de toute évidence plus intéressant de calculer une valeur de Q_E à chaque point, car cela permet de mieux saisir les influences de l'environnement.

3.5 Discussion sur les points de contrôles

Les points de contrôle (PdC) consistent à trouver des sites de mesure optimums (section 3.2.2 page 56). Des PdC ont été définis dans les zones étudiées, demandant encore à être vérifiés. La zone de Cerville (voir figure 3.6 page 63) constitue un point de contrôle d'une LCZ plus vaste. Dans cette zone, des variations de Q_E avaient pu être observées à cause de la variation de la vitesse du vent. La présence d'arbustes constitue une rugosité, qui fait que ce point de contrôle n'est pas réellement représentatif de la zone. L'implantation de capteurs semble être possible, en se plaçant à une distance raisonnable de ces éléments de rugosité.

Dans la zone de Jarville, deux PdC ont été définis (voir PC1 et PC2, figure 3.12 page 70). Par temps clair, le flux de chaleur latente varie peu. seuls quelques points sont à exclure, en raison de la présence d'arbres. Il est tout à fait possible de réaliser des acquisitions à cet endroit, en restant représentatif de la LCZ.

Dans la zone du centre-ville de Nancy, deux points de contrôles ont aussi été définis (voir PC1 et PC2, figure 3.18 page 76). Dans le PC1, les paramètres climatiques varient peu. Cependant en allant dans une rue perpendiculaire au site de mesure, nous observerions une grande variation de Q_E car $K \downarrow$ diminue fortement. Le PC2 est très discutable, en raison de la présence d'arbres, et d'une place dégagée. Une variation de Q_E est d'ailleurs observée au sein de ce point de contrôle. Ce constat relève encore une fois la difficulté de définir des mesures représentatives dans le

centre-ville de Nancy et aussi d'y associer un flux de chaleur latente représentatif.

3.6 Discussion sur l'application de SUEWS en milieu urbain

Après avoir défini des hypothèses sur des paramètres de SUEWS, ainsi que sur l'échelle spatiale de l'étude, une évaluation de Q_E a été effectuée pour trois jours (8-9-10 juillet 2013) dans trois LCZ différentes.

L'applicabilité spatiale était au centre de l'étude. En l'absence de rugosité, l'affectation d'une valeur climatique pour toute une LCZ est possible. Dans le cas de la LCZ de Cerville, des rugosités ont induit une variation du flux de chaleur latente par une variation de la vitesse du vent. Dans une LCZ résidentielle, telle que Jarville, une valeur unique d'évapotranspiration peut être affectée à la zone, car elle est très homogène. De plus, dans cette zone, les mesures climatiques mobiles semblent être fidèle et juste. Dans une zone très complexe et hétérogène, telle que le centre-ville de Nancy, il est difficile de réaliser des mesures représentatives. Les résultats dans cette LCZ indiquent une variation importante de Q_E selon l'endroit de la mesure. La définition d'un unique point de mesure est impensable en raison de la différence entre les zones d'ombre et les zones ensoleillées.

La température et l'humidité relative varient peu dans les zones, n'ayant alors qu'une influence infime sur les variations de Q_E . Le rayonnement solaire tel que défini dans SUEWS est incomplet pour l'application sur des grandes zones d'étude. Pour améliorer le modèle, il faudrait prendre en compte l'influence de l'ombre des éléments de rugosités (tels que les arbres et les bâtiments). Cela passe par une définition de la déclinaison solaire et de son influence sur la portée des ombres dans les LCZ étudiées. La présence de cumulus dans le ciel est aussi influente sur une évaluation correcte de Q_E , car ils bloquent localement une partie de l'énergie solaire, qui ne se retrouve pas au sol. La vitesse du vent est aussi importante, car des variations locales peuvent entraîner à certains points des erreurs d'évaluation.

L'étude au centre-ville de Nancy a mis en évidence la signification spatiale de la valeur du flux de chaleur latente évalué. La valeur déterminée n'a de sens qu'à l'échelle considérée pour cette LCZ. En diminuant d'échelle dans cette zone, on peut ainsi se situer dans une zone dépourvue de végétation ou au contraire être près d'un parc. Pour avoir une valeur juste à ces échelles inférieures, il faut exécuter un nouveau calcul. Dans le cas de Jarville, la variabilité de l'échelle a moins d'influence. En effet, à différentes échelles la morphologie de ce quartier est similaire. L'applicabilité spatiale de SUEWS et surtout la validité de Q_E réside dans l'homogénéité de l'échelle choisie et de ses sous-échelles.

La comparaison du flux de chaleur latente dans trois zones différentes durant les mêmes journées a mis en évidence l'importance des surfaces naturelles pour évacuer de la chaleur latente. La zone de Cerville évapotranspire davantage que celle de Jarville et que celle du centre-ville de Nancy. L'étude a montré que l'occupation des sols est le facteur le plus influant sur le flux de chaleur latente en milieu urbain. Il n'a pas été prouvé que le climat propre à chaque zone avait aussi son influence, hormis l'ombre projetée par les rugosités. Cela devra faire l'objet d'approfondissements.

Chapitre 4

Perspectives

A la fin de ce stage de nombreuses perspectives d'amélioration du modèle, de connaissance des données et de méthodologie s'ouvrent. Premièrement, la validation du modèle s'impose avec des mesures directes. L'étude spatio-temporelle, qui a été abordée durant ce stage mérite d'être approfondie, de manière à améliorer les procédures et les connaissances sur les limites du modèle SUEWS. La validité des mesures doit être revue et améliorée (en se basant sur les travaux de Oke [Oke, 2004, Oke, 2006]). Enfin, puisque notre problème concerne aussi la gestion de l'eau en milieu urbain, l'amélioration du modèle passera par une évaluation du flux d'évapotranspiration réelle (et pas seulement potentielle).

Nous nous proposons maintenant de faire une liste plus précise de ces perspectives selon les thématiques abordées.

4.1 Toitures végétalisées

L'étude sur les toitures végétalisées a été approximative, du fait que nous utilisons des coefficients pour les végétaux issus de la bibliographie. Une mesure régulière de l'indice de surface foliaire (LAI), de la résistance des stomates r_l et de la hauteur de culture pourrait améliorer la précision de notre modèle.

Une validation pourra être effectuée en comparant les résultats de SUEWS à ceux obtenus par mesure directe (avec l'utilisation d'un lysimètre [Guyot, 1999]), ou en résolvant le bilan hydrique (par exemple à l'aide d'Hydrus).

Certaines améliorations pourront être apportées sur l'expression du bilan d'énergie, par la prise en compte de l'énergie apportée par le bâtiment. L'influence du stockage de l'eau dans les toitures pourra aussi être étudiée.

4.2 Evapotranspiration réelle et potentielle

En connaissant l'évapotranspiration réelle, nous pourrions voir l'influence de la teneur en eau du sol. Ainsi, il serait possible d'établir une loi de correction (ou fonctions de production) de l'ETP pour obtenir une ETR. On pourrait s'inspirer des travaux de Ardoin [Ardoin et al., 2002].

L'amélioration du modèle SUEWS sur la prise en compte de l'eau disponible dans le sol pourra aussi s'inspirer des méthodes de Bouchet [Bouchet, 1963a] [Bouchet, 1963b], Morton [Morton, 1969] ou de Brutsaert and Stricker [Brutsaert, 1979], décrites par Haque [Haque, 2003].

4.3 Amélioration du modèle SUEWS

Notre application a mis en évidence quelques lacunes du modèle dans la description des phénomènes urbains. Il conviendra dans un premier temps de faire une étude sur les sous-modèles utilisés et de proposer des alternatives, nécessitant moins de variables difficilement accessibles. La prise en compte de l'ombre des bâtiments et des arbres devra être intégrée, afin de réduire les erreurs dues à cette hypothèse.

L'impact réel des hypothèses faites devra être évalué. S'il n'est pas possible de mesurer les variables inconnues, des méthodes d'évaluation précises devront être trouvées. Le calcul d'incertitude, disponible en annexe D page 115, pourra être réalisé pour quantifier les erreurs que nous faisons avec SUEWS.

L'amélioration des résultats du modèle SUEWS passera par la rédaction de procédures de mesure et d'applicabilité spatiale, afin que nous soyons représentatifs des zones étudiées.

4.4 Echelle spatiale

Pour notre étude en zone urbaine, nous nous sommes basés sur la classification des zones climatiques (LCZ, Annexe A) proposée par Stewart [Stewart, 2011]. Nous avons aussi proposé deux approches : faire une moyenne des variables climatiques locales sur toute la zone ou faire un calcul en utilisant les variables mesurées en un point représentatif de la zone.

Pour améliorer l'étude spatiale et valider l'hypothèse du calcul d'une seule évapotranspiration moyenne sur l'ensemble d'une LCZ, il faudra de vérifier la constance de ce flux sur toute la zone d'étude. Les limites d'utilisation d'une grande échelle sur un quartier très hétérogène devront être confirmées et approfondies.

L'étude de points de variabilité climatique (présence d'un parc, d'un cours d'eau, point chaud ou froid) serait très pertinente afin de voir les limites ponctuelles de SUEWS.

Il serait aussi bon de définir une procédure d'adaptation du modèle sur plusieurs échelles, comme il a été fait pour les toitures végétalisées. L'applicabilité du modèle devra être étudiée sur les différents types de LCZ.

4.5 Diversité des périodes d'étude

Dans l'étude que nous avons faite, nous avons étudié que des périodes ensoleillées, forte température, humidité relative basse. Il est important de connaître la réponse du modèle devant chaque type de météorologie et suivant la période de l'année.

Nous avons pu étudier sur une toiture végétalisée, une période peu propice à l'évapotranspiration (voir section 2.4.2.2 page 42). Cependant, nous n'avons pas effectué cette étude en milieu urbain, le modèle est-il aussi adapté ?

4.6 Evapotranspiration et Climat Urbain

Comme nous avons pu le voir, la connaissance du flux de chaleur latente en milieu urbain permettra de mieux caractériser l'îlot de chaleur urbain. Même si cela ne relève pas de l'évaluation du flux de chaleur latente, il serait intéressant de quantifier l'impact de ce flux sur l'énergie dissipée en ville. On pourrait ainsi corrélérer le flux d'évapotranspiration à une diminution (ou augmentation de la température) selon la présence de végétaux.

Chapitre 5

Conclusion

Dans les spécificités du climat urbain, nous avons défini l'îlot de chaleur urbain, se traduisant par l'observation de la différence de température mesurées en site urbain avec les températures mesurées dans les campagnes environnantes. L'étude des bilans énergétiques et hydriques de parcelles urbaines a mis en avant l'importance du flux d'évapotranspiration comme moyen d'atténuation de l'ICU.

Afin de caractériser localement et d'expliquer l'intensité de l'ICU, nous avons établi une revue complète de la littérature scientifique sur le phénomène d'évapotranspiration. L'étude a montré que les méthodes expérimentales de mesure de l'évapotranspiration n'étaient pas adaptées au milieu urbain, car elles ne sont pas représentatives d'un milieu hétérogène. L'évapotranspiration n'est pas directement mesurable à l'échelle d'une ville.

Pour évaluer la quantité d'eau à apporter aux cultures, de nombreux agronomes ont proposé des formules empiriques ou théoriques d'évaluation du flux d'évapotranspiration. Elles se basent sur la connaissance de paramètres climatiques : le rayonnement solaire, la température, la vitesse du vent et l'humidité relative. Nous avons proposé de classer ces méthodes en quatre familles : les méthodes par le rayonnement, les méthodes par température, méthodes aérodynamiques et les méthodes combinatoires (utilisant une approche par le rayonnement en introduisant un terme aérodynamique). Les méthodes aérodynamiques, par le rayonnement et par la température sont empiriques et s'adaptent mal à des contextes différents de ceux pour lesquels elles ont été développées, y compris le milieu urbain. Les méthodes combinatoires se basent sur la formule théorique de Penman en introduisant des paramètres empiriques. Seule la formule de Penman-Monteith semble pouvoir s'adapter à une évaluation de l'ETP en milieu urbain.

L'étude de modèles thermo-hydrique en milieu urbain a montré que le flux d'évapotranspiration était souvent négligé. Le modèle combiné SUEWS [Jarvi, 2011], utilise une formule adaptée de Penman-Monteith, répondait aux critères de représentativité du milieu urbain, mais aussi d'applicabilité à différentes échelles spatiales.

Pour étudier et valider le choix de ce modèle, nous avons adapté SUEWS afin de l'appliquer à un cas spécifique en milieu urbain : les toitures végétalisées. Au pas de temps horaire, l'évaluation du flux d'évapotranspiration répondait parfaitement aux variations des paramètres climatiques, traduisant une bonne représentativité du modèle. Au pas de temps journalier ; en comparant nos résultats aux valeurs fournies par Météo-France, nous suivions les mêmes tendances. Cependant la différence de couverts végétaux utilisés dans les calculs de SUEWS et de Météo-France ne permettait pas d'obtenir les mêmes valeurs. Une validation du modèle pourra être effectuée sur les toitures végétalisées par comparaison avec des mesures lysimétriques. Après cette étude, nous avons validé le choix de ce modèle et décidé de l'appliquer à l'échelle d'un quartier urbain.

Nous avons appliqué SUEWS à trois zones d'étude, très différentes en terme d'occupation des sols : Cerville (entièrement couverte d'herbe), Jarville (couverte à 60 % de végétaux et morphologiquement homogène), le centre-ville de Nancy (couvert à 10 % d'espace végétal et très hétérogène). Nous avons mis en avant l'influence de l'occupation des sols sur le flux de chaleur latente : l'évapotranspiration augmente avec la présence de végétation.

Pour être représentatif du flux de chaleur latente en milieu urbain, des procédures d'acquisition de mesures fidèles et valables sur la totalité de la zone doivent être établies. Le modèle SUEWS pourra être amélioré par la prise en compte des zones d'ombre, constituant une limite en milieu très hétérogène.

En l'absence de rugosité dans une zone et pour un couvert végétal, nous avons conclu qu'il est possible d'affecter une valeur du flux d'évapotranspiration à l'échelle de cette zone, mais aussi pour des échelles inférieures. La conclusion est identique pour une zone homogène, possédant les mêmes motifs urbains sur toute son étendue. En zone hétérogène, il est très difficile de fournir une valeur d'évapotranspiration valable à plusieurs échelles.

Nous avons pu utiliser une méthode d'évaluation du flux de chaleur latente valable dans des zones urbaines, morphologiquement homogène. Des limites d'application ont été cernées en milieu hétérogène. A la fin de ce travail, de nombreuses perspectives ont été ouvertes tant sur l'amélioration du modèle que sur la validité spatiale de l'évaluation de l'évapotranspiration.

Bibliographie

- [Albrecht, 1950] Albrecht, F. (1950). Die methoden zur bestimmung verdunstung der naturlichen erdoberflache. *Arch Meteor Geoph Biokl Ser*, B2 :1–38.
- [Allen et al., 2005] Allen, Pereira, Raes, Wright, and Smith (2005). Fao-56 dual crop coefficient method for estimating evaporation from soil and application extensions. *J. Irrig. Drain Eng*, 131 :2–13.
- [Allen, 2010] Allen, Linberg, G. (2010). Global to city scale model for anthropogenic heat flux : model and variability. *International Journal of Climatology*, doi :10.1002/joc.2210.
- [Allen, 1989] Allen, R.G., J. M. W. J. B. R. (1989). Operational estimates of reference evapotranspiration. *Agronomy Journal*, 81 :650–662.
- [Allen, 2005] Allen, R. (2005). Penman-monteith equation. In *Encyclopedia of Soils in the Environment*. Elsevier.
- [Allen et al., 2006] Allen, R. G., Pruitt, W. O., Wright, J. L., Howell, T. A., Ventura, F., Snyder, R., Itenfisu, D., Steduto, P., Berengena, J., Yrisarry, J. B., Smith, M., Pereira, L. S., Raes, D., Perrier, A., Alves, I., Walter, I., and Elliott, R. (2006). A recommendation on standardized surface resistance for hourly calculation of reference eto by the fao56 penman-monteith method. *Agricultural Water Management*, 81 :1 – 22.
- [Allen, 1998] Allen, S. . P. . R. . (1998). *Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56*. FAO - Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- [Allen, 2006] Allen, R.G Pruitt, W. W. J. H. T. V. F. S. R. I. D. S. P. B. J. B. Y. J. S. M. P. L. R. D. P. A. A. I. W. I. E. R. (2006). A recommendation on standardized surface resistance for hourly calculation of reference eto by the fao56 penman-monteith method. *Agricultural Water Managementtt vol :81 issue :1-2 pages :1-22*, 81 :1–22.
- [Ardoin et al., 2002] Ardoin, S., Dezetter, A., Servat, E., and Bocquillon, C. (2002). Redefinition des fonctions de production des mods globaux de relation pluie-debit en milieu semi-aride africain. *FRIEND 2000 : regional hydrology : bridging the gap between research and practice : proceedings of the fourth international FRIEND conference.*, 274 :197–203.
- [Arnfield, 2003] Arnfield, A. (2003). Two decades of urban climate research : a review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island. *International Journal of Climatology*, 23 :1–26.
- [B. Brockamp, 1963] B. Brockamp, H. W. (1963). Erdunstungsmessungen auf den steiner see bei munster. *V Dt Gewasserkundl Mitt*, 7 :149–154.
- [Berthier, 1999] Berthier, E. (1999). *Contribution a une modelisation hydrologique a base physique en milieu urbain - Elaboration du mod et premi evaluation*. PhD thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble.

- [Blaney, 1950] Blaney, H.F. et Criddle, W. (1950). Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data. *US Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Washington D.C.*, page 48.
- [Bouchet, 1963a] Bouchet, R. (1963a). Evapotranspiration réelle et potentielle - signification climatique. Station centrale de Bioclimatologie, Versailles - Institut national de la Recherche agronomique (France).
- [Bouchet, 1963b] Bouchet, R. (1963b). Evapotranspiration réelle, evapotranspiration potentielle, et production agricole. *Ann agro*, 14 :743–824.
- [Bouyer, 2009] Bouyer, J. (2009). *Modélisation et simulation des microclimats urbains. Etude de l'impact de l'aménagement urbain sur les consommations énergétiques des bments*. PhD thesis, ole Nationale Supérieure d'Architecture de Nantes.
- [Bouzouidja et al.,] Bouzouidja, R., Sere, G., Claverie, R., and Lacroix, D. Caractérisation du fonctionnement thermo-hydrrique in situ d'une toiture végétalisée extensive.
- [Bozonnet, 2005] Bozonnet, E. (2005). *Impact des microclimats urbains sur la demande énergétique des bments - Cas de la rue canyon*. PhD thesis, Université de La Rochelle.
- [Breuer et al., 2003] Breuer, Eckhardt, and Frede (2003). Plant parameter valeurs for models in temperate climates. *Ecol. MOdel.*, 169 :237–293.
- [Brutsaert, 1982] Brutsaert (1982). Evaporation into the atmosphere : Theory, history and applications. *Kluwer Academic Publishers*.
- [Brutsaert, 1979] Brutsaert, S. (1979). An advection aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration. *Water Resources Research*, 15 :443–450.
- [Claverie et al., 2011] Claverie, R., Durickovic, I., and Bouyer, J. (2011). Microclimatologie urbaine et gestion des eaux pluviales - état des connaissances sur l't de chaleur urbain. CETE Est - 2011.
- [Cleugh et al., 2005] Cleugh, Bui, Mitchell, Xu, Grimmond, and Simon (2005). Evapotranspiration in urban water balance models : A methodological framework. *Conference Paper*.
- [Colombert, 2006] Colombert, Diab, S. (2006). Climat urbain : de l'évolution des villes au changement climatique. *Les risques liés au temps et au climat. Actes du XIXe colloque international de climatologie*, pages 172–177.
- [Dalton, 1802] Dalton, J. (1802). Experimental essays on the constitution of mixed gases ; on the force of steam or vapour from water and other liquids in different temperatures, both in a torricellian vacuum and in air ; on evaporation ; and on the expansion of gasses by heat. *Mem. Manchester Lit. and phil. Soc.*, 5 :536–602.
- [Davenport AG, 2000] Davenport AG, CSB GRIMMOND, T. O. J. W. (2000). Estimating the roughness of cities and sheltered country. *Preprints of the AMS 12th Conference on Applied Climatology*, pages 96–99.
- [Doorenbos, 1977] Doorenbos, J. ; Pruitt, W. O. (1977). Crop water requirements. *FAO Irrigation and Drainage Paper*, 24.
- [Dupont, 2001] Dupont (2001). *Modélisation Dynamique Et Thermodynamique De La Canopee Urbaine : Realisation Du Mod De Sols Urbains Pour Submeso*. PhD thesis, Université de Nantes.
- [Gash, 1989] Gash, Shuttleworth, L. A. G. G. (1989). Micrometeorological measurements in les landes forest during hapex-mobilhy. *Agricultur and Forest meteorology*, 46 :131–147.
- [Gentilli, 1953] Gentilli, J. (1953). Une critique de la methode de thornthwaite pour la classification des climats. *Annales de Geographie*, t62, n331 :180–185.

- [Gerbier, 1972] Gerbier, B. (1972). Une methode pratique de calcul de l'evapotranspiration potentielle. *Ann. Agronomiques*, 23 (1) :5–31.
- [Grimmond, 1988] Grimmond (1988). *An evaporation Interception Model for Urban Areas*. PhD thesis, University of British Columbia, Vancouver.
- [Grimmond et al., 2010] Grimmond, Blackett, M., Best, M., Baik, J.-J., Belcher, S., Beringer, J., Bohnenstengel, S., Calmet, I., Chen, F., Coutts, A., Dandou, A., Fortuniak, K., Gouvea, M., Hamdi, R., Hendry, M., Kanda, M., Kawai, T., Kawamoto, Y., Kondo, H., Krayenhoff, E., Lee, S.-H., Loridan, T., Martilli, A., Masson, V., Miao, S., Oleson, K., Ooka, R., Pigeon, G., Porson, A., Ryu, Y.-H., Salamanca, F., Steeneveld, G.-J., Tombrou, M., Voogt, J., Young, D., and Zhang, N. (2010). The international urban energy balance models comparison project : First results from phase 1. *Journal of Applied Meteorology And Climatologie*, 49 :1268–1292.
- [Grimmond et al., 2011] Grimmond, Blackett, M., Best, M., Baik, J.-J., Belcher, S., Beringer, J., Bohnenstengel, S., Calmet, I., Chen, F., Coutts, A., Dandou, A., Fortuniak, K., Gouvea, M., Hamdi, R., Hendry, M., Kanda, M., Kawai, T., Kawamoto, Y., Kondo, H., Krayenhoff, E., Lee, S.-H., Loridan, T., Martilli, A., Masson, V., Miao, S., Oleson, K., Ooka, R., Pigeon, G., Porson, A., Ryu, Y.-H., Salamanca, F., Steeneveld, G.-J., Tombrou, M., Voogt, J., Young, D., and Zhang, N. (2011). Initial results from phase 2 of the international urban energy balance comparison project. *International Journal of Climatology*, 31 :244–272.
- [Grimmond and Oke, 1999] Grimmond and Oke (1999). Aerodynamic properties of urban areas derived from analysis of surface form. *Journal of Applied Meteorology*, 38 :1262–1292.
- [Grimmond and Oke, 2002] Grimmond, C. and Oke, T. (2002). Turbulent heat fluxes in urban areas : Observations and a local-scale urban meteorological parameterization scheme (lumps). *Journal of Applied Meteorology*, 41 :792–810.
- [Grimmond, 1986a] Grimmond, O. (1986a). Urban water balance - results from a suburb of vancouver, british columbia. *Water Resources Research*, 22 :1404–1412.
- [Grimmond, 1991] Grimmond, O. (1991). An evapotranspiration-interception model for urban areas. *Water Resources Research*, 27 :1739–1755.
- [Grimmond, 1999] Grimmond, O. (1999). Heat storage in urban areas : observations and evaluation of a simple model. *Journal of Applied Meteorology*, 38 :922–940.
- [Grimmond, 1986b] Grimmond, Oke, S. (1986b). Urban water balance - 1. a model for daily totals. *Water Resources Research*, 22 :1397–1403.
- [Guyot, 1999] Guyot, G. (1999). *Climatologie de l'environnement*. Dunod.
- [Hamon, 1961] Hamon, W. (1961). Estimating potential evaporation. *J.o.H. Division (Editor), Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, pages 107–120.
- [Haque, 2003] Haque, A. (2003). Estimating actual areal evapotranspiration from potential evapotranspiration using physical models based on complementary relationships and meteorological data. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 62 :1 :57–63.
- [Hargreaves, 1982] Hargreaves, G.H. et Samani, Z. (1982). Estimating potential evapotranspiration. technical note journal of irrigation and drainage engineering,. 108(3) :225–230.
- [Holtslag, 1985] Holtslag, V. U. . (1985). Estimation of atmospheric boundary layer parameters for diffusion applications. *Journal of Climate And Applied Meteorology*, 24 :1196–1208.
- [Howard, 1833] Howard, L. (1833). *The Climate Of London*.
- [Hjgstrm, 1988] Hjgstrm (1988). Non-dimensional wind and temperature profiles in the atmospheric surface layer : a re-evaluation. *Boundary-Layer Meteorology*, 42 :55–78.

- [IDF, 2010a] IDF, I. (2010a). Les ts de chaleur urbains - l'adaptation de la ville aux chaleurs urbaines. Technical report, IAU e-de-France.
- [IDF, 2010b] IDF, I. (2010b). Les ts de chaleur urbains - repertoire de fiches connaissance. Technical report, IAU e-de-France.
- [Jarvi, 2011] Jarvi, Grimmond, C. (2011). The surface urban energy and water balance scheme (suews) : Evaluation in los angeles and vancouver. *Journal of Hydrology*, 411 :219–237.
- [Jensen, 1963] Jensen, M.E. et Haise, H. (1963). Estimating evapotranspiration from solar radiation. *Journal of Irrigation and Drainage Division, ASCE*, 89(LR4) :15–41.
- [Kanda, 2009] Kanda, K. . R. . (2009). Evaluation of the simple urban energy balance model using selected data from 1-yr flux observation at two cities. *Journal of Applied Meteorology*, 48 :693–715.
- [Leca et al., 2011] Leca, A., Parisi, L., Lacoite, A., and Saudreau, M. (2011). Comparison of penman-monteith and non-linear energy balance approaches for estimating leaf wetness duration and apple scab infection. *Agricultural and Forest Meteorology*, 151 :1158 – 1162.
- [Lecarpentier, 1975] Lecarpentier, C. (1975). L'évapotranspiration potentielle et ses implications géographiques. *Annales de Géographie*, t.84, n464 :385–414.
- [Leconte, 2011] Leconte, F. (2011). *ots de chaleur urbains (ICU) : modelisation semi-empirique rtir de mesures embarquées - Rapport Bibliographique*. PhD thesis, Agence de l'Environnement et de la Maise de l'ergie (ADEME) & CETE EST.
- [Lemoine, 1972] Lemoine, B. (1972). Utilisation comparee des formules de thornthwaite, turc mensuelle et turc annuelle, pour le calcul de l'évapotranspiration potentielle et de l'évapotranspiration réelle moyenne. Master's thesis, Bureau De Recherches Geologiques Et Minis.
- [Linacre, 1977] Linacre, E. (1977). A simple formula for estimating evaporation rates in various climate, using temperature data alone. *Agricultural Meteorology*, 18 :409–424.
- [Loridan et al., 2011] Loridan, T., Grimmond, S., Offerle, B., Young, D., Smith, T., Ji, L., and Lindberg, F. (2011). Local-scale urban meteorological parameterization scheme (lumps) : longwave radiation parameterization and seasonality related developments. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50 :185–202.
- [Lu, 2006] Lu, L. . M. . (2006). Measurement and estimation of the aerodynamic resistance. *Hydrology and earth system sciences discussions*, 3 :681–705.
- [Mahringer, 1970] Mahringer, W. (1970). Verdunstungsstudien am neusiedler see. *Arch Met Geoph Biokl Ser*, B18 :1–20.
- [Makkink, 1957] Makkink, G. (1957). Testing the penman formula by means of lysimeters. *J. Instn Wat. Engrs*, 11 :277–288.
- [McGuinness, 1972] McGuinness, J.L. et Bordne, E. (1972). A comparison of lysimeter-derived potential evapotranspiration with computed values. *Technical Bulletin 1452, Agricultural Research Service, U.S. Department of Agriculture, Washington D.C.*, page 71.
- [Mestayer, 1994] Mestayer, P. G. et Anquetin, S. (1994). *Climatology of cities. In Diffusion and transport of pollutants in atmospheric mesoscale flow fields, volume 1 - pages 165 ?189*. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands.
- [Meyer, 1926] Meyer, A. (1926). Uber einige zusammenhange zwischen klima und boden in europa. *Chemie der Erde*, 2 :209–347.
- [Mitchell, 2001] Mitchell, Mein, M. (2001). Modelling the urban water cycle. *Journal of Environmental Modelling and Software*, 16 :615–629.

- [Monteith, 1965] Monteith, J. (1965). Evaporation and the environment, the state and movement of water in living organisms. *XIXth symposium. Cambridge University Press, Swansea* :205–234.
- [Morton, 1969] Morton, F. I. (1969). Potential evaporation as a manifestation of regional evaporation. *Water Resources Research*, 5 :1244–1255.
- [Offerle et al., 2003] Offerle, Grimmond, and Oke (2003). Parameterization of net all-wave radiation for urban areas. *Journal of Applied Meteorology*, 42 :1157–1173.
- [Oke, 1987] Oke (1987). *Boundary Layer Climates (second edition)*. Methuen & co.
- [Oke, 2004] Oke (2004). *Initial Guidance To Obtain Representative Meteorological Observations At Urban Sites*. World Meteorological Organization.
- [Oke, 1976] Oke, T. (1976). The distinction between canopy and boundary-layer urban heat islands. *Atmosphere*, 14 :268–277.
- [Oke, 2006] Oke, T. R. (2006). Towards better scientific communication in urban climate. *Theor. Appl. Climatol.*, 84 :179–190.
- [Oudin, 2004] Oudin, L. (2004). *Recherche d'un Mod d'Evapotranspiration Potentielle Pertinent comme Entree d'un mod Pluie-Debit Global*. PhD thesis, Ecole Nationale du Genie Rural, des Eaux et For.
- [Pare, 2006] Pare (2006). *Contribution determination d'un terme du bilan hydrologique dans la region d'Errachidia-Tafilalet : Evaluation de l'evapotranspiration de reference et de l'evaporation avers la zone non saturee de la Plaine de Tafilalet*. PhD thesis, Universite Mohammed V - Agdal.
- [Penman, 1948] Penman, H. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. R. Soc. London*, 193 :120–145.
- [Plamondon and Stein, 1980] Plamondon, A. P. and Stein, J. (1980). Adaptation de la methode de penman au calcul du rayonnement net pepini de luceville, quebec. *Geographie physique et Quaternaire*, 34 :107–114.
- [Praveen and al., 2011] Praveen and al. (2011). Estimation of evapotranspiration rate by different methods. for paddy crop in south kodagu,central western ghats. *Plant Sciences Feed*, 1 :1–5.
- [Priestley, 1972] Priestley, C.H.B. et Taylor, R. (1972). On the assessment of surface heat fluxes and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*, 100 :81–92.
- [Ramier, 2005] Ramier, D. (2005). *Bilan Hydrique des voiries Urbaines : Observations et Modelisation*. PhD thesis, l'ole Centrale de Nantes et l'Universite de Nantes.
- [RCGEP, 2010] RCGEP (2010). Lutte contre les t de chaleurs urbains. Technical report, Referentiel conception et gestion des espaces publics - Grand Lyon.
- [Ringebach, 2004] Ringebach, N. (2004). *Bilan Radiatif Et Flux De Chaleur En Climatologie Urbaine : Mesures, Modelisation Et Validation Sur Strasbourg*. PhD thesis, Universite louis pasteur strasbourg I.
- [Rohwer, 1931] Rohwer, C. (1931). Evaporation from free water surface. *USDA Tech Null*, 217 :1–96.
- [Romanenko, 1961] Romanenko (1961). Computation of the autumn soil moisture using a universal relationship for a large area. *Proceedings Ukrainian Hydrometeorological Research Institute (Kiev)*, 3.
- [Sailor, 2006] Sailor, V. (2006). Correcting aggregate energy consumption data to account for variability in local weather. *Environmental Modelling & Software*, 21 (5) :733–738.

- [Schmid, 1990] Schmid, O. (1990). A model to estimate the source area contributing to surface layer turbulence at a point over a patchy surface. *Meteorological society*, 116 :965–988.
- [Seguin, 1983] Seguin (1983). Estimation de l’potranspiration rtir de l’infrarouge thermique. *Proc. 2nd Intl. Coll. Spectral Signatures of Objects in Remote Sensing - Les colloque de l’INRA*, 23 :427–446.
- [Shuttleworth, 1989] Shuttleworth (1989). Micrometeorology of temperate and tropical forests. *Philos. Trans R.Soc. London*, 324 :199–224.
- [Shuttleworth, 1993] Shuttleworth (1993). *Evaporation*. Handbook of hydrology. McGraw-Hill, New-York.
- [Shuttleworth, 1978] Shuttleworth, W. (1978). A simplified one-dimensional theoretical description of the vegetation-atmosphere interaction. *Boundary-Layer Meteorol.*, 14 :3–27.
- [Shuttleworth, 1983] Shuttleworth, W. (1983). Variations in the global water budget : Evaporation models in the global water budge. *Street-Perrott*.
- [Stewart, 1988] Stewart (1988). Modelling surface conductance of pine forest. *Agricultur and Forest meteorology*, 43 :19–35.
- [Stewart, 2011] Stewart, I. (2011). *Redefining the urban heat island*. PhD thesis, The University of British Columbia, Vancouver.
- [Sugawara, 2007] Sugawara, K. . K. . K. . M. . (2007). Roughness lengths for momentum and heat derived from outdoor urban scale models. *Journal of Applied Meteorology*, 46 :1067–1079.
- [Szeicz, 1969] Szeicz, G., L. I. (1969). Surface resistance of crop canopies. *Water Resources Research*, 5 :622–633.
- [Tabari, 2011] Tabari, M. E. Grismer, S. T. (2011). Comparative analysis of 31 reference evapotranspiration methods under humid conditions. *Springer-Verlag*.
- [T.D. Fletcher, 2013] T.D. Fletcher, H. Andrieu, P. H. (2013). Understanding, management and modelling of urban hydrology and its consequences for receiving waters : A state of the art. *Advances in Water Resources*, 51 :261–279.
- [Thom, 1972] Thom, A. (1972). Momentum, mass and heat exchange of vegetation. *Meteorological society*, 99 :154–170.
- [Thom, 1977] Thom, A.S. et Oliver, H. (1977). On penman’s equation for estimating regional evaporation. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 103 :345–357.
- [Thornthwaite, 1948] Thornthwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38, No. 1 :55–94.
- [Trabert, 1896] Trabert, W. (1896). Neue beobachtungen uber verdampfungsgesch-windigkeiten. *Meteorol Z*, 13 :261–263.
- [Turc, 1961] Turc, L. (1961). Evaluation des besoins en eau irrigation evapotranspiration potentielle. *Ann agro*, 12 (1) :13–51.
- [Vinet, 2000] Vinet, J. (2000). *Contribution modelisation thermo-aeraulique du microclimat urbain. Caracterisation de l’impact de l’eau et de la vegetation sur les conditions de confort en espaces exterieurs*. PhD thesis, Ecole polytechnique de l’Universite de Nantes.
- [Wang et al., 2008] Wang, J., Endreny, T., and Nowak, D. (2008). Mechanistic simulation of tree effects in an urban water balance model. *Journal Of The American Water Resources Association*, 44 :75–85.
- [Widmoser, 2009] Widmoser, P. (2009). A discussion on and alternative to the penman-monteith equation. *Agricultural Water Management*, 96 :711 – 721.

- [WMO, 1966] WMO (1966). Measurement and estimation of evaporation and evapotranspiration. *Tech. Pap (CI-MO-Rep)*.
- [Wright, 1982] Wright, J. L. (1982). New evapotranspiration crop coefficients. proceedings of the american society of civil engineers. *Journal of the Irrigation and Drainage Division*, 108(IR2) :57–74.
- [Xu and Singh, 2001] Xu, C.-Y. and Singh, V. P. (2001). Evaluation and generalization of temperature-based methods for calculating evaporation. *Hydrol. Process*, 15 :305–319.
- [Xu and Singh, 2002] Xu, C.-Y. and Singh, V. P. (2002). Cross comparison of empirical equations for calculating potential evapotranspiration with data from switzerland. *Water Resources Management*, 16 :197–219.
- [Xu, 1997] Xu, V. P. S. . C. (1997). Evaluation and generalization of 13 mass-transfer equations for determining free water evaporation. *hydrological Processes*, 11 :311–323.
- [Zhang L, 2001] Zhang L, Dawes WR, W. G. (2001). Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water Resources Research*, 37 :701–708.
- [Zhao et al., 2013] Zhao, L., Xia, J., Xu, C.-y., Wang, Z., Sobkowiak, L., and Long, C. (2013). Evapotranspiration estimation methods in hydrological models. *Journal of Geographical Sciences*, 23 :359–369.

Annexe A

Description des zones climatiques urbaines (LCZ)

Une Zone Climatique Urbaine (LCZ) est un fragment urbain qui présente fréquemment les mêmes caractéristiques en termes de morphologie urbaine, occupation des sols, matériaux urbains et métabolisme urbain [Leconte, 2011]. Ainsi, Stewart [Stewart, 2011] propose un classement de 17 Zones Climatiques Urbaines. Pour définir cette classification des LCZ, il donne une description de la morphologie urbaine et des propriétés et fonctions de la zone. Ses descriptions comprennent ensuite une illustration avec des graphiques assez clairs, ainsi que des photos d'exemple. La figure A.1 est un exemple d'une fiche descriptive d'une LCZ. La section A.1 page 98.

A.1 Paramètres de définition des zones

- *Sky view factor* : Fraction de l'hémisphère ciel visible depuis le sol. Varie avec la hauteur et l'espacement des bâtiments et des arbres.
- *Aspect ratio* : Moyenne hauteur/largeur du canyon urbain, l'espacement des bâtiments, et l'écart entre les arbres.
- *La moyenne de hauteur des bâtiments et des arbres* : moyenne géométrique des hauteurs de construction et des hauteurs des arbres et plantes.
- *Classe de rugosité du terrain* : suit la classification de Davenport et al. [Davenport AG, 2000] des rugosités de terrain pour les villes et les paysages ruraux.
- *Rapport de surface des bâtiments* : proportion de surface de terre couverte par des bâtiments.
- *Rapport de la surface imperméable* : Proportion de surface de terre couverte par une surface imperméable.
- *Rapport de la surface perméable* : Proportion de surface de terre couverte par une surface perméable.
- *Admittance de la surface* : capacité de la surface à recevoir ou dégager de la chaleur
- *Albédo* : réflectivité de la surface à l'échelle locale, sous un ciel clair à midi.
- *Flux anthropique de chaleur* : moyenne annuelle de flux de chaleur anthropique à l'échelle locale. Les sources de chaleur sont les moteurs des véhicules, les procédés industriels et domestiques de combustion, l'espace de refroidissement et de chauffage, et le métabolisme humain. Varie considérablement avec la latitude, la saison et la densité de population.

DEFINITION

Form: Small buildings 1–3 stories tall; detached or attached in rows, often in grid pattern. Sky view from street level slightly reduced. Building materials vary (wood, brick, stone, tile). Scattered trees and abundant plant cover. Low space heating/cooling demand. Low traffic flow. **Function:** Residential (single or multi-unit housing, low density terrace/row housing); commercial (small retail shops). **Location:** City (medium density); periphery (suburbs). Commuter towns. Rural towns. **Correspondence:** UCZ5 (Oke 2004); Do3 (Ellefsen 1990/91).

ILLUSTRATION

High angle



Low level



PROPERTIES

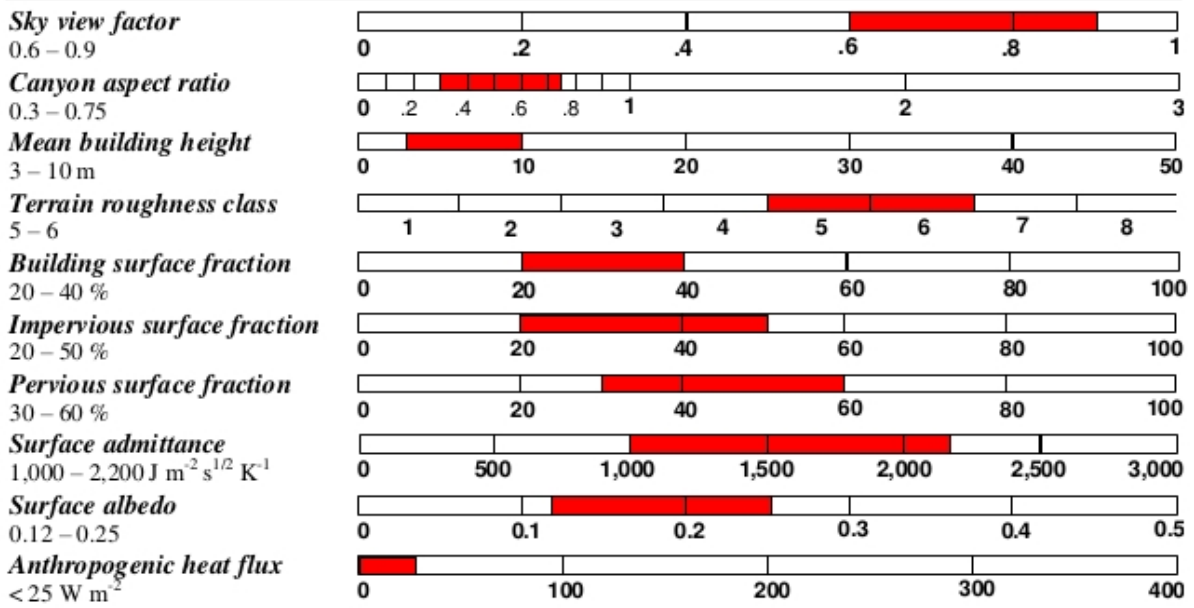


FIGURE A.1 – Exemple d’une LCZ "Open Lowrise", ressemblant à un lotissement urbain, composé de maisons semblable et de petits espaces verts. La première partie consiste en une définition succincte de la forme et des fonctions de la zone. Une illustration schématique, ainsi que des photos viennent compléter la description. Enfin, les propriétés de la zone, décrites dans la partie A.1 page 98, sont données sous forme d’intervalle

A.2 Les différentes zones existantes

Le système comprends deux sous-ensembles de classes : les types de constructions et les surfaces uniques (voir figure A.2). Pour les classes de zones bâties, la distinction se fait entre les batiments et leur densité, les types de sols et les types de plantes. Les types de sols se classent selon leurs propriétés (macadam, herbe, sable, eau...) et la présence ou non de végétation. La liste ci-dessous reprend sommairement l'image A.2.

- *Compact Highrise* : forte densité d'immeubles (grands buildings) - macadam
- *Compact Midrise* : forte densité de bâtiments de taille moyenne (ex : bâtiments du centre-ville de Nancy) - macadam
- *Compact Lowrise* : forte densité de bâtiments de petite taille - macadam
- *Open Highrise* : densité moyenne d'immeubles - macadam + zones vertes
- *Open Midrise* : densité moyenne de bâtiments de taille moyenne - macadam + zones vertes
- *Open Lowrise* : densité moyenne de bâtiments de petite taille (zone pavillonnaire) - macadam + zones vertes
- *Lightweight Lowrise* : densité importante de petits bâtiments en matériaux légers sur un sol sableux (bidonvilles, périphérie de ville peu développée, air de camping...) - sableux
- *Larg lowrise* : densité faible et moyenne de larges bâtiments de faible hauteur (Zone industrielle et commercial) - macadam
- *Sparsely built* : maisons et constructions espacées dans zones assez vertes (village et zone rurales) - macadam + zones vertes
- *Heavy Industry* : industries lourdes et polluantes - macadam
- *Dense trees* : zone où les arbres sont abondants (forêts...) - zones vertes
- *Scattered trees* : zone où les arbres sont répartis de manière éparse - zones vertes
- *Bush, Scrub* : brousse et broussaille - sableux
- *Low plants* : vastes champs - zones vertes
- *Bare Rock Or Paved* : pavés ou zones rocheuses planes - macadam / roches
- *Bare Soil Or Sand* : zones de terre ou sableuses - terre/sableux
- *Water* : larges fleuves, lacs, mer, océans... - eau

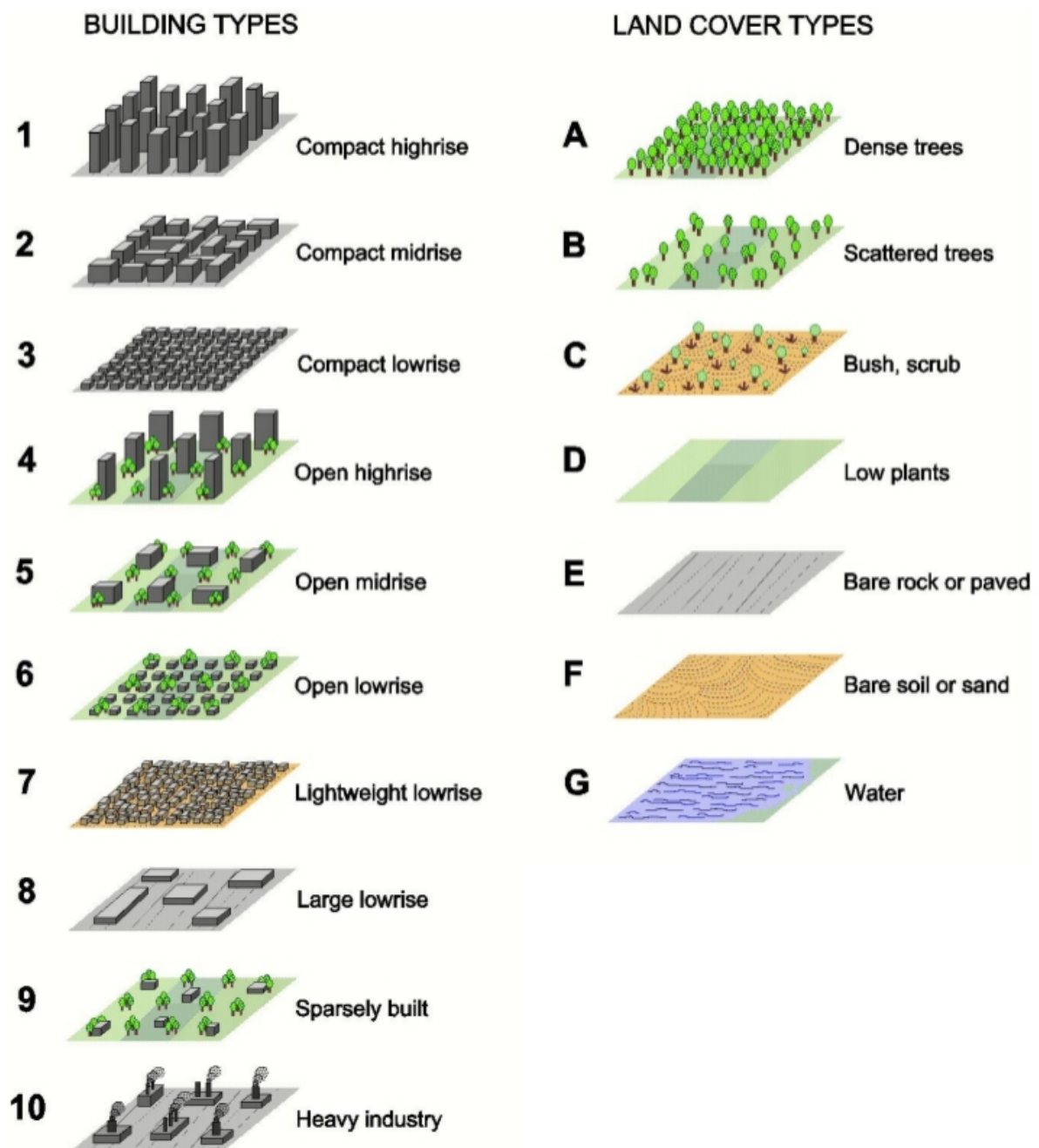


FIGURE A.2 – Schéma de présentation des différentes LCZ décrites dans la partie A.2 page 100.

Annexe B

Méthodes d'évaluation du flux d'évapotranspiration de Penman, Penman-Monteith et Météo-France

B.1 Méthode de Penman

Dans son article fondateur [Penman, 1948], Penman combine les méthodes aérodynamiques au bilan d'énergie. Il n'utilise pas les résistances de surface et aérodynamiques, mais introduit un coefficient empirique pour le terme aérodynamique. La rigueur physique de cette équation fait d'elle une des références, même si elle ne traduit pas l'évapotranspiration réelle. Elle s'applique aux surfaces d'eau libres ou surfaces saturées en eau. Pour écrire son équation, Penman part du bilan énergétique dans lequel il néglige le taux d'énergie emmagasinée :

$$\lambda\rho_w E_0 + Q_H = R_n$$

On peut aussi écrire les équations aérodynamiques, comme le rappelle Brutsaert [Brutsaert, 1982] :

$$\begin{cases} \lambda\rho_w E_0 = f(U)(e_s - e_d) \\ Q_H = \gamma f(U)(T_s - T_a) \end{cases}$$

Dans ces équations $f(U)$ est une fonction qui dépend de la vitesse du vent et γ la constante psychrométrique, définie telle que :

$$\gamma = \frac{c_p P}{\epsilon \lambda} = 0,665 * 10^{-3} P$$

Pour éviter de mesurer e_s et T_s , on se propose de passer par le calcul de la pente de la courbe de la pression de vapeur saturante.

$$\Delta = \frac{de}{dT} = \frac{e_s - e_d}{T_a - T_d}$$

En introduisant T_d dans le terme aérodynamique, on a :

$$Q_H = \gamma f(U)((T_s - T_d) - (T_a - T_d)) = \gamma f(U) \left[\frac{e_s - e_d}{\Delta} - \frac{e_a - e_d}{\Delta} \right]$$

En introduisant l'équation aérodynamique du flux de chaleur latente, on a :

$$Q_H = \frac{\gamma \lambda \rho_w E_0}{\Delta} - \frac{\gamma (e_a - e_d)}{\Delta} f(U)$$

En introduisant Q_H dans le bilan d'énergie et en notant $E_a = f(U)(e_a - e_d)$, on trouve l'équation de Penman :

$$\lambda \rho_w E T_0 = \frac{\Delta R_n + \gamma E_a}{\Delta + \gamma}$$

Données nécessaires : T, U, D, e_d

Temps de mesure : journalier, horaire

Bien qu'elle découle d'un raisonnement physique, le fait que le terme aérodynamique ne soit pas calculé pour chaque cas introduit des erreurs. Le coefficient utilisé ne traduit pas toujours la situation réelle. C'est pour répondre à cette problématique que de nombreux auteurs ont repris cette formule en essayant d'exprimer de différentes façons le terme aérodynamique. La formule de Penman constitue cependant la base de toutes les méthodes combinatoires.

B.2 Méthode de Penman-Monteith

Partant des travaux de Penman, Monteith [Monteith, 1965] intègre à la formule des paramètres liés aux caractéristiques des plantes. Ainsi, une résistance du couvert végétale et une résistance aérodynamique est introduite dans l'équation. Il développe là un des premiers modèles Sol-Végétation-Atmosphère (SWAT). La formule s'écrit alors :

$$ETP_c = E_0 = \frac{\Delta R_n + \frac{\rho_a C_p}{r_a} (e_a - e_d)}{\lambda \rho_w [\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)]}$$

Une étude et une application intéressante de cette formule est faite par Paré [Pare, 2006].

Données nécessaires : T, U, D, e_d

Temps de mesure : journalier, horaire

Contrairement à la formule de Penman, cette nouvelle approche évalue plus précisément l'évapotranspiration. Monteith a introduit deux résistances r_s et r_a , permettant de prendre en compte la résistance de l'air et des plantes à l'évaporation et surtout à la transpiration. Contrairement à l'équation de Penman, la fonction du vent est aussi exprimée. Cette formule donne l'évapotranspiration réelle (ETR) lorsque les résistances sont prises en compte.

Bien que plus complète que la formule de Penman, cette expression fait l'hypothèse que le coefficient de transfert pour la chaleur et pour la vapeur d'eau sont identiques. Enfin, la valeur des résistances reste empirique. Shuttleworth [Shuttleworth, 1993] en donnera des corrélations et des valeurs pour certains climats.

B.3 Méthode de Penman-Monteith-FAO56

Dans le journal *FAO Irrigation and Drainage Paper No. 24*, la FAO préconise quatre méthodes pour évaluer le flux d'évapotranspiration (ou plutôt les besoins en eau des cultures ; étant directement liés à l'évaluation du flux d'évapotranspiration). Dans le No. 56 du même journal, paraît un article *Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements*

qui a pour but d'exposer les retours et de proposer une formule mondialement acceptée.

En définissant une culture de référence comme du gazon, ayant une hauteur de 0,12 m supposé avoir une résistance de surface de 70 s-1 m et un albédo de 0,23. La formule brute proposée par la FAO nous donne donc l'évapotranspiration potentielle d'un couvert de référence ET_o . Ils proposent la formule journalière améliorée de Penman-Monteith s'écrivant :

$$ET_o = \frac{0,408\Delta (R_n - R_g) + \gamma \frac{900}{T+273} U (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34U)}$$

Dans certaines conditions climatiques, les résultats journaliers peuvent moyenniser les variations d'évapotranspiration. C'est pourquoi une formule existe pour être plus précis sur ces phénomènes de courte durée. Aujourd'hui, il est d'autant plus simple d'utiliser des formules au pas de temps horaire, car les stations météorologiques sont plus adaptées.

La formule horaire de Penman-Monteith proposée par la FAO est :

$$ET_o = \frac{0,408\Delta (R_n - R_g) + \gamma \frac{37}{T_{hr}+273} U (e^\circ(T_{hr}) - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34U)}$$

La FAO nous propose donc de calculer l'évapotranspiration d'un couvert de référence. Pour obtenir l'évapotranspiration potentielle, elle applique un coefficient cultural K_c (crop coefficient), tel que :

$$ETP = K_c * ET_o$$

Le coefficient cultural K_c varie selon le couvert végétal, l'état de développement de la plante et selon des variables climatiques. On peut le trouver dans des abaques ou le déterminer en résolvant un bilan hydrique.

Avec cette formule, la FAO essaye d'imposer une méthode internationale standard pour calculer le besoin en eau des cultures.

B.3.0.0.1 Le coefficient Cultural L'évapotranspiration des cultures diffère de l'évapotranspiration de référence ET_o , car les propriétés et les capacités de transpiration des plantes diffèrent selon les espèces. Il existe un coefficient cultural K_c , propre à chaque culture et intégrant l'ensemble des caractéristiques liées à l'espèce. K_c est défini tel que :

$$ET_c = K_c ET_o$$

Le coefficient cultural dépend de nombreuses caractéristiques de la plante, mais aussi du climat et de la saison. Ainsi, pour une même plante, le coefficient cultural peut varier considérablement selon la vitesse du vent, l'ensoleillement (...). Par exemple, la valeur du coefficient cultural pour le sucre de canne peut varier de 1,08 en période humide et peu venteuse, à 1,55 en période sèche et venteuse.

Le coefficient est directement lié à l'âge de la plante, l'état de croissance saisonnier, sa taille et son indice de recouvrement foliaire.

Pour déterminer la valeur du coefficient cultural, il existe deux approches : l'approche du coefficient unique et celle du double coefficient. L'approche du coefficient simple combine l'effet de la transpiration de la culture et de l'évaporation des sols en un seul coefficient. Dans l'approche à deux coefficients, la transpiration des plantes et l'évaporation des sols sont déterminées dans

deux coefficients différents.

L'approche du simple coefficient permet des calculs rapides, sur des moyennes journalières minimums. Celle du double coefficient permet de mieux représenter l'état hydrique du sol et la disponibilité en eau.

La détermination de ce coefficient semble assez difficile à mettre en oeuvre. Et même si nous le trouvons dans la littérature, il faut l'ajuster, de manière à ce qu'il s'adapte aux conditions climatiques et aux caractéristiques évolutives de la plante.

B.4 Méthode d'évaluation du flux d'évapotranspiration de Météo-France

Météo-France calcul chaque jour l'évapotranspiration potentielle d'un couvert végétal bas, continu et homogène, bien alimenté en eau et qui n'est soumis à aucune pathologie. Météo-France considère aussi que la prairie est en pleine croissance, fauchée régulièrement, bien enracinée et bien arrosée mais sans excès.

B.4.1 Méthode utilisées

L'évapotranspiration calculée par Météo-France se base sur l'équation de Penman-Monteith, appliqué dans des conditions idéales. Le pas de temps utilisé pour cette méthode est le jour. Météo-France utilise des mailles de 12 km pour diviser la France. Pour chaque grille, l'ETP est calculée en utilisant les 5 stations les plus proches et en interpolant par une méthode "inverse de la distance au carré".

Pour effectuer leur calcul, Météo-France utilise des mesures entre 8 heures UTC et 18 heures UTC.

B.4.2 Méthode de Penman-Monteith

Météo-France base sa méthode sur celle de Penman-Monteith d'une manière similaire à la FAO. L'évapotranspiration quotidienne de Penman-Monteith est donnée par :

$$\Lambda ETP = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p \frac{e_s - e_a}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (\text{B.1})$$

On sait que Météo-France utilise les coefficients suivants :

$$\begin{cases} r_a = 1/(0,007 + 0,0056u) \\ r_s = 60 \end{cases} \quad (\text{B.2})$$

On peut donc écrire :

$$\left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right) = 1,42 + 0,336u \quad (\text{B.3})$$

On exprime aussi :

$$Cp = \frac{\gamma \epsilon \lambda}{P} \quad (\text{B.4})$$

$$\rho_a = \frac{P}{T_{kv}R} \quad (\text{B.5})$$

avec : $T_{kv} = 1,01(T + 273)$

Ainsi, on a :

$$\frac{Cp\rho_a}{r_a} = \frac{\gamma\epsilon\lambda(0,007 + 0,0056u)}{R1,01(T + 273)} \quad (\text{B.6})$$

En remplaçant les constante par leur valeur et en multipliant l'équation par le nombre de secondes qu'il y a en une journée :

$$\frac{Cp\rho_a}{r_a} = \frac{\gamma(0,622)\lambda(0,007 + 0,0056u)}{(0,287)1,01(T + 273)} \quad (\text{B.7})$$

Et finalement :

$$\frac{Cp\rho_a}{r_a} = \frac{\gamma(1297,8 + 1038,2u)}{T + 273} \quad (\text{B.8})$$

Météo-France applique enfin un terme correctif γ_r pour la constante psychrométrique γ , qui permet de prendre en compte dans les calculs l'approximation entre la température de l'air et la température du sol. On peut enfin écrire :

$$ET = \frac{0,408\Delta(Rn - G) + \frac{(\gamma+\gamma_r)(1297,8+1038,2u)(e_s-e_a)}{T+273}}{\Delta + (\gamma + \gamma_r)(1,42 + 0,336)} \quad (\text{B.9})$$

B.4.3 Limites de la méthode

La première limite qui apparaît est temporelle. Météo-France calcule l'évapotranspiration chaque jour en prenant uniquement les valeurs de température, rayonnement, vitesse du vent et tension de vapeur moyenne entre 8heures et 18heures UTC. On comprends assez rapidement le manque de représentativité sur des phénomènes ponctuels.

La seconde limites est spatiale. Les données météorologiques ne se prêtent pas facilement à une extrapolation, ce qui limite le réalisme des résultats [Dupont, 2001].

En milieu urbain, nous ne pouvons pas utilisés les données de météo-France. En effet, la répartition des sols est trop complexe pour que le modèle utilisé soit acceptable. Météo-France détermine l'ETP pour un gazon bas, bien alimenté en eau. Les surfaces urbaines sont très diversifiées (donc pas représentées par Météo-France) et il ne prennent pas en compte l'évaporation de l'eau au sol. Aussi, d'un point de vue énergétique, la formule de Penman-Monteith telle qu'utilisée par Météo-France n'est pas acceptable. En effet, les flux anthropique et le flux de chaleur stockée sont négligés. En ville, ces deux flux de chaleurs ne sont pas négligeables.

Annexe C

Choix des périodes d'études idéales pour les toitures végétalisées, courbes pluviométrie/rayonnement solaire

Afin de déterminer les périodes idéales d'étude pour les toitures végétalisées, nous avons tracés des graphiques reprenant le cumul total de plus durant chaque jour de l'année, ainsi que le rayonnement solaire. Les données sont issues des relevés de Météo-France de la station d'Essey-Lès-Nancy.

Pour avoir une période correcte et intéressante, nous devions observer un succession d'au moins trois jours sans pluie (de préférence ensoleillé). Il fallait aussi qu'il y ai une présence d'eau dans le substrat, par conséquent, une période pluvieuse assez importante avant la période d'étude. Nous avons pu par conséquent isoler un grand nombre de période intéressantes (voir Table C.1).

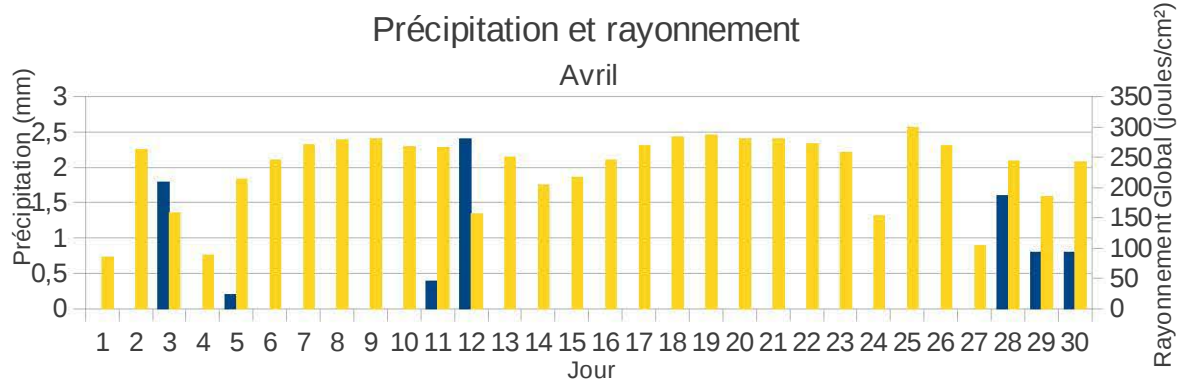
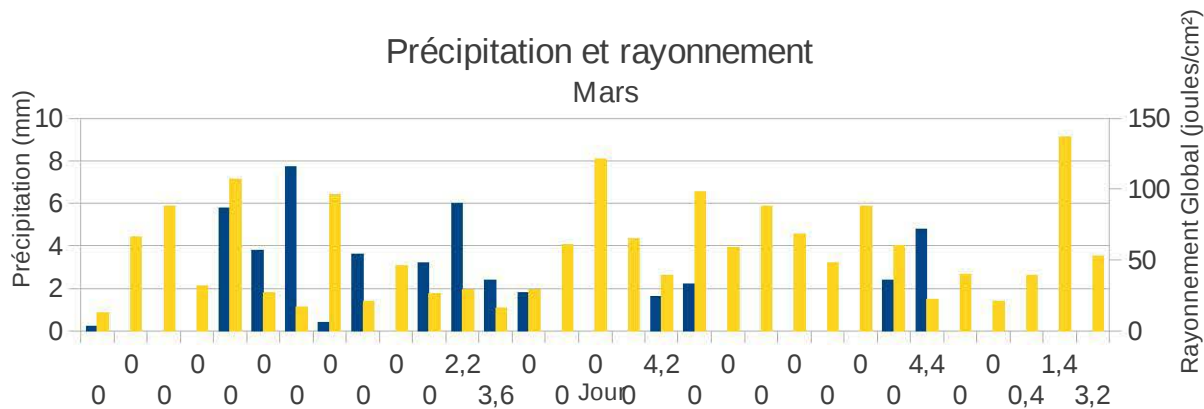
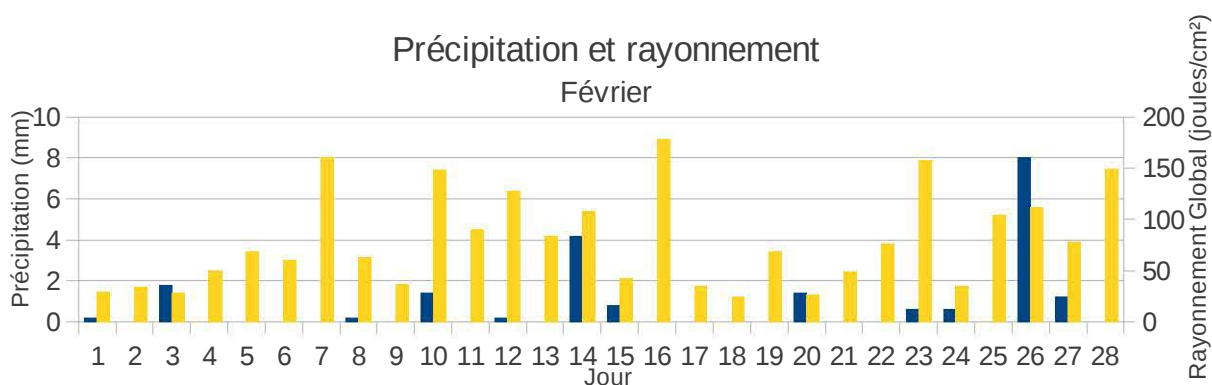
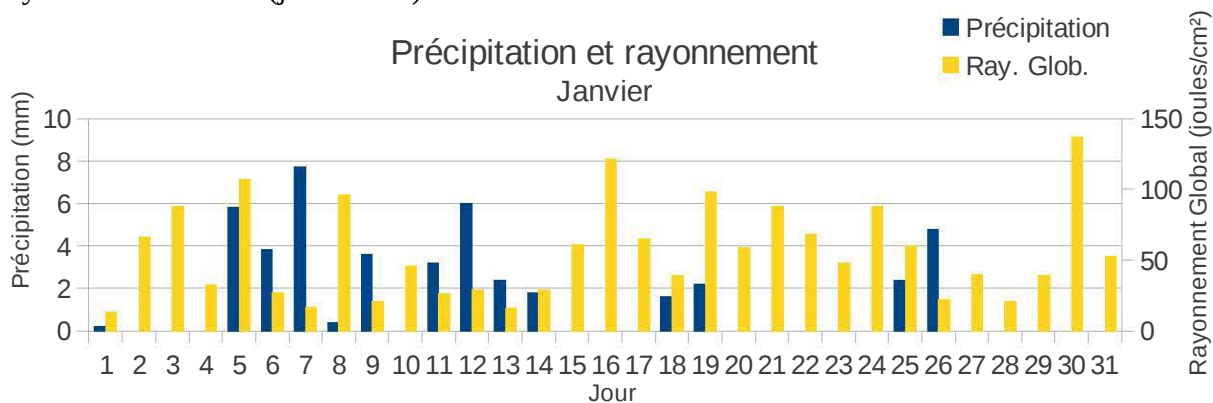
2011		2012		2013	
Janvier	15-17 / 20-24 / 27-31	Janvier	8-18 / 23-27	Janvier	23-26
février	/	février	19-23	février	/
mars	/	mars	8-14	mars	/
avril	4-10 / 13-27	avril	/	avril	1-6 / 13-25
mai	1-5	mai	22-31		
juin	1-5 / 24-27	juin	13-18		
juillet	/	juillet	21-16		
août	28-31	août	6-14 / 24-27		
septembre	19-30	septembre	/		
octobre	20-23	octobre	15-25		
novembre	9-16	novembre	/		
décembre	24-27	décembre	/		

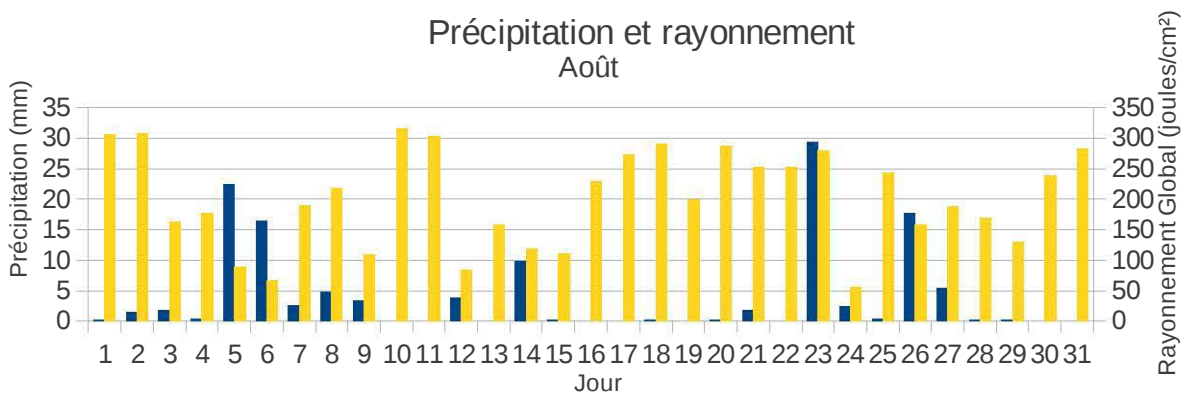
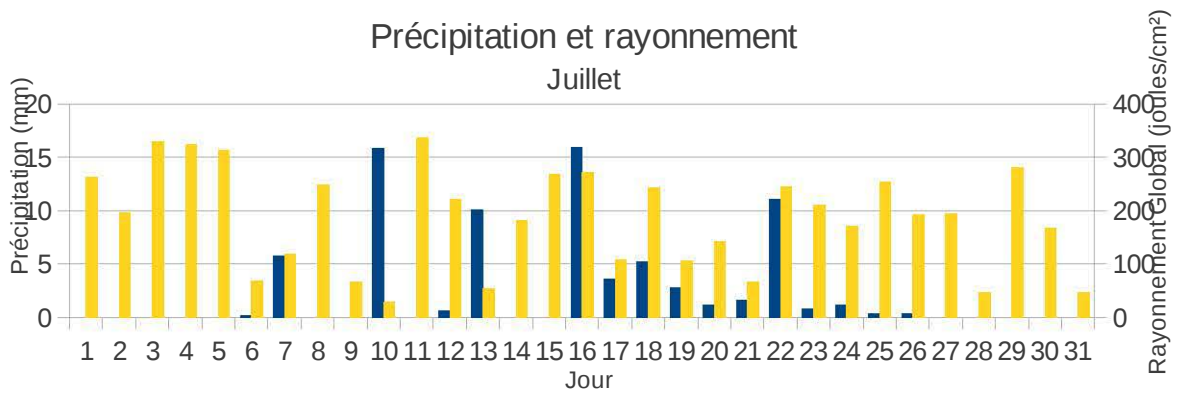
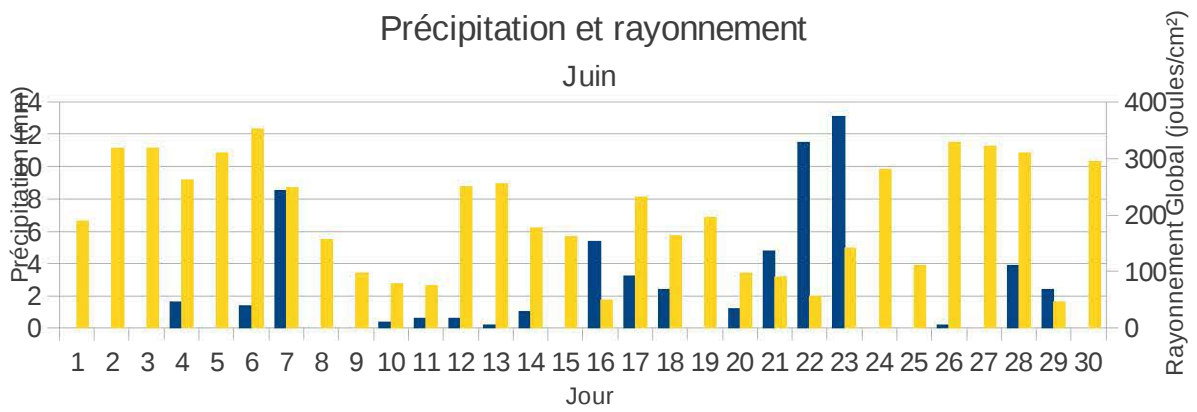
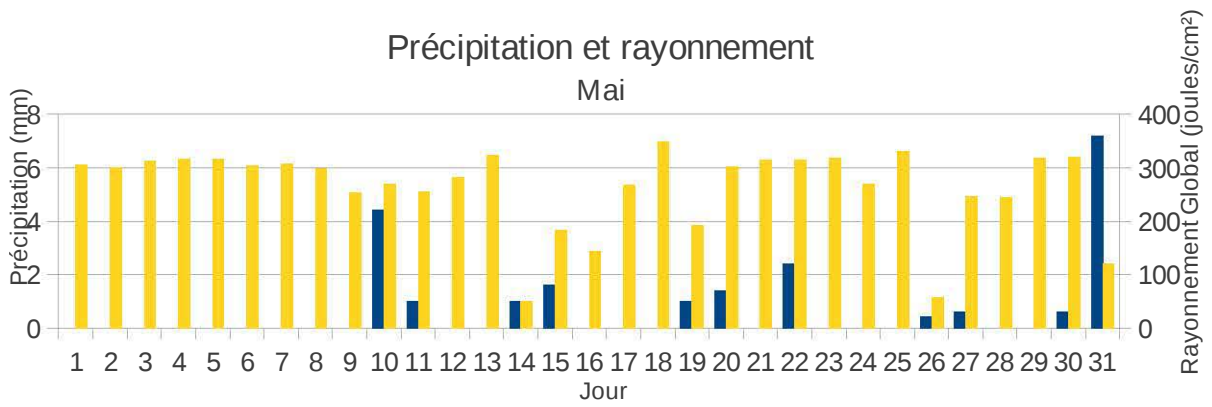
TABLE C.1 – Tableau reprenant les périodes idéales en fonction de l'année et du mois

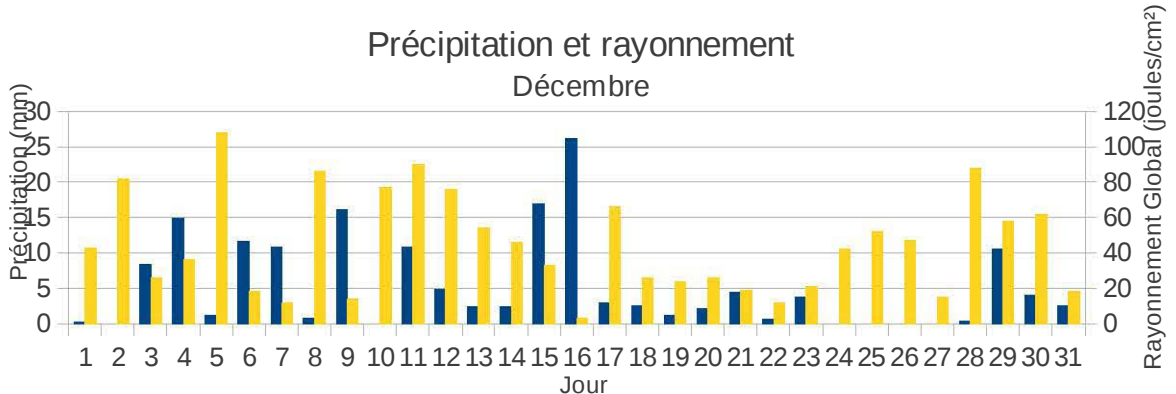
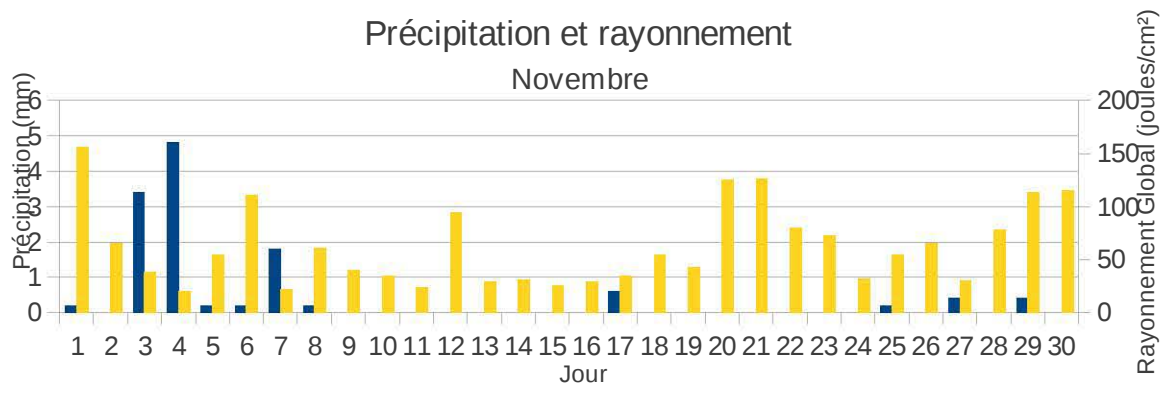
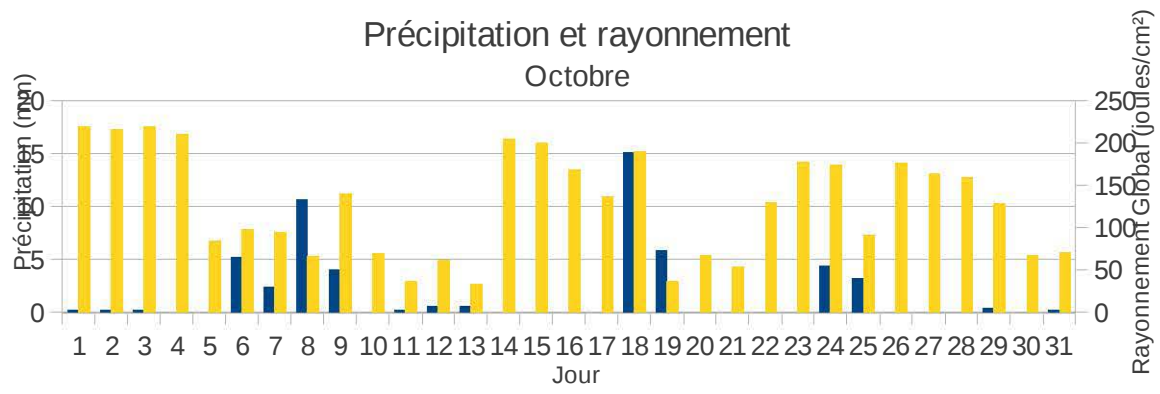
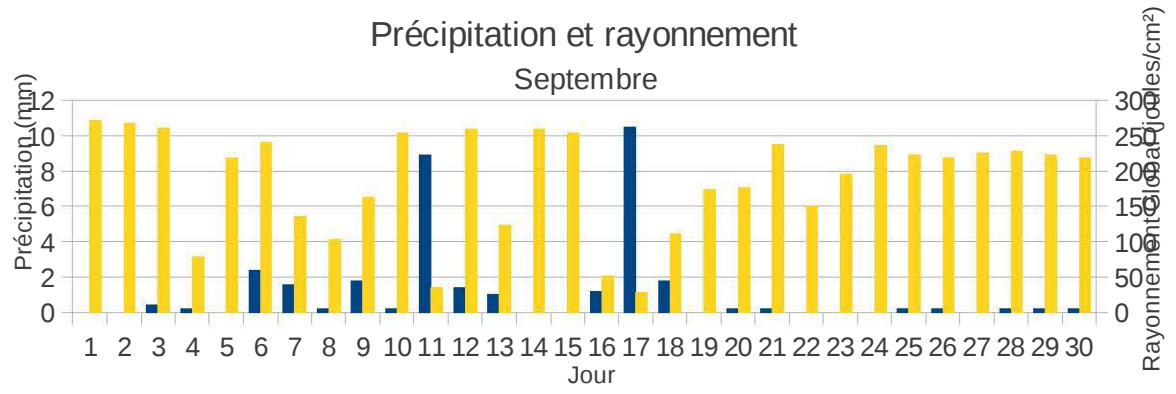
PRÉCIPITATION ET RAYONNEMENT POUR 2011

- Précipitation en mm, pour un jour entre 6h et 6h

- Rayonnement Global (joules/cm²) mesuré à 12h

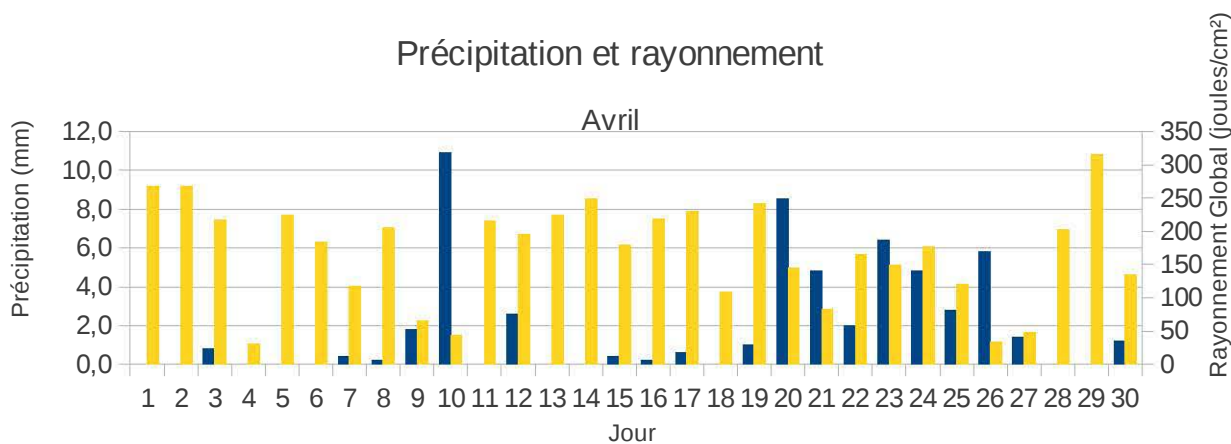
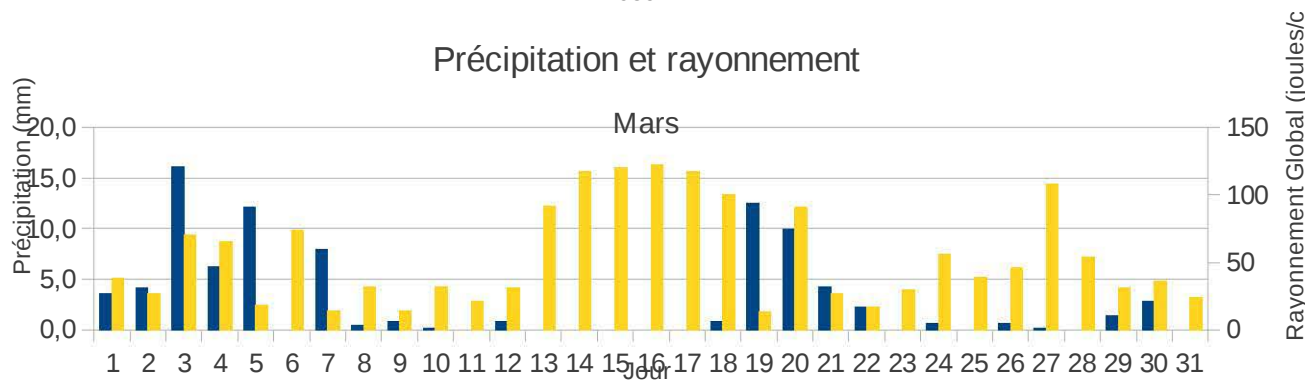
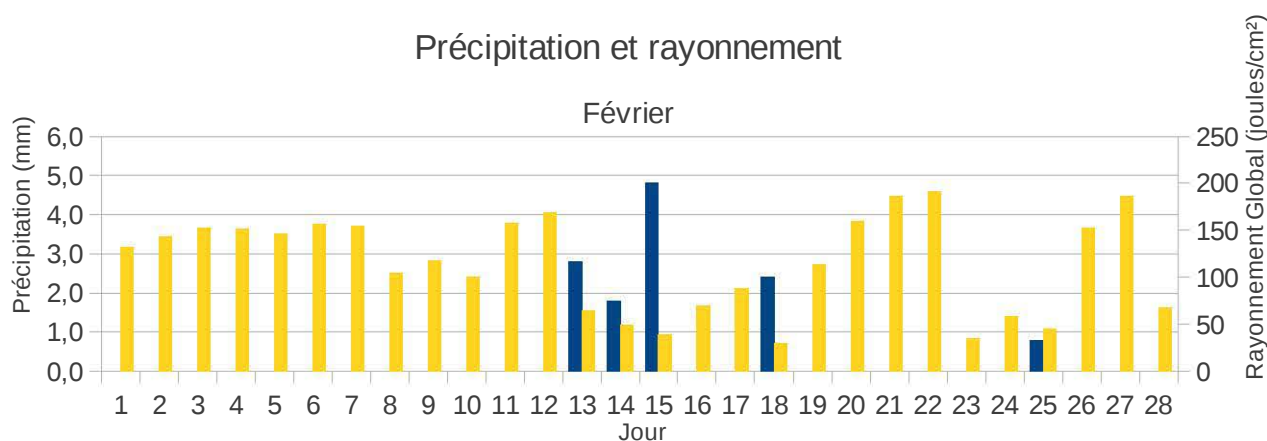
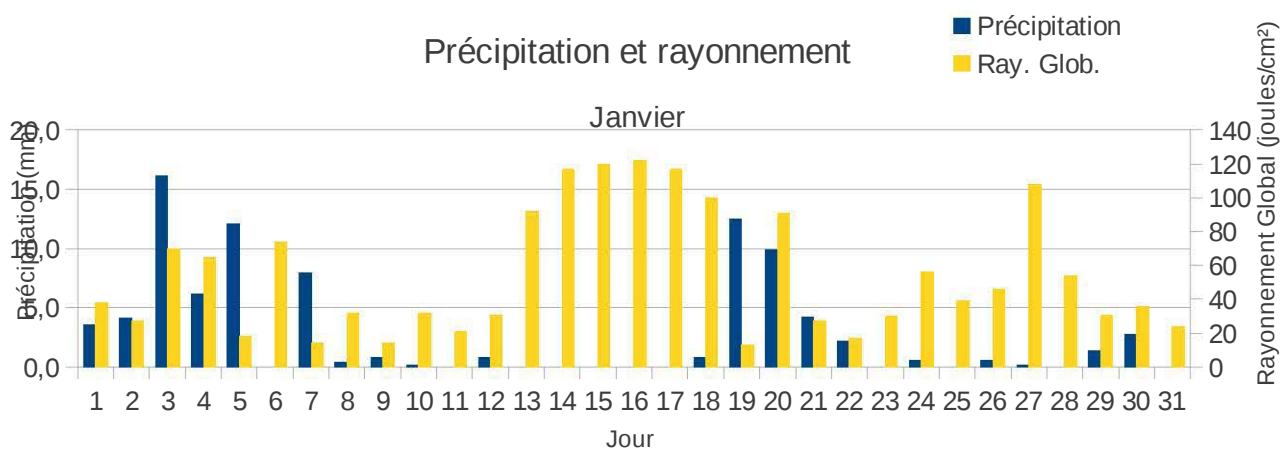




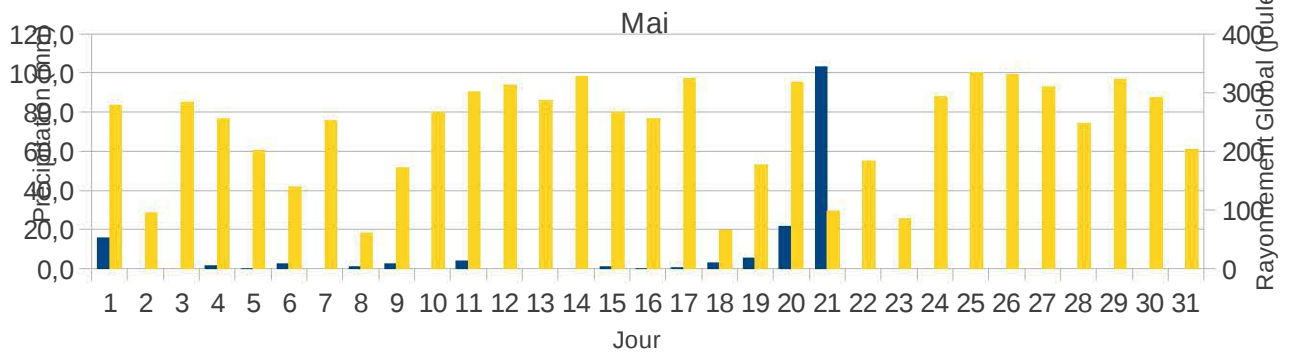


PRÉCIPITATION ET RAYONNEMENT POUR 2012

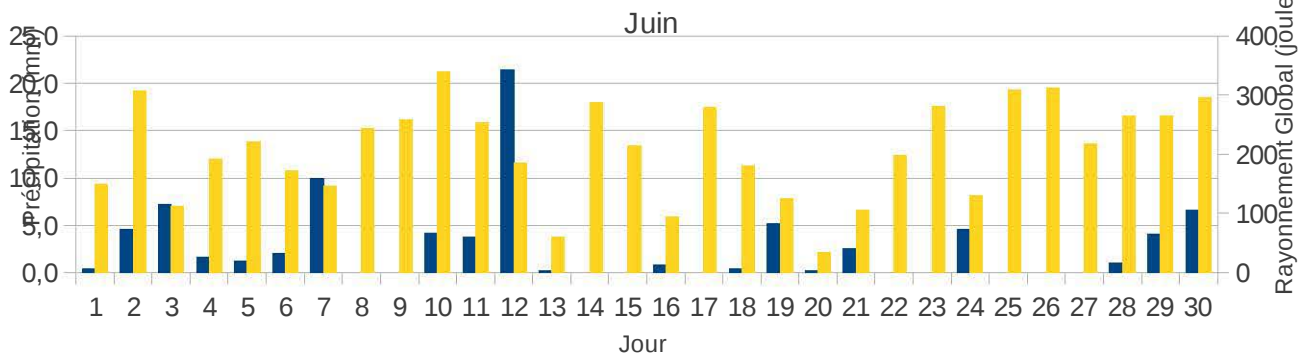
- Précipitation en mm, pour un jour entre 6h et 6h
- Rayonnement Global (joules/cm²) mesuré à 12h



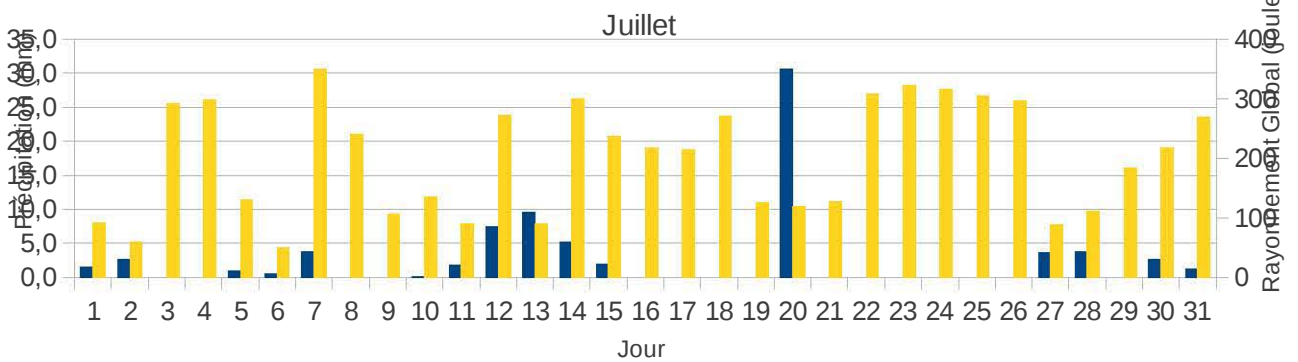
Précipitation et rayonnement



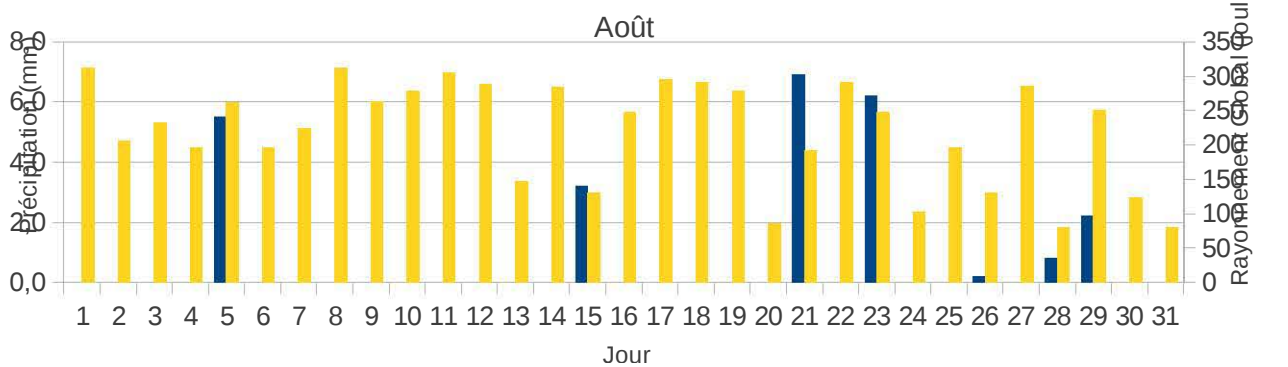
Précipitation et rayonnement



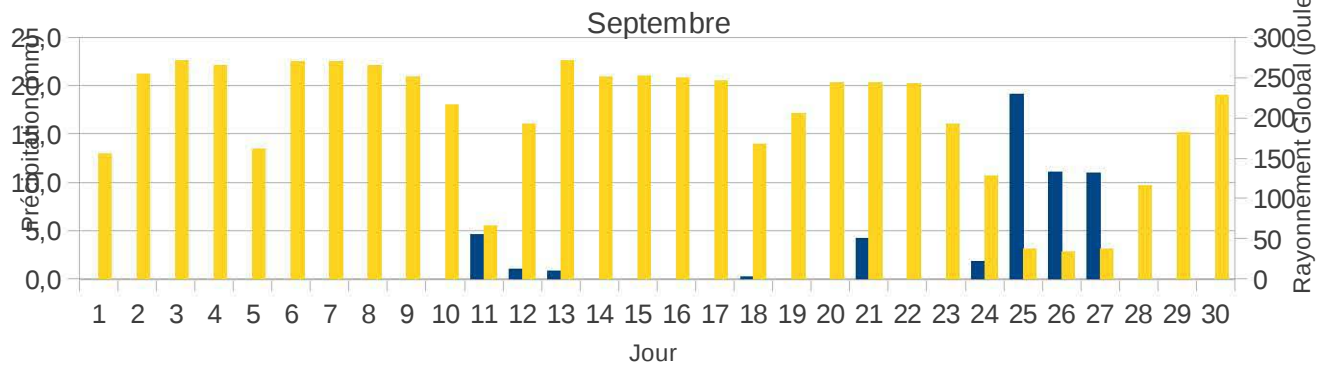
Précipitation et rayonnement



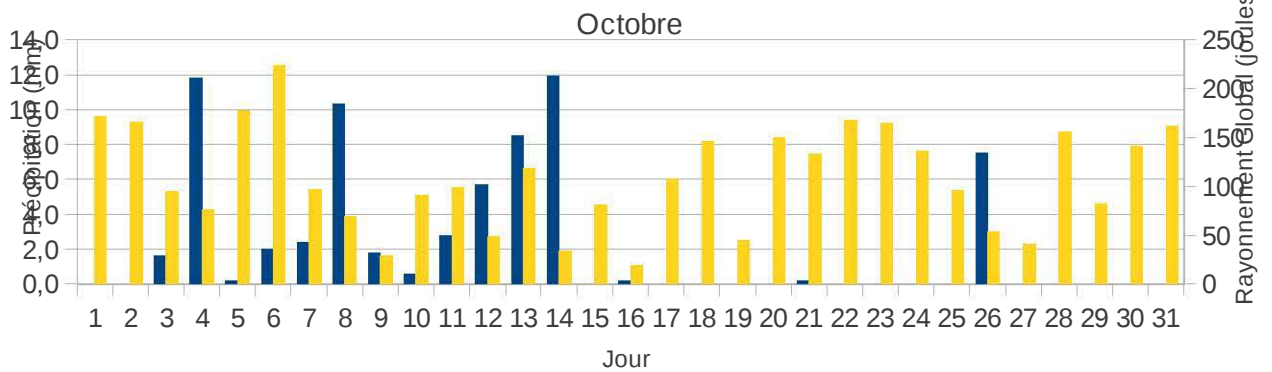
Précipitation et rayonnement



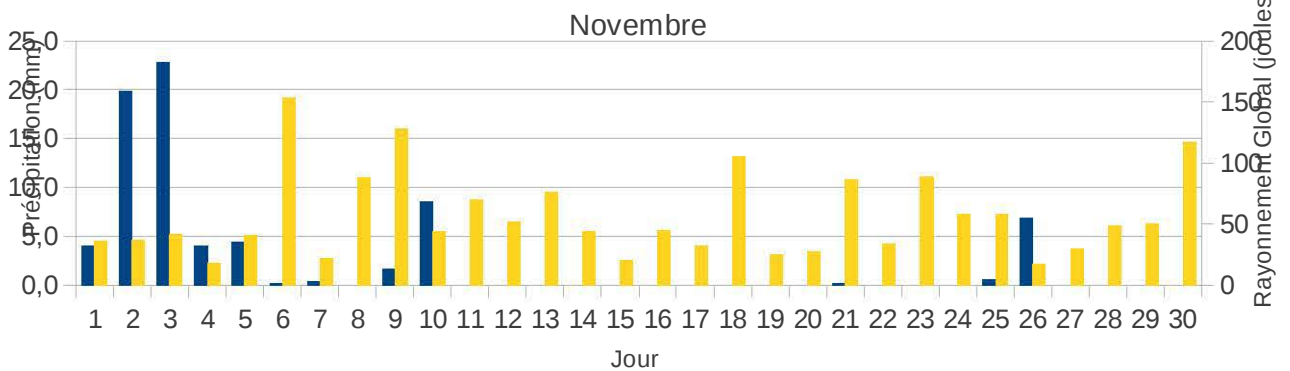
Précipitation et rayonnement



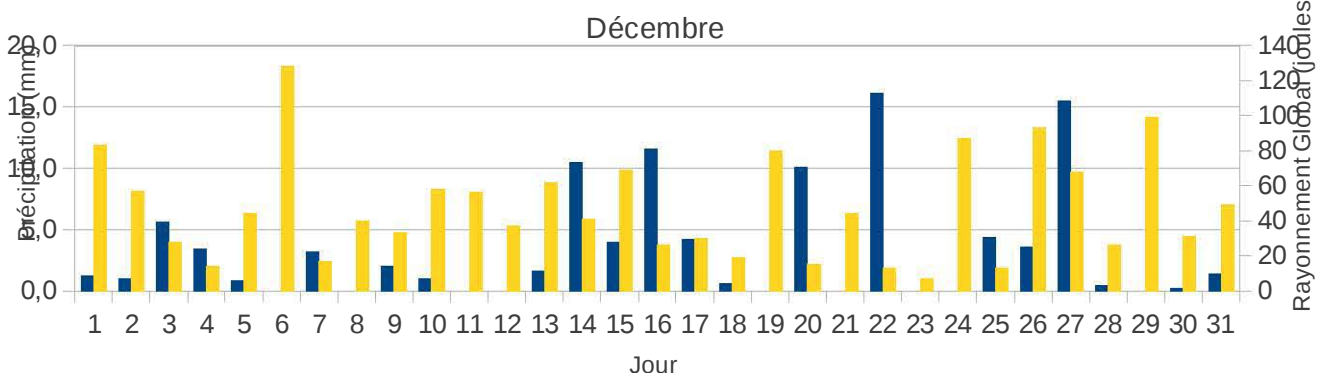
Précipitation et rayonnement



Précipitation et rayonnement

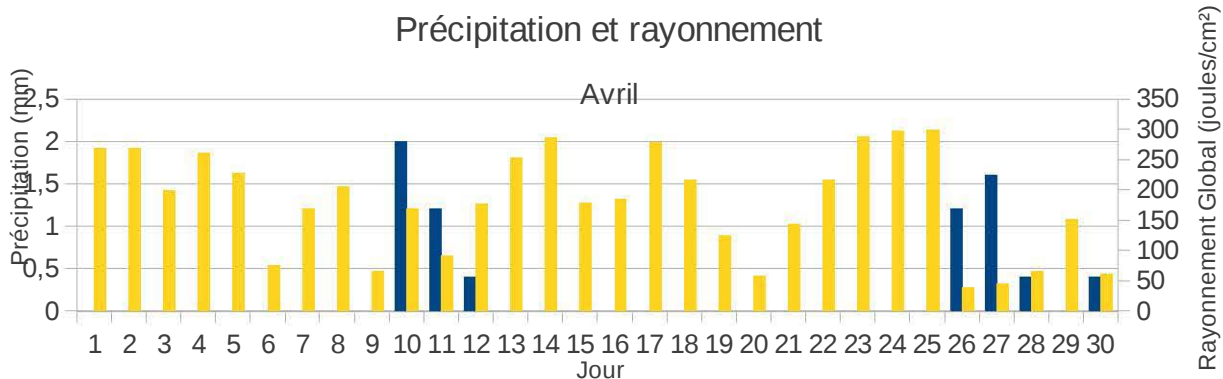
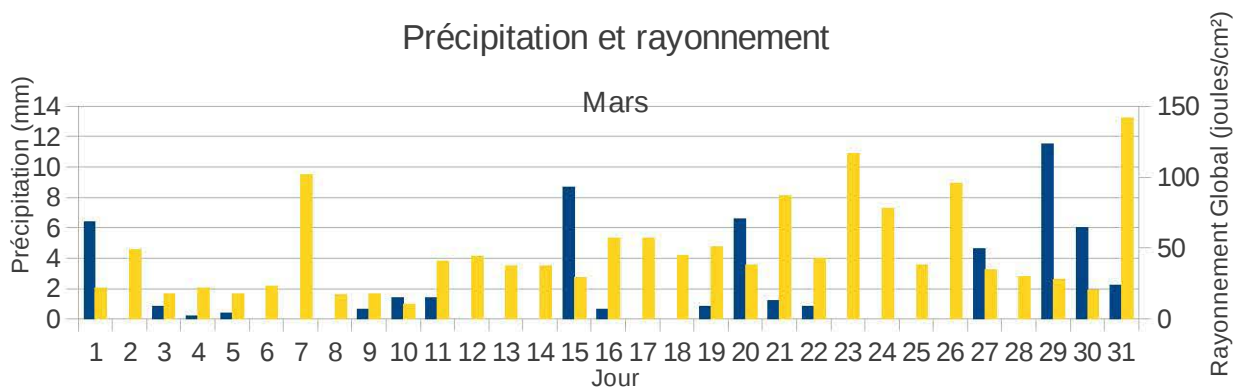
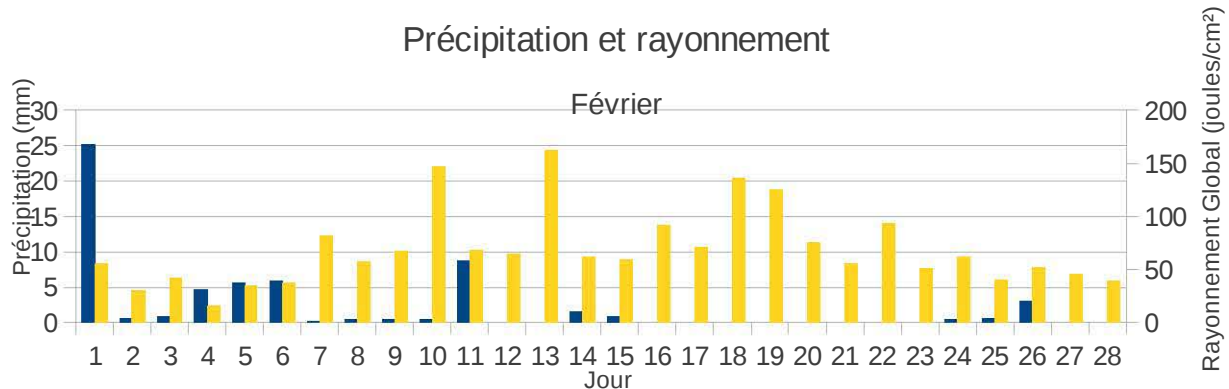
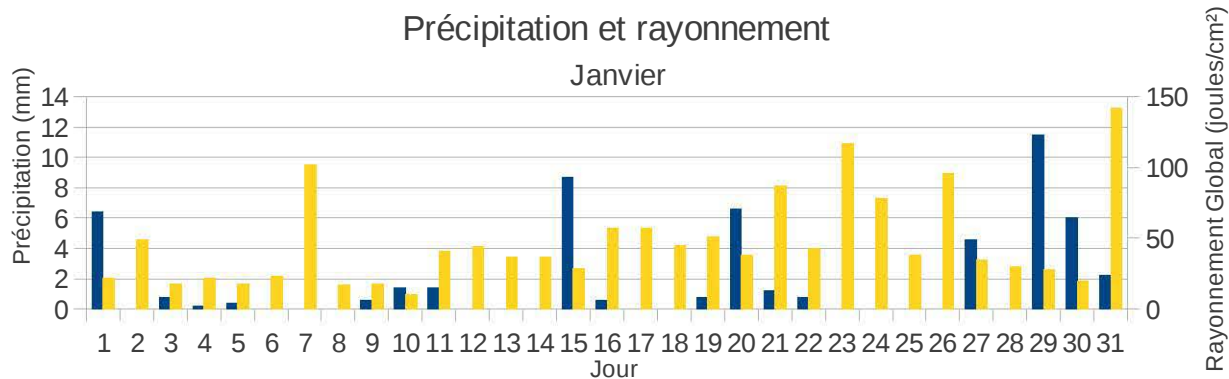


Précipitation et rayonnement



PRÉCIPITATION ET RAYONNEMENT POUR 2013

- Précipitation en mm, pour un jour entre 6h et 6h
- Rayonnement Global (joules/cm²) mesuré à 12h



Annexe D

SUEWS

Le modèle SUEWS réalise un bilan d'énergie et un bilan hydrique en milieu urbain, avec un nombre minimum de mesures météorologiques et d'informations sur les surfaces urbaines. Ce modèle prend en compte l'état de surface du sol.

En zones urbaines, le bilan hydrique peut s'écrire [[Grimmond, 1986a](#)] :

$$P + I + F = ET + R + \Delta S$$

Dans lequel P représente les précipitations, I les adductions d'eau, F l'eau ayant une origine anthropique, ET le flux d'évapotranspiration, R le ruissellement et ΔS les variations du stock d'eau.

Le bilan d'énergie s'écrit [[Oke, 1987](#)] :

$$Q^* + Q_F = Q_E + Q_H + \Delta Q_S$$

Dans lequel Q^* représente le flux radiatif net, Q_F le flux anthropique, Q_E le flux de chaleur latente, Q_H le flux de chaleur sensible, ΔQ_S le flux de chaleur stockée.

SUEWS se base sur le modèle "evaporation-interception" développé par Grimmond et Oke en 1991 [[Grimmond, 1991](#)]. Le modèle de 1991 est amélioré par l'incorporation de sous-modèles réduisant le nombre de variables nécessaires et traduisant mieux les échanges en milieu urbain. Le modèle SUEWS prête une attention particulière à la conductance de surface utilisée dans l'évaluation de l'évapotranspiration. L'approche de Jarvis est utilisée, par l'application de coefficient pour le milieu urbain. La surface et le sol sont pris en compte dans le modèle en une seule couche humide.

L'échelle spatiale fondamentale est le quartier (ou local scale), mais elle peut aussi s'appliquer à des échelles plus petites. L'échelle temporelle de base est de 5 minutes pour le bilan hydrique et de une heure pour le bilan d'énergie.

En plus des variables climatiques nécessaires (vitesse du vent, humidité relative, température de l'air, pression, précipitation, flux radiatif aux courtes longueurs d'onde), des informations sur la zone d'études sont nécessaires (pourcentage de répartition des surfaces, nombre d'habitants, zones irriguées...).

D.1 Présentation des sous-modèles

D.1.1 Flux de chaleur latente

Le flux de chaleur latente est une expression de la formule de Penman-Monteith adaptée au milieu urbain par Grimmond et Oke [Grimmond, 1991].

$$Q_E = \frac{\Delta(Q^* + Q_F - \Delta Q_S) + \frac{C_a V}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)}$$

Dans lequel Q_E , Q^* , Q_F et ΔQ_S sont des termes du bilan d'énergie. Δ est la pente de la courbe de pression de vapeur saturante. V est le déficit de pression de vapeur dans l'air. cp et ρ des caractéristiques propres à l'eau. γ la constante psychométrique. r_s et r_a les résistances de surface et aérodynamiques.

D.1.2 Le flux radiatif net Q^*

Le flux radiatif net est évalué avec le modèle NARP [Offerle et al., 2003], repris et amélioré dans le modèle LUMPS [Grimmond and Oke, 2002, Loridan et al., 2011].

Le flux radiatif net s'exprime :

$$Q^* = K \downarrow (1 - \alpha_0) + \epsilon_0(L \downarrow - \sigma T_a^4) - 0,08K \downarrow (1 - \alpha_0)$$

Où $K \downarrow$ est le flux radiatif aux courtes longueurs d'onde et $L \downarrow$ est le flux radiatif aux grandes longueurs d'onde. ϵ_0 et α_0 sont l'émissivité et l'albédo de la surface. σ la constante de Stefan-Blotzmann. T_a la température mesurée près du sol.

Si $K \downarrow$ est une valeur mesurée, on peut trouver $L \downarrow$ à l'aide de l'expression suivante :

$$L \downarrow(e_a, T_a, RH) = \{\epsilon_{clear}(e_a, T_a) + [1 - \epsilon_{clear}(e_a, T_a)] * F_{CLD}(RH, T_a)\} \sigma T_a^4$$

F_{CLD} représente la portion du ciel couverte par des nuages, qui s'exprime

$$F_{CLD}(RH, T_a) = 0,185 \left[e^{(0,015+1,9*10^{-4}T_a)HR} - 1 \right]$$

Et $\epsilon_{clear}(e_a, T_a)$ s'exprime :

$$\epsilon_{clear}(e_a, T_a) = 1 - (1 + w)e^{-\sqrt{1,2+3w}}; w = 46,5 \frac{e_a}{T_a}$$

D.1.3 Le flux de chaleur stockée ΔQ_s

Le flux de chaleur stockée est évalué en utilisant le modèle OHM [Grimmond and Oke, 2002, Grimmond, 1999]. Le flux de chaleur stockée s'exprime ainsi

$$\Delta Q_s = \sum_{i=1}^n \left[a_{1i} Q^* + a_{2i} \frac{\partial Q^*}{\partial t} + a_{3i} \right]$$

Où i représente une des n surfaces ; a_{1i} , a_{2i} , a_{3i} sont des coefficients propres à chaque surface et Q^* le flux radiatif net.

D.1.4 Le flux anthropique Q_F

Pour évaluer le flux anthropique on utilise le modèle LUCY. Celui-ci exprime le flux anthropique Q_F en fonction du flux de chaleur provoqué par les véhicules Q_V , des bâtiments Q_B et le métabolisme humain Q_M .

$$Q_F = Q_V + Q_B + Q_M$$

Influence des véhicules

Le flux de chaleur provoqué par les véhicules s'écrit :

$$Q_V = \frac{[V_C E_C + V_M E_M + V_{FR} E_{FR}] F \times 24 \times PDH_W}{A \times 3,6 \times 10^{12}}$$

Dans laquelle

- V_C le nombre de voiture pour mille personnes
- V_E le nombre de motorcycle pour mille personnes
- V_{FR} le nombre de véhicule de transport pour mille personnes
- E_C, V_M, V_{FR} des facteurs d'émission pour les trois types de moteur, en fonction de la vitesse des véhicules.
- F un facteur multiplicatif pour changer le nombre total de véhicules.
- D la distance parcourue en une heure
- H_W la fraction horaire du nombre total journalier de véhicules.

Influence des bâtiments

La chaleur dégagée par les bâtiments s'exprime :

$$Q_B = \frac{EPH_E T_F}{P_T A \times 8,76 \times 10^6}$$

Avec

- E la consommation totale net d'énergie
- H_E la quantité horaire d'énergie utilisée
- T_F un facteur d'échelle de l'énergie utilisée basé sur la température mensuelle
- P_T la population totale du pays dans laquelle la grille est située

Influence du métabolisme humain

L'influence du métabolisme humain est calculé en utilisant l'expression suivante :

$$Q_M = \frac{PH_M}{A10^6}$$

Avec P le nombre d'habitant dans la zone ; H_M la quantité d'énergie produite par personne en fonction de l'heure dans la journée ; A la taille de la cellule.

$$A = (\alpha_2 - \alpha_1)(\sin(\delta_2) - \sin(\delta_1))(6378,135)^2$$

Avec α_1 la longitude ouest de la grille, α_2 la longitude est de la grille, δ_1 la latitude sud de la grille, δ_2 la latitude nord de la grille.

D.1.5 Résistance Aérodynamique

Il est très difficile de déterminer le flux de chaleur sensible et de chaleur latente pour des surfaces hétérogènes. La résistance aérodynamique est un paramètre très important pour estimer le flux de chaleur latente avec une méthode par télédétection. En ce basant sur la théorie de la similarité de Monin et Obukhov, de nombreux auteurs ont proposés des modèles pour estimé la résistance aérodynamique [Lu, 2006].

Le modèle SUEWS propose d'utiliser la méthode de Thom [Thom, 1972], qui estime la résistance aérodynamique pour le transfert de la chaleur et de la vapeur.

La résistance aérodynamique est calculée en utilisant le profil logarithmique du vent, pour chaque heure :

$$r_a = \frac{\left[\ln \left(\frac{z_m - z_d}{z_{0m}} \right) - \psi_m \right] \left[\ln \left(\frac{z_m + z_d}{z_{0v}} \right) - \psi_v \right]}{k^2 u} \quad (\text{D.1})$$

- z_m est la hauteur de la mesure horizontal de la vitesse du vent u
- z_d est la hauteur de déplacement
- z_{0m} est la longueur de rugosité pour la quantité de mouvement
- z_{0v} est la longueur de rugosité pour la chaleur et la vapeur d'eau
- ψ_m et ψ_v sont des fonctions de stabilité pour la quantité de mouvement et la vapeur d'eau
- k est la constance de Von Karman
- u est la vitesse du vent

D.1.5.1 Hauteur de déplacement et longueur de rugosité pour la quantité de mouvement

On détermine la hauteur de référence à l'aide de la figure D.1. En connaissant z_H la hauteur moyenne des rugosités et λ_p le pourcentage surfacique des bâtiments, on peut retrouver z_d . Pour simplifier nos calculs, nous pouvons approximer ce graphique en trois zones surfaciques :

- $0 \leq \lambda_p < 0,2$:

$$z_d = (3,70\lambda_p - 0,25)z_H \quad (\text{D.2})$$

- $0,2 \leq \lambda_p < 0,4$:

$$z_d = (1,15\lambda_p + 0,31)z_H \quad (\text{D.3})$$

- $0,4 \leq \lambda_p < 1$:

$$z_d = (0,434\lambda_p + 0,58)z_H \quad (\text{D.4})$$

On applique la même méthode, avec le même graphique pour déterminer z_{m0} (appelé z_o sur le graphique), en fonction de la densité surfacique de bâtiments λ_p et la hauteur moyenne des bâtiments z_H . Pour simplifier nos calculs, on peut approximer ce graphique en deux zones surfaciques :

- $0 \leq \lambda_p < 0,32$:

$$z_{o m} = (0,406\lambda_p)z_H \quad (\text{D.5})$$

- $0,32 \leq \lambda_p < 0,8$:

$$z_{o m} = (0,271\lambda_p + 0,23)z_H \quad (\text{D.6})$$

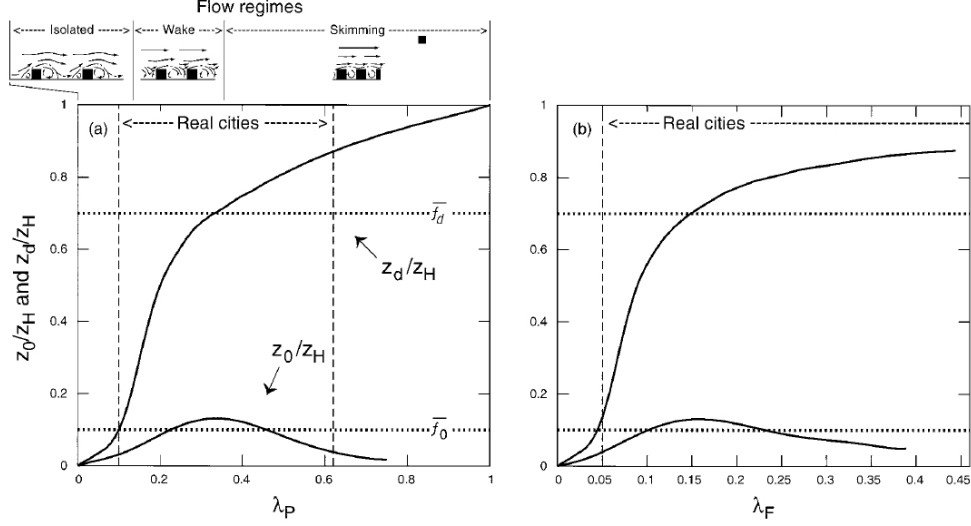


FIGURE D.1 – Représentation du rapport z_d/z_H en fonction de la densité surfacique des bâtiments (en %). D’après [Grimmond and Oke, 1999]

D.1.5.2 Longueur de rugosité pour la chaleur et la vapeur d’eau

On détermine la longueur de rugosité pour la chaleur et la vapeur d’eau z_{ov} , en utilisant $z_o m$ dans la formule de Brutsaert [Brutsaert, 1982] :

$$z_{ov} = z_o m \exp\left(2, 0 - a \frac{z_o m u_*}{v}\right) \quad (\text{D.7})$$

avec $a = 1, 29$ [Sugawara, 2007] ou $a = 1, 2 - 0, 9 f_v^{0,29}$ [Kanda, 2009] (avec f_v le pourcentage de couverture végétal) et $v = 1, 46 * 10^{-5} m^2 s^{-1}$.

Dans le cas où u_* n’est pas connu, on peut prendre $z_{ov} = 0, 1 * z_o m$ [Grimmond, 1991].

D.1.5.3 fonctions de stabilité

Les fonctions de stabilité pour la quantité de mouvement et la vapeur d’eau dépendent de la stabilité de la couche limite atmosphérique. Cette stabilité se détermine grâce à la longueur de Monin-Obukhov, nommée L . Si L est négatif, nous sommes en conditions instables (souvent pendant la journée) et si L est positif en conditions stables (souvent pendant la nuit).

Dans le cas où une des données de calcul est manquante, on pourra calculer r_a , sans ces corrections [Grimmond, 1991].

D.1.5.4 Longueur de Monin-Obukhov

D.1.5.4.a A l’aide de la différence de température

Lorsqu’on connaît une différence de température entre deux hauteurs z_1 et z_2 , ainsi que la vitesse du vent u à la hauteur z_3 ; on exprime la longueur de Monin-Obukhov de la façon suivante :

$$L = \frac{T_d u_*^2}{k g \Theta_*} \quad (\text{D.8})$$

Avec T_d la température du bulbe sec, Θ_* l'échelle de température pour le transfert turbulent de chaleur et u_* la vitesse de friction. On écrit :

$$\Theta_* = \frac{k\Delta\Theta}{\ln\left(\frac{z_2-d}{z_1}\right) - \psi_H\left(\frac{z_2-d}{L}\right) + \psi_H\left(\frac{z_1-d}{L}\right)} \quad (\text{D.9})$$

Avec $\Delta\Theta$, la différence potentielle de température [Thom, 1972] :

$$\Delta\Theta = \Delta T(100/P)^K \quad (\text{D.10})$$

Et on écrit u_* :

$$u_* = \frac{ku(z_3-d)}{\ln\left(\frac{z_3-d}{z_0}\right) - \psi\left(\frac{z_3-d}{L}\right)} \quad (\text{D.11})$$

D.1.5.4.b A l'aide du flux de chaleur sensible

Lorsqu'on connaît le flux de chaleur sensible, on exprime la longueur de Monin-Obukhov de la façon suivante :

$$L = \frac{-u_*^3 \rho c_p T_d}{kgQ_H} \quad (\text{D.12})$$

D.1.5.5 Fonction de stabilité

D.1.5.5.a En conditions instables

En condition instables, la fonction de stabilité de la quantité de mouvement est [Holtslag, 1985] :

$$\psi_m = 2\ln\left(\frac{1+X}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+X^2}{2}\right) - 2\tan^{-1}(X) + \frac{\pi}{2} \quad (\text{D.13})$$

avec

$$X = (1 - 15, 2\zeta)^{0,25} \quad (\text{D.14})$$

et

$$\zeta = (z_m - z_d)/L \quad (\text{D.15})$$

La fonction de stabilité pour la chaleur et la vapeur d'eau en condition instable s'écrit :

$$\psi_v = 2\ln\left(\frac{1+Y^2}{2}\right) \quad (\text{D.16})$$

avec $Y = 0,95(1 - 15, 2)^{0,5}$ [Hgstrm, 1988].

D.1.5.5.b En conditions stables

En condition stables, la fonction de stabilité de la quantité de mouvement est [Holtslag, 1985] :

$$\psi_m = -17(1 - \exp(-0,29\zeta)) \quad (\text{D.17})$$

La fonction de stabilité pour la chaleur et la vapeur d'eau en condition instable s'écrit [Hgstrm, 1988] :

$$\psi_v = -4,5\zeta \quad (\text{D.18})$$

D.1.6 Résistance de surface

Grâce à la résistance de surface, le modèle SUEWS peut prendre en considération l'état de surface pour ses calculs. Ainsi, il existe trois cas :

- Surface totalement mouillée : $r_s = 0$.
- Surface partiellement humide : $r_s = r_{ss}$ (voir section D.1.6.2 page 122).
- Surface totalement sèche : r_s est exprimée tel que dans la section D.1.6.1 page 121.

D.1.6.1 surface sèche

A l'échelle de la canopée, la résistance stomatique est étroitement liée à la résistance de surface r_s [Shuttleworth, 1993], telle que définie par Monteith [Monteith, 1965]. Avec cette approche, les résistances stomatique de toutes espèce sont remplacées par une résistance unique r_s . En milieu urbain, la diversité de la végétation rend virtuellement impossible la détermination d'une résistance de surface, à cause d'un calcul complexe mais aussi à cause des surfaces non-végétales. En se basant sur les modèles forestier, on exprime la conductance de la façon suivante [Stewart, 1988] :

$$r_s^{-1} = g_s = G_1 \sum_{i=3}^6 \left(f_i g_{i,max} \frac{LAI_i}{LAI_{max,i}} \right) g(K \downarrow) g(\Delta q) g(T) g(\Delta \theta) \quad (D.19)$$

Dans cette formule, G_1 est la valeur maximale de la conductance de surface. On somme alors pour quatre types de plantes (conifère, feuillus, herbes irriguées, herbes non-irriguées) des fonctions de la conductance.

D.1.6.1.a fonction de l'indice foliaire

Le premier terme de la somme correspond à la fonction de l'indice foliaire LAI et du maximum $LAI_{max,i}$, du pourcentage de couverture du végétal f_i et du maximum de conductance g_i . Pour plus d'informations sur les autres termes, on peut se référer [Stewart, 1988] et [Grimmond, 1991].

D.1.6.1.b fonction du flux radiatif net

La fonction du flux radiatif net $K \downarrow$, s'exprime en fonction du flux radiatif net maximum $K \downarrow_m$ et le coefficient G_2 [Shuttleworth, 1989] :

$$g(K \downarrow) = \frac{K \downarrow / (G_2 + K \downarrow)}{K \downarrow_m / (G_2 + K \downarrow_m)} \quad (D.20)$$

D.1.6.1.c fonction du déficit d'humidité dans l'air

Le déficit d'humidité dans l'air est obtenu en exécutant la différence entre le taux d'humidité de l'air saturé et le taux d'humidité réel de l'air. La fonction s'exprime [Gash, 1989] :

$$g(\Delta q) = \begin{cases} 1 - G_3 \Delta q & \Delta q < G_4 \\ 1 - G_3 G_4 & \Delta q \geq G_4 \end{cases}$$

(D.21)

D.1.6.1.d fonction de la température

La fonction de la température s'écrit :

$$g(T) = \frac{(T - T_L)(T_H - T)^{T_c}}{(G_5 - T_L)(T_H - G_5)^{T_c}} \quad (\text{D.22})$$

Dans laquelle :

$$T_c = \frac{T_H - G_5}{G_5 - T_L} \quad (\text{D.23})$$

D.1.6.1.e fonction du déficit d'humidité du sol

Le déficit d'humidité du sol exprime la quantité d'eau nécessaire pour ramener la teneur en eau du sol à la capacité du champ d'étude.

$$g(\Delta\theta) = 1 - \exp^{(G_6(\Delta\theta - (S_1/G_6) + S_2))} \quad (\text{D.24})$$

Dans lequel S_1 et S_2 sont des paramètres relatifs au maximum de $\Delta\theta$

D.1.6.2 surface partiellement mouillée

Pour lié les deux états de surface (mouillé et sec), la résistance surfacique r_s est remplacée par r_{ss} [Shuttleworth, 1978].

$$r_{ss} = \left[\frac{W}{r_b \left(\frac{s}{\gamma} + 1 \right)} + \frac{(1 - W)}{r_s + r_b \left(\frac{s}{\gamma} + 1 \right)} \right]^{-1} - r_b \left(\frac{s}{\gamma} + 1 \right) \quad (\text{D.25})$$

W est une fonction de la quantité d'eau dans la canopée des surface individuelles C_i et de la capacité de stockage de surface de la canopée S_i :

$$\begin{cases} W = 1 & C_i \geq S_i \\ W = (K - 1)/(K - S_i/C_i) & C_i < S_i \end{cases} \quad (\text{D.26}) \text{ O\`u } K \text{ est un param\`etre relatif \`a la r\`esistance a\`erodynamique } r_a \text{ et \`a la r\`esistance de surface } r_s$$

$$K = \frac{(r_s/r_a)/(r_a - r_b)}{r_s + r_b(s/\gamma + 1)} \quad (\text{D.27})$$

Dans laquelle r_b est la résistance de la couche limite, définie par Shuttleworth [Shuttleworth, 1983].

$$r_b = 1, 1u_*^{-1} + 5, 6u_*^{1/3} \quad (\text{D.28})$$

D.1.6.3 Paramètres $G_1 - G_6$

Les paramètres $G_1 - G_6$ peuvent être déterminés en observant Q_H et Q_E et en mesurant r_s , tel que :

$$r_s = \left(\frac{s\beta}{\gamma} - 1 \right) r_a + \frac{c_p \rho V}{\gamma Q_E} \quad (\text{D.29})$$

Si il n'est pas possible de déterminer ces paramètres, on pourra s'appuyer sur ceux déterminés par Järvi [Jarvi, 2011].

D.2 Calcul d'incertitude

Pour effectuer le calcul d'incertitude sur les toitures végétalisées, il faut utiliser la méthode de propagation des incertitudes. Pour notre étude, elle s'écrit :

$$U(ETP) = \sum \frac{\partial ETP}{\partial x_i} U(x_i) \quad (D.30)$$

Dans laquelle :

- ETP est la formule de l'évapotranspiration données par SUEWS
- x_i sont les variables de calcul de ETP
- U l'incertitude de la variable

Quand on développe, on a donc :

$$U(ETP) = \frac{\partial ETP}{\partial \Delta} U(\Delta) + \frac{\partial ETP}{\partial r_a} U(r_a) + \frac{\partial ETP}{\partial V} U(V) + \frac{\partial ETP}{\partial Q^*} U(Q^*) + \frac{\partial ETP}{\partial \Delta Q_S} U(\Delta Q_S) \quad (D.31)$$

Nous allons maintenant exprimer et développer chaque terme de cette incertitude.

D.2.1 Incertitude selon Δ

La dérivée partielle de l'évapotranspiration par rapport à Δ dans la formule D.31 s'écrit :

$$\frac{\partial ETP}{\partial \Delta} = \frac{(Q^* - \Delta Q_S) \left(\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right) \right) - \left(\Delta(Q^* - \Delta Q_S) + C_p \rho \frac{V}{r_a} \right)}{\left(\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right) \right)^2} \quad (D.32)$$

L'incertitude sur Δ dans la formule D.31 se calcule de la façon suivante :

$$U(\Delta) = \sqrt{\left(\frac{\partial \Delta}{\partial e_s} \right)^2 U^2(e_s) + \left(\frac{d\Delta}{dT} \right)^2 U^2(T)} \quad (D.33)$$

Avec les termes de l'équation D.33 s'exprimant :

$$\frac{\partial \Delta}{\partial e_s} = \frac{17,0805 * 234,175}{(272,44 + T)^2} \quad (D.34)$$

Et :

$$U(e_s) = 0,6108 \left(\frac{17,27(T + 237,3) - 17,27T}{(T + 237,3)^2} \right) * e^{\frac{17,27T}{T+237,3}} * U(T) \quad (D.35)$$

Et :

$$\frac{\partial \Delta}{\partial T} = -2 \frac{17,08 * 234,175 * e_s}{(272,44 + T)^3} \quad (D.36)$$

D.2.2 Incertitude selon r_a

La dérivée partielle de l'évapotranspiration par rapport à r_a dans la formule D.31 s'écrit :

$$\frac{\partial ETP}{\partial r_a} = \frac{\left(-\frac{C_p \rho V}{r_a^2} \right) \left(\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right) \right) - \left(\Delta(Q^* - \Delta Q_S) + C_p \rho \frac{V}{r_a} \right) \left(-\frac{\gamma r_s}{r_a} \right)}{\left(\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right) \right)^2} \quad (D.37)$$

L'incertitude sur r_a dans la formule D.31 se calcule de la façon suivante :

$$U(r_a) = -\frac{1}{T^2} U(T) \quad (D.38)$$

D.2.3 Incertitude selon V

La dérivée partielle de l'évapotranspiration par rapport à V dans la formule D.31 s'écrit :

$$\frac{\partial ETP}{\partial V} = \frac{C_p \rho}{r_a} \quad (D.39)$$

L'incertitude sur V dans la formule D.31 se calcule de la façon suivante :

$$u(V) = \sqrt{\left(\frac{\partial V}{\partial e_s}\right)^2 U^2(e_s) + \left(\frac{\partial V}{\partial e_a}\right)^2 U^2(e_a)} \quad (D.40)$$

Avec les termes de l'équation D.40 s'exprimant :

$$U(e_s) = 0,6108 \left(\frac{17,27(T + 237,3) - 17,27T}{(T + 237,3)^2} \right) * e^{\frac{17,27T}{T+237,3}} * U(T) \quad (D.41)$$

et

$$U(e_a) = \sqrt{\left(\frac{\partial e_a}{\partial e_s}\right)^2 U^2(e_s) + \left(\frac{\partial e_a}{\partial Hr}\right)^2 U^2(Hr)} \quad (D.42)$$

D.2.4 Incertitude selon Q^*

La dérivée partielle de l'évapotranspiration par rapport à Q^* dans la formule D.31 s'écrit :

$\frac{\partial ETP}{\partial Q^* = \Delta(D.43)}$ L'incertitude sur Q^* dans la formule D.31 se calcule de la façon suivante :

$$U(Q^*) = \sqrt{\left(\frac{\partial Q^*}{\partial L \downarrow}\right)^2 U^2(L \downarrow) + \left(\frac{\partial Q^*}{\partial T}\right)^2 U^2(T) + \left(\frac{\partial Q^*}{\partial R_s}\right)^2 U^2(R_s)} \quad (D.44)$$

Avec les termes de l'équation D.44 s'exprimant :

$$\frac{\partial Q^*}{\partial R_s} = (1 - \alpha) - 0,08(1 - \alpha) \quad (D.45)$$

et

$$\frac{\partial Q^*}{\partial T} = 4\varepsilon\sigma(T + 273)^3 \quad (D.46)$$

et

$$\frac{\partial Q^*}{\partial L \downarrow} = \varepsilon \quad (D.47)$$

D.2.4.1 Incertitude en $L \downarrow$

L'incertitude par rapport à $L \downarrow$ dans la formule D.2.4 s'écrit :

$$U(L \downarrow) = \sqrt{\left(\frac{\partial L \downarrow}{\partial F_{cld}}\right)^2 U^2(F_{cld}) + \left(\frac{\partial L \downarrow}{\partial T}\right)^2 U^2(T) + \left(\frac{\partial L \downarrow}{\partial \varepsilon_{clear}}\right)^2 U^2(\varepsilon_{clear})} \quad (D.48)$$

Avec les termes de l'équation D.48 se calculant de la façon suivante : Avec :

$$\frac{\partial L \downarrow}{\partial F_{cld}} = (1 - \varepsilon_{clear})\sigma(T + 273)^4 \quad (D.49)$$

$$U(F_{cld}) = 3,515 * 10^{-4} * Hr \left[e^{(0,015+1,9*10^{-4}T)Hr} - 1 \right] U(T) \quad (D.50)$$

et

$$\frac{\partial L \downarrow}{\partial T} = \varepsilon_{clear} \sigma (T + 273)^3 + (1 - \varepsilon_{clear}) F_{cld} \sigma 4 (T + 273)^3 \quad (D.51)$$

et

$$\frac{\partial L \downarrow}{\partial \varepsilon_{clear}} = ((1 - F_{cld}) \sigma (T + 273)^4)^2 U^2(\varepsilon_{clear}) \quad (D.52)$$

et

$$U(\varepsilon_{clear}) = \sqrt{\left[\left(\exp(-\sqrt{1,2+3w}) + (1+w) \frac{3}{2\sqrt{1,2+3w}} \exp(-\sqrt{1,2+3w}) \right)^2 \right] * U^2(w)} \quad (D.53)$$

et

$$U(w) = \sqrt{\left(\frac{46,5}{T+273} \right)^2 U^2(e_a) - \left(\frac{46,5e_a}{(T+273)^2} \right)^2 U^2(T)} \quad (D.54)$$

D.2.5 Incertitude selon ΔQ_S

La dérivée partielle de l'évapotranspiration par rapport à Q^* dans la formule D.31 s'écrit :

$$\frac{\partial ETP}{\partial \Delta Q_S} = -\Delta \quad (D.55)$$

L'incertitude sur Q_S dans la formule D.31 se calcule de la façon suivante :

$$U(\Delta Q_S) = \frac{\partial \Delta Q_S}{\partial Q^*} U(Q^*) \quad (D.56)$$

D.3 Analyse de sensibilité

L'analyse de sensibilité nous permet d'évaluer l'influence de chaque paramètre sur l'évaluation du flux d'évapotranspiration. En se plaçant dans des conditions climatiques caractéristiques de la période printemps/été et permettant un flux d'évapotranspiration, on réalise notre étude. Ces paramètres sont les suivants :

- Rayonnement solaire global : $R_g = 600W/m^2$
- Température moyenne : $T = 23^\circ C$
- Humidité relative : $Hr = 70$ Vitesseduvent : $U=4m/s$

Pour l'étude de l'influence d'un paramètre, on fixe toutes les variables à leur valeur idéale. On fait alors varier le paramètre à étudier sur sa plage de variation et on effectue le calcul. Nous avons ainsi étudié l'influence de 6 paramètres : le rayonnement solaire global, la température moyenne, l'humidité relative, la vitesse du vent, la résistance stomatique, la résistance aérodynamique.

Les courbes reprenant ces calculs sont données sur la figure D.2.

D.3.1 Sensibilité au rayonnement solaire global

Nous avons fait varier le rayonnement solaire global arrivant sur la surface de sa valeur minimale ($0W/m^2$) à une valeur quasi-maximale ($1000W/m^2$).

L'évolution du flux d'évapotranspiration selon ce paramètre est quasi linéaire. Cela signifie qu'à n'importe quel endroit, une erreur d'incertitude a la même sensibilité sur le calcul. L'amplitude maximale de variation de l'évapotranspiration est de $3,7.10^{-2}mm/heure$, lorsqu'on fait varier le rayonnement solaire de $1000W/m^2$.

D.3.2 Sensibilité à la température

Nous avons fait varier la température entre la valeur à laquelle l'eau gèle ($0^{\circ}C$) jusqu'à une température maximale rarement dépassée ($40^{\circ}C$). L'évolution du flux d'évapotranspiration varie peu entre deux valeurs faibles de température ($0,008mm/h$ pour $2^{\circ}C$ de différence). Au dessus de $20^{\circ}C$, le flux varie d'environ $0,40mm/h$ pour deux degrés de différence. Une erreur d'incertitude aura donc plus d'impact pour les fortes températures.

La température de l'air est donc un paramètre important, qui peut faire varier l'évapotranspiration de $0,4mm/h$ sur sa plage de variation.

D.3.3 Sensibilité à la vitesse du vent

Nous avons fait varier la vitesse du vent entre sa valeur nulle ($0m/s$), jusqu'à une valeur moyenne élevée ($16m/s$). On a pu voir que la courbe tracée est de forme logarithmique, avec des variations importante entre $0m/s$ et $6m/s$.

Une erreur de mesure est donc très influente pour des faibles vitesses du vent. Lorsque le vent atteint la vitesse de $10m/s$, une variation supérieure n'a que peu d'influence sur le résultat de l'évapotranspiration.

D.3.4 Sensibilité à l'humidité relative

Nous avons fait varier l'humidité relative entre une valeur très faible (35%), jusqu'à une saturation de l'air en eau (100%).

L'air étant saturé à 100% , on constate que le flux d'évapotranspiration est nul. A 35% , l'air est capable d'accumuler beaucoup d'eau, ainsi l'évapotranspiration est d'environ $0,35mm/h$. Entre ces deux valeurs, le flux d'évapotranspiration décroît linéairement lorsque l'humidité relative augmente. Ainsi, une erreur de 5

D.3.5 Sensibilité à la résistance aérodynamique

La résistance aérodynamique fait l'objet de nombreuses incertitudes. Par exemple, nous utilisons une hauteur de culture constante sur l'année, alors que celle-ci varie. Il est donc important de connaître l'influence de ces considérations.

Sur sa gamme de variation, la résistance aérodynamique peut faire varier le flux d'évapotranspiration horaire d'environ $1mm/h$. Cependant, une variation importante de cette résistance ($20s/m$) fait varier le flux d'évapotranspiration de d'environ $0,01mm/h$. Il faut aussi considérer que le paramètre le plus influent sur cette résistance est la vitesse du vent.

Au final, nos considérations et approximations temporelles semblent avoir peu d'influence sur le flux d'évapotranspiration.

D.3.6 Sensibilité à la résistance stomatique

La résistance stomatique fait elle aussi l'objet d'incertitude. En effet, le LAI et la résistance stomatale sont deux paramètres difficilement évaluables. Ils interviennent dans la détermination de la résistance stomatique. Une incertitude de $10s/m$ engendre une variation du flux d'évapotranspiration de $0,0116mm/h$.

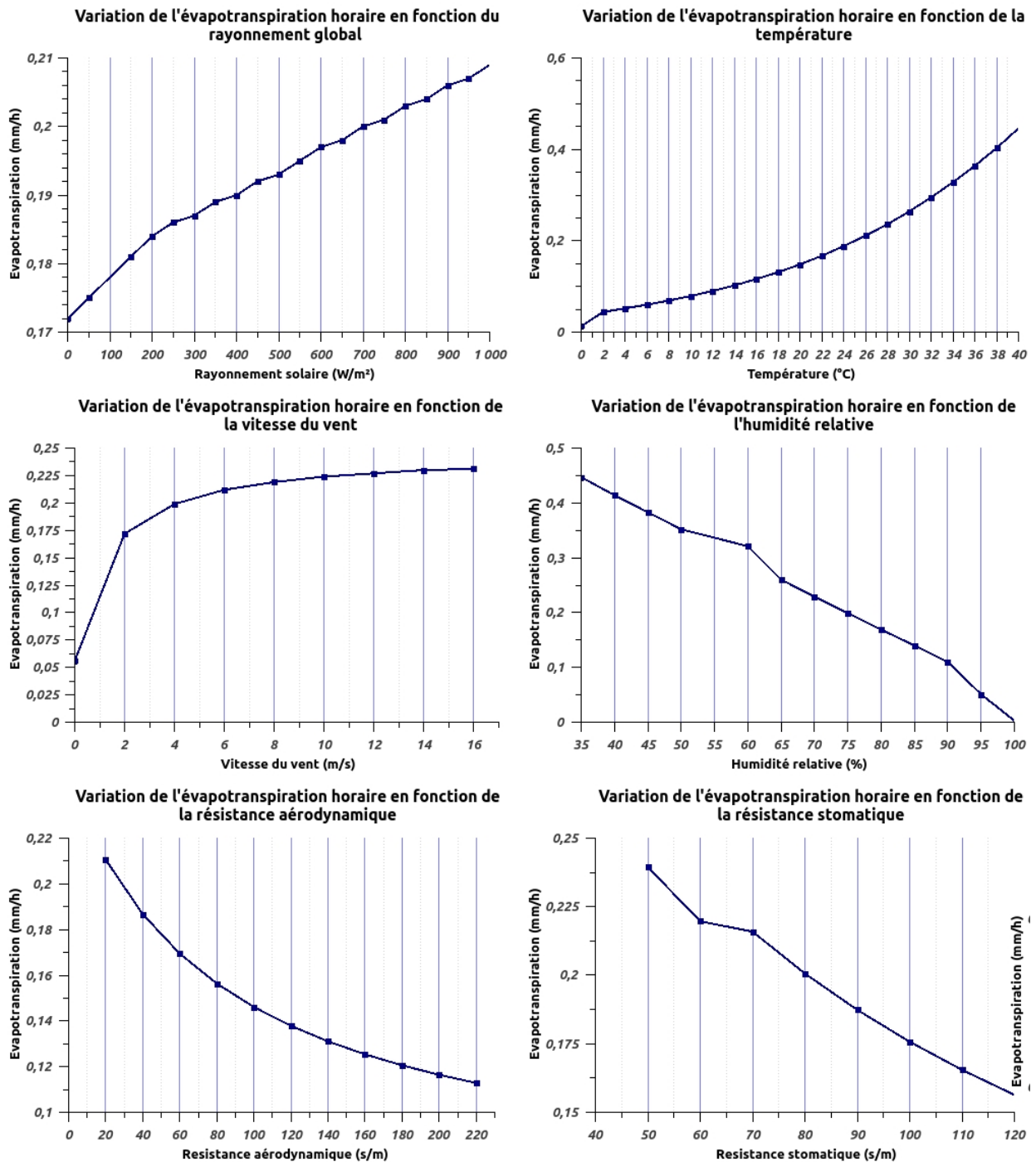


FIGURE D.2 – Etude de la sensibilité de chacun des paramètres de l'équation de détermination du flux d'évapotranspiration au pas de temps horaire. Pour réaliser cette étude, nous nous sommes placés dans un cas caractéristique du climat du printemps/été : Rayonnement solaire = 600; vitesse du vent = 4 m/s; Humidité relative = 70%; Température = 23°C. On fait alors varier le paramètre d'étude sur sa gamme de variation et on observe son influence sur l'évaluation du flux d'évapotranspiration.