

**Université Pierre et Marie Curie**

---

**Master 2 Sciences de l'Univers, Environnement, Écologie**  
**Parcours Hydrologie-Hydrogéologie**

**Impact d'une meilleure prise en compte de l'évapotranspiration  
dans la modélisation hydrologique**

**Daniela Peredo**

**Encadrement : Maria-Helena Ramos**



**IRSTEA**  
**1 Rue Pierre-Gilles de Gennes**  
**92160 Antony**

**13 septembre 2017**



## Abstract

Extreme hydrological events (floods and droughts) cause social and economic damages. For instance, the flood in May-June 2016 in watersheds located upstream the Seine and Loire basins, has taken the lives of 4 persons and caused losses beyond one billion euros, there is also the drought of 2011 when restrictions in water supply had to be taken as early as April in France and the hydrological balance showed a deficit of 10% all over the country, with over 25% of deficit in peaks in Charente, Dordogne and Aveyron.

Several studies suggest that the intensity and frequency of extreme hydrological events could increase with global warming. Thus, it has become a primary goal to evaluate the risks in a future climate specially using hydrological models. But, in order to do so we must now improve the capacity to correctly simulate interaction between atmosphere and surface water with past data. Indeed, the better reproduction of phenomenon in present time will allow to more precise projections in the future.

Results from hydrological models depend highly on the quality of input data. Better estimation of hydrological an energy balance enables a better quantification of precipitation and evapotranspiration who are essential for the simulation of flows. This work aims at take into account actual evapotranspiration into a conceptual hydrological model. It explores the use of a formulation based on the model of maximum entropy production (MEP) that ensure the conservation of energy budget at the SVAT boundary layer into this hydrological model.

This study focuses in the parameterization of model MEP. The results of quantification of latent heat flux and of evapotranspiration flux are evaluated with experimental data. Then we study the chaining between models MEP and GR4H, developed at IRSTEA and used within several applications of quantification of water resources. The study site is the Avenelles basin ( $45.6 \text{ km}^2$ ), a sub-basin of the Orgeval basin which is an experimental site with equipment from projet Critex « équipements innovants pour la zone critique ». This basin counts with micro-meteorological data from a flux tower and a scintillometer, and precipitation and runoff at the outlet of the catchment area between May 25th and December 31, 2016.

First results show that MEP model is capable of a good reproduction of evaporative flux dynamics and measured magnitudes, specially when compared to data from integral measures by the scintillometer. The adaptation of GR4H model to do the chain GR4H-MEP shows improvement in simulation of water flows specially for low flows in particular once parameters du model GR4H have been calculated for a long data period.

## Remerciements

Je voudrais tout d'abord remercier mon encadrante, Maria-Helena Ramos, pour la confiance qu'elle m'a témoignée, pour ses lectures attentives, pour m'avoir toujours encouragée et surtout pour m'avoir incitée à poursuivre mes études au-delà du master.

Je souhaiterais aussi remercier Vazken Andréassian et Charles Perrin pour leurs conseils toujours pertinents, leurs enseignements et leur soutien pendant les différentes étapes de mon stage.

Je tiens à remercier Alain Guerin (équipe Orgeval – Irstea Antony) pour son aide au démarrage de ce travail, sa patience et sa disponibilité pour m'aider à comprendre la micro-météorologie. Merci aussi au professeur François Anctil de l'Université Laval (Québec) pour partager le code du MEP et à ses étudiantes pour les échanges et l'aide pour comprendre ce modèle.

Je voudrais aussi remercier l'ensemble de l'équipe HYDRO (Irstea - Antony) pour tous les moments partagés, la bonne ambiance quotidienne, leurs conseils et surtout pour m'avoir bien intégrée dans l'équipe, ce qui a fait de ce stage une expérience enrichissante.

Enfin, merci à tous les personnes que je n'ai pas citées ici : professeurs, amis, famille, pour leur soutien constant et pour avoir contribué de différentes manières à la finalisation de ce travail.

# Sommaire

<b>1</b>	<b>Introduction</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>État des connaissances</b>	<b>2</b>
2.1	Bilan hydrique . . . . .	3
2.2	Bilan d'énergie . . . . .	3
2.3	L'Évapotranspiration . . . . .	5
2.3.1	Méthodes d'estimation de l'évapotranspiration . . . . .	6
2.4	L'Évapotranspiration dans les modèles hydrologiques . . . . .	7
2.4.1	Modèles pluie-débit . . . . .	7
2.5	Question scientifique de cette étude . . . . .	8
<b>3</b>	<b>Méthode et Données</b>	<b>9</b>
3.1	Maximum Entropy Production (MEP) . . . . .	9
3.2	Modèle hydrologique GR4H . . . . .	12
3.2.1	Structure et fonctionnement du modèle GR4H . . . . .	12
3.2.2	Calage des paramètres . . . . .	13
3.2.3	De l'ETP à l'ETR dans GR4H . . . . .	13
3.3	Zone d'étude : bassin versant des Avenelles . . . . .	14
3.4	Mesures . . . . .	15
3.4.1	Tour à flux . . . . .	15
3.4.2	Scintillomètre . . . . .	17
<b>4</b>	<b>Résultats</b>	<b>18</b>
4.1	Flux de chaleur simulés et observés . . . . .	18
4.2	Évapotranspiration réelle (ETR) . . . . .	19
4.3	Calage et simulation du modèle GR4H . . . . .	23
4.4	L'évapotranspiration réelle au sein de la modélisation et couplage . . . . .	23
4.5	Validation par rapport aux simulation de GR4H-MEP . . . . .	24
4.5.1	Débits . . . . .	25
4.5.2	Évapotranspiration (ET) . . . . .	27
<b>5</b>	<b>Conclusions et Perspectives</b>	<b>30</b>
5.1	Conclusions . . . . .	30
5.2	Perspectives . . . . .	30
	<b>Références</b>	<b>33</b>

## Table des figures

1	Les composants du bilan d'énergie pour un volume de contrôle sur lequel le bilan du rayonnement net est calculé. . . . .	4
2	Éléments de l'évapotranspiration. . . . .	5
3	Modèles d'ETP recensés dans la littérature (Oudin, 2004). . . . .	7
4	Analogie avec un courant électrique. . . . .	9
5	Inerties thermiques pour chaque flux de chaleur. . . . .	10
6	Schéma du modèle MEP. . . . .	11
7	Structure du modèle GR4H (Perrin <i>et al.</i> , 2003). . . . .	12
8	Fonction d'interception dans la structure du modèle hydrologique GR4H. . . . .	13
9	Emplacement des stations des mesure sur le bassin de l'Orgeval. Modifié de (Loumagne, 2013) . . . . .	15
10	Tour à flux - les Avenelles (source : Rapport Instrumentation ORE ORACLE). . . . .	16
11	Scintillomètre des Avenelles (source : Rapport Instrumentation ORE ORACLE). . . . .	17
12	Évolution des flux de chaleur observés par EddyCov et le scintillomètre et des flux de chaleur calculés par MEP (semaine du 24 au 30 juillet, au pas de temps horaire). . . . .	18
13	Relations entre ET observées et simulées (en haut : pas de temps horaire ; en bas : pas de temps journalier). . . . .	20
14	Évolution du cumul de l'évapotranspiration réelle du 25 mai au 29 mai 2016 (pas de temps 30 minutes). . . . .	21
15	Évolution du cumul d'évapotranspiration journalière durant toute la période d'étude. . . . .	21
16	Évolution de l'évapotranspiration journalière (période mai-décembre 2016). . . . .	22
17	Evapotranspiration mensuelle et courbe LAI (période mai-décembre 2016). . . . .	23
18	Relation entre les débits observés et les débits simulés pour les versions originale et modifiée de GR4H (période mai à décembre 2016). . . . .	25
19	Débits simulés avec les versions originale et modifiée de GR4H (période mai à décembre 2016). . . . .	26
20	Fréquences cumulées pour les débits simulés avec les versions originale et modifiée de GR4H (période mai à décembre 2016). . . . .	27
21	Évolution des observations de précipitation et simulations du niveau du réservoir de production (période mai à décembre 2016) effectués avec paramètres de la période 1995-2005. . . . .	28
22	Évolution des observations de précipitation et simulations du niveau du réservoir de production et évapotranspiration réelle (période mai à décembre 2016) effectués avec paramètres de la période 1995-2005. . . . .	29
23	Graphique simplifié de performances du modèle lors de la simulation de GR4H pour calage et contrôle sur la même période. . . . .	34
24	Graphique simplifié de performances du modèle lors de la simulation du GR4H pour calage pour la période 1995-2000 et contrôle sur la période 2000-2005 . . . . .	34
25	Graphique simplifié de performances du modèle lors de la simulation du GR4H pour calage pour la période 2000-2005 et contrôle sur la période 1995-2000 . . . . .	35

## Liste des tableaux

1	Paramètres et critères de performance KGE pour les simulations avec GR4H. P0 : calage et contrôle sur la période 1995-2005. P1 : calage sur la période 1995-2000 et contrôle sur la période 2000-2005. P2 : calage sur la période 2000-2005 et contrôle sur la période 1995-2000. . . . .	24
2	Paramètres et critères de performance KGE des simulations avec GR4H et GR4H-MEP pour l'année 2016. . . . .	24
3	Critères de performance (KGE), corrélations (Corr), écart-type (Etype) et moyennes (Moy) pour toutes les simulations (avec différents paramètres) pour la même période avec les versions modifiée et originale de GR4H. . . . .	25
4	Valeurs des erreurs (RMSE et MAE) pour les différents paramètres et versions du modèle. . . . .	26

# 1 Introduction

Au cours des dernières décennies, la gestion de l'eau est devenue un sujet fondamental de différentes études, autant sur le plan opérationnel que pour la connaissance scientifique. Elle est primordiale quand il s'agit de faire face aux défis actuels tel que le changement climatique ou la disponibilité de l'eau pour différentes usages. Il est souvent nécessaire d'appliquer tous les outils à notre disposition de façon à trouver des solutions aux problèmes qui se présentent. C'est la raison pour laquelle l'hydrologie joue un rôle très important comme "science de l'eau", permettant de mieux comprendre la dynamique des processus liés à l'eau, en surface comme dans le sous-sol.

Le principe fondamental de l'hydrologie est le cycle de l'eau qui contribue à d'importants flux entre les différents états de l'eau et est associé à d'autres cycles comme celui du carbone, sans oublier le lien étroit qui existe entre le cycle de l'eau et le cycle de l'énergie à l'échelle planétaire. Le cycle de l'eau comprend les processus de circulation de l'eau avec les échanges entre l'atmosphère, les continents et les océans, ce qui peut être exprimé à partir de la somme des stocks en fonction des précipitations, de l'écoulement et de l'évapotranspiration.

L'évapotranspiration représente le flux d'eau sortant dominant dans la plupart des bassins versants. Elle peut représenter quantitativement plus de 60% de l'apport pluviométrique sur les surfaces continentales (Oudin, 2004). De plus, elle tient un rôle clé quand il s'agit d'analyser les transformations de la pluie en débit, notamment dans la modélisation hydrologique. Cependant, comme cité par Oudin (2004), il n'existe pas encore de technique expérimentale satisfaisante pour estimer l'évapotranspiration à l'échelle du bassin versant.

De nombreuses théories et approches numériques ont été élaborées afin de pouvoir estimer l'évapotranspiration (notamment l'évapotranspiration réelle), compte tenu de son utilité dans différentes disciplines. Au sein des modèles hydrologiques, l'estimation de l'évapotranspiration se base sur une variable climatique théorique, l'évapotranspiration potentielle (ETP), laquelle cherche à représenter la capacité évaporatoire quand la disponibilité en eau n'est pas un facteur limitant. Le calcul de l'ETP est relativement simple selon le modèle utilisé. Malgré la facilité d'utilisation de l'ETP dans la modélisation hydrologique, il existe encore des difficultés liées à son calcul.

Diverses études ont montré que l'utilisation de l'ETP pouvait engendrer des problèmes lorsqu'elle est utilisée comme entrée des modèles pluie-débit. Cela peut avoir des conséquences sur les débits modélisés, particulièrement en période d'étiage (ou pour les crues après de longues périodes sans pluie) et aussi influencer la modélisation des débits à partir de projections de scénarios de changement climatique.

Jusqu'à présent, Irstea<sup>1</sup> employait deux formulations d'évapotranspiration potentielle dans les modèles hydrologiques de la famille GR; la première est celle d'Oudin *et al.* (2005b) et la seconde est basée sur la formule d'évapotranspiration de Penman-Monteith. (Monteith (1987))

---

1. Institut national de recherche en sciences et technologies pour l'environnement et l'agriculture.

La formule de Penman-Monteith (1981) prend en compte à la fois les propriétés de la canopée et les conditions météorologiques, en combinant les bilans d'énergie et la théorie aérodynamique. Par conséquent son emploi requiert beaucoup de données. Malgré sa complexité, elle reste une solution privilégiée par plusieurs utilisateurs des modèles pluie-débit. Dans son travail de thèse, Oudin (2004) a proposé une formule d'évapotranspiration mieux adaptée que celle de Penman, nécessitant peu de données (température de l'air) et plus adaptée aux besoins des modèles pluie-débit (Oudin *et al.*, 2005b,a), en se basant sur la formule de McGuinness (1972).

Bien que plusieurs méthodes de calcul de l'ETP aient été proposées, des études ont montré que l'impact du mode de calcul de l'ETP sur les performances des modèles pluie-débit était plutôt faible (Oudin, 2004). D'où l'intérêt de trouver des approches alternatives qui contribuent au développement des modèles pluie-débit et à l'amélioration de leurs performances. C'est la raison pour laquelle l'objectif de ce travail est d'améliorer la prise en compte de l'évapotranspiration au sein du modèle hydrologique GR4H<sup>2</sup> en se basant sur un modèle capable d'estimer l'évapotranspiration réelle, ici le modèle MEP, développé aux États-Unis et repris par l'Université Laval au Québec sur la base des travaux de Wang et Bras (2009), Wang et Bras (2010), Wang *et al.* (2013), Wang et Bras (2011), Wang *et al.* (2013), entre autres.

Dans ce rapport nous présenterons d'abord l'état de connaissances concernant l'étude de l'évapotranspiration et les questions scientifiques qui en découlent (section 2). Ensuite, nous présenterons la méthode MEP et les données utilisées pour répondre à ces questions (section 3). La section 4 présente les résultats obtenus à partir des données disponibles, en commençant par les flux de chaleur latente issus du MEP qui sont comparés aux mesures d'une tour à flux et d'un scintillomètre pour leur validation. Ces valeurs permettent le calcul de l'évapotranspiration réelle (ETR), dont la fiabilité est ensuite analysée. L'étape suivante consiste à prendre en main le modèle GR4H, et à analyser sa structure de façon à comprendre comment ce modèle calcule l'ETR, pour ensuite pouvoir modifier ce modèle de façon à faire un chainage entre GR4H et MEP. Une fois ce chainage réalisé nous avons analysé les résultats obtenus, notamment les débits simulés pour un même jeu de paramètres. Enfin, dans la section 5, nous présenterons les conclusions et perspectives de ce travail.

## 2 État des connaissances

L'évapotranspiration est un processus extrêmement complexe qui comprend l'évaporation (à partir d'une surface d'eau ou du sol) et la transpiration (des végétaux). C'est grâce à ces deux processus que l'eau à l'état liquide se transforme en vapeur dans l'atmosphère. Pour qu'elle puisse avoir lieu, il faut avoir de l'eau et de l'énergie, deux facteurs qui peuvent limiter le taux d'évapotranspiration. Par conséquent, l'évapotranspiration permet que le bilan hydrique (ou bilan de masse) et le bilan en énergie se compensent.

---

2. Modèle du génie rural à 4 paramètres horaire (développé par IRSTEA.)

## 2.1 Bilan hydrique

L'évapotranspiration peut être estimée à partir d'un bilan de masse fondé sur un volume d'eau (volume de contrôle) où le changement net du contenu en eau est la différence entre le volume d'eau entrant et le volume d'eau sortant. L'équation du bilan de masse peut s'écrire (Hornberger *et al.*, 1998; Oudin, 2004) :

$$E = \frac{P - (V_R + V_S + V_L)}{A} \quad (1)$$

où :

$E$  : évapotranspiration nette d'un volume fermé par unité de surface ;

$P$  : précipitation nette entrant dans le volume par unité de surface ;  $V_R$  : volume d'eau entrant ou sortant du volume considéré pouvant être mesuré ;

$V_S$  : changement en eau liquide à l'intérieur du volume ;

$V_L$  : fuite ou volume ne pouvant pas être mesuré ;

$A$  : aire du volume à l'interface avec l'atmosphère.

La difficulté réside à la quantification précise de tous les termes de cette équation.

## 2.2 Bilan d'énergie

D'après la première loi de la thermodynamique, l'énergie nette que reçoit une surface doit être conservée. Le processus d'évaporation a donc besoin d'énergie qui provient du rayonnement solaire. Alors, en considérant un volume qui prend en compte une couche du sol, de la végétation et l'air directement en contact avec le sol (figure 1), l'équation du bilan énergétique est donnée par (Maidment, 1992) :

$$R_n - \lambda E - H + L_p F_p - G + A_h = \frac{\partial W}{\partial t} \quad (2)$$

où :

$R_n$  : flux d'énergie radiatif à la surface supérieure du volume du sol considéré ;  $\lambda E$  : flux d'énergie consommée par évaporation ;

$H$  : flux de chaleur sensible ;

$L_p F_p$  : flux d'énergie consommée lors de la photosynthèse ;

$A_h$  : flux d'énergie quittant le volume de sol pour des volumes adjacente ;

$G$  : flux d'énergie par advection au sein de la couche de sol ;

$\frac{\partial W}{\partial t}$  : taux d'énergie emmagasinée par unité de la couche de sol.

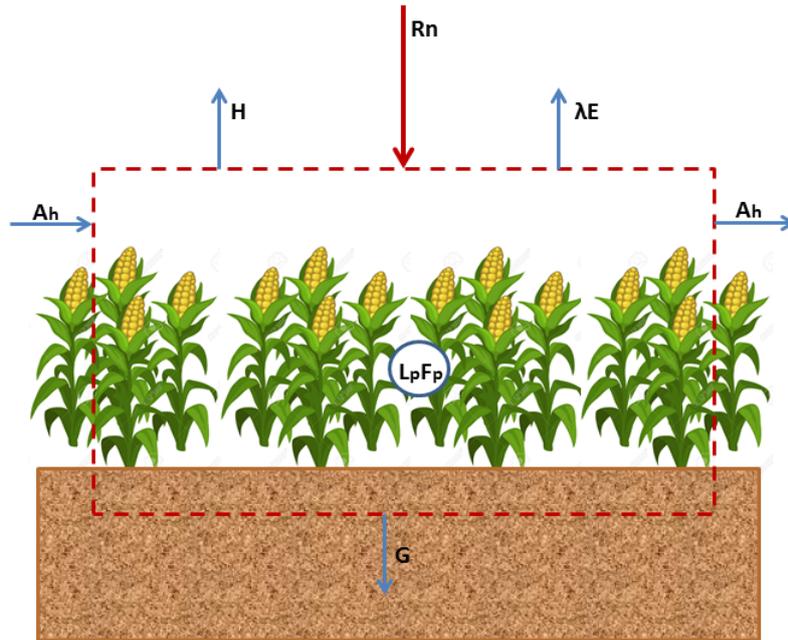


FIGURE 1 – Les composants du bilan d'énergie pour un volume de contrôle sur lequel le bilan du rayonnement net est calculé.

**Le rayonnement net.** Le rayonnement net est l'entrée nette de rayonnement à la surface c'est à dire la différence entre le rayonnement solaire entrant et celui réfléchi. Il peut être résumé par l'équation suivante (Maidment, 1992) :

$$R_n = R_s(1 - \alpha_s) - R_l \quad (3)$$

où :

$R_s$  : rayonnement incident (ondes courtes);

$\alpha_s$  : albédo de la surface;

$R_l$  : rayonnement à ondes longues.

L'albédo est le pourcentage de rayonnement qu'une surface peut réfléchir par rapport au rayonnement qu'elle reçoit. Étant donné qu'il conditionne la part du rayonnement absorbé par la surface, il modifie le bilan énergétique. Ses effets sur l'évapotranspiration ne sont donc pas négligeables (Oudin, 2004). L'albédo varie par rapport au type de surface (par exemple, il vaut 0.95 pour la neige fraîche et 0.1 pour une surface d'eau (Musy et Higy, 2004).

**La chaleur latente.** Pour que l'eau puisse changer d'état (liquide-gaz et *vice versa*) elle a besoin d'énergie. Cette énergie s'appelle « chaleur latente de vaporisation », ou « condensation ». Il y a absorption de chaleur pendant la vaporisation et libération de chaleur lors de la condensation. La chaleur latente peut s'exprimer comme une fonction de la température de l'air :

$$\lambda = 2.501 - 0.002361T_a \quad (4)$$

L'expression du flux d'énergie utilisé lors du processus d'évaporation est donnée par :

$$\Phi E = \lambda E \quad (5)$$

$E$  représente la quantité d'eau évaporée.

**La chaleur sensible.** La portion du rayonnement solaire entrant qui n'est pas utilisée pour l'évaporation se réchauffe au contact du sol et remonte ensuite du sol vers l'air, pendant le jour et à l'inverse pendant la nuit. Ce flux est dit « sensible » car il peut changer la température de l'air qui peut être mesurée ou ressentie. Normalement, il s'exprime de manière proportionnelle à la différence entre la température de surface et la température de l'air :  $dH \propto dT$ .

### 2.3 L'Évapotranspiration

Quantitativement parlant, l'évapotranspiration représente la sortie la plus importante du bilan d'eau à l'échelle du bassin versant. Elle est la somme de la transpiration du couvert végétal (à travers les stomates des plantes) et de l'évaporation des sols et des surfaces d'eau libre (figure 2). Nous désignons comme évapotranspiration réelle (ETR) la valeur de ce flux à un instant donné ou de sa moyenne sur une période donnée. Bien que le terme d'évapotranspiration réelle soit toujours très important dans le bilan en eau, il n'est pas souvent utilisé, sans doute en raison des difficultés liées à son estimation. Il n'est en effet pas possible de le mesurer directement.

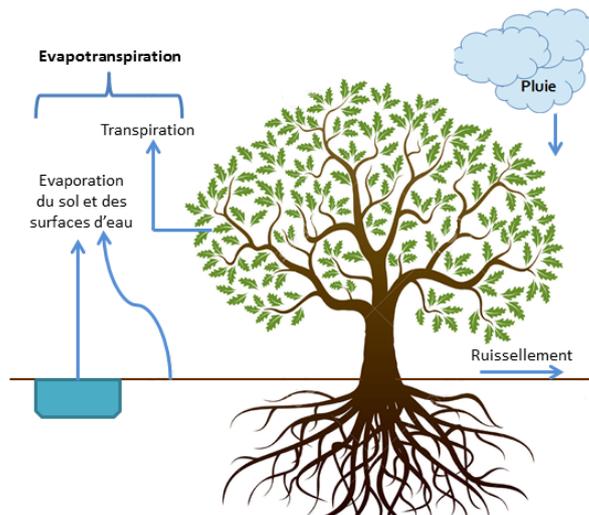


FIGURE 2 – Éléments de l'évapotranspiration.

Lorsque la disponibilité en eau n'est pas limitante, ce flux tend vers une limite appelée évapotranspiration potentielle (ETP). Ce dernier concept, essentiellement théorique, caractérise une certaine demande en eau exercée par le milieu et est beaucoup plus utilisé que l'ETR, notamment en modélisation, car son estimation ne nécessite que la connaissance de paramètres liés à l'atmosphère.

Morton (1969), définit l'ETP d'une façon un peu plus précise en disant que : « L'évapotranspiration potentielle peut se définir comme l'évapotranspiration qui se produirait d'une surface maintenue humide sous des conditions d'absorption de rayonnement régional, de transfert de vapeur et de chaleur, dont l'aire est assez petite pour que les transferts de chaleur et de vapeur d'eau de la surface n'aient pas d'influence significative sur le pouvoir évaporant de l'atmosphère ».

D'où l'importance de pouvoir utiliser des valeurs de l'ETR calculées à partir des paramètres climatiques mesurables comme le rayonnement solaire, par exemple, afin de disposer de valeurs plus précises utilisables comme entrée pour les modèles hydrologiques.

### 2.3.1 Méthodes d'estimation de l'évapotranspiration

#### Évapotranspiration réelle

À l'échelle de la parcelle, il est possible de considérer différentes méthodes de mesure/estimation de l'évapotranspiration réelle, certaines étant plus simples que d'autres, soit pour des questions de coût (équipements de mesure moins chers) ou parce qu'elles sont particulièrement adaptables à certains endroits ou données disponibles.

Selon Traore (2007), les méthodes d'estimation peuvent se classer par rapport à leur approche adoptée :

- **Approche hydrologique**
  - Bilan Hydrique
  - Lysimètre
- **Approche micro météorologique**
  - Bilan d'énergie et rapport de Bowen
  - Méthode aérodynamique
  - Eddy Covariance
- **Approche physiologie végétale**
  - Méthode du flux de séve
  - Système de chambres

Bien que la physique sous-jacente au processus d'évapotranspiration soit bien étudiée et comprise, son estimation correcte reste sans doute un défi à relever, surtout en raison de son importance comme élément de sortie principal du bilan hydrologique. D'où l'importance d'élaborer un modèle capable de reproduire ce phénomène de façon proche de la réalité, et en prenant en compte toutes ses composantes complexes. Des recherches récentes montrent l'utilité et le potentiel des principes de « *Maximum Entropy* » (ME) et « *Maximum Entropy Production* » (MEP) (Wang *et al.*, 2013) pour le calcul de l'évapotranspiration réelle. La méthode MEP, utilisée dans cette étude, est détaillée dans la section 3.1.

## Évapotranspiration potentielle

Comme expliqué précédemment, la difficulté associée à l'estimation de l'évapotranspiration réelle a mené au développement de modèles de calcul de l'ETP (évapotranspiration potentielle). Dans son travail de thèse, Oudin (2004) fait une description et une caractérisation des différentes méthodes pour l'estimation de l'ETP, en partant d'une classification déjà faite par Xu et Singh (2001) avec cinq classes de méthodes : i) bilan hydrique, ii) aérodynamique, iii) combinatoires, iv) rayonnement et v) température. Le tableau 3 montre les différents modèles d'estimation de l'ETP recensés de la littérature.

Classification	Méthode	Données nécessaires	Pas de temps
Combinatoire	Penman (1948)	$e_d, T, U, D$	Journalier
	Penman-Monteith (1965)	$e_d, T, U, D$	Journalier
	Priestley-Taylor (1972)	$T, D$	Journalier
	Kimberly-Penman (1982)	$e_d, T, U, D$	Journalier
	Thom-Oliver (1977)	$e_d, T, U, D$	Journalier
Aérodynamique	Dalton (1802)	$e_d, U$	Journalier
Température	Thornthwaite (1948)	$T, D$	Mensuel
	Blaney-Criddle (1959)	$T, D$	5 jours
	Hamon (1961)	$T$	Journalier
Rayonnement	Romanenko (1961)	$e_d, T$	Journalier
	Linacre (1977)	$e_d, T$	Journalier
	Turc (1961)	$e_d, T, D$	Journalier
	Jensen-Haise (1963)	$T$	5 jours
	Mc Guinness-Bordne (1972)	$T$	Mensuel
	Hargreaves (1975)	$T$	10 jours
	Doorenbos-Pruitt (1977) (FAO-24)	$e_d, T, U, D$	Journalier
	Abtew, (1996)	$e_d, T, D$	Journalier
	Makkink (1957)	$T$	Journalier

T = Température ; U = Vitesse du vent ; D = Durée d'ensoleillement / Rayonnement ;  $e_d$  = Pression de vapeur effective de l'air

FIGURE 3 – Modèles d'ETP recensés dans la littérature (Oudin, 2004).

## 2.4 L'Évapotranspiration dans les modèles hydrologiques

La littérature a montré l'importance de la demande évaporatoire dans un contexte de changement climatique, ainsi que la complexité liée à ce phénomène, notamment lorsque les variables climatiques qui affectent l'évapotranspiration peuvent avoir une influence cumulative. Dans ce contexte, le choix d'une estimation de l'évapotranspiration adaptée à la modélisation hydrologique peut devenir une tâche qui exige une attention forte particulière.

### 2.4.1 Modèles pluie-débit

Un modèle est une représentation simplifiée d'un système complexe qui peut être, par exemple, un phénomène naturel. Un modèle pluie-débit cherche à représenter l'ensemble des mécanismes intervenants dans le comportement d'un bassin versant. Malheureusement, cette tâche est très complexe à réaliser et seules des solutions simplifiées sont envisageables à l'heure actuelle.

De nombreuses classifications de modèles hydrologiques existent dans la littérature, sachant que parfois un modèle peut faire partie de plusieurs classifications différentes. Nous présentons ici les classifications des modèles selon :

- **la représentation des processus** : modèles empiriques, modèles conceptuels et modèles à base physique.
- **la représentation de l'espace** : modèles globaux, modèles semi-distribués et modèles distribués.

Les modèles hydrologiques permettent de transformer des séries décrivant le climat d'un bassin versant (typiquement des séries de précipitations et de températures) en une série de débits. Cette transformation est souvent divisée en deux parties :

- Une première partie, souvent appelée « production », concerne la détermination du bilan d'eau à l'échelle du bassin versant. Ce bilan permet notamment de répartir la pluie brute observée (la totalité de la pluie tombée sur le bassin versant et mesurée par un ou plusieurs pluviomètres ou radar) en pluie « nette » (la proportion de la pluie brute qui participe au débit du bassin versant étudié), en quantité d'eau évapotranspirée et en quantité d'eau stockée par le bassin versant.
- Une deuxième partie, souvent appelé « transfert » ou « routage », qui consiste à répartir dans le temps la quantité d'eau participant au débit du bassin versant étudié.

Les modèles se basent généralement sur des variables définies sur un pas de temps déterminé. Ils considèrent donc soit un flux moyen sur un pas de temps, soit des stocks en début de pas de temps.

## 2.5 Question scientifique de cette étude

Une meilleure modélisation de l'évapotranspiration est cruciale pour mieux détecter les impacts des changements climatiques sur les ressources en eau, et notamment pour mieux modéliser les événements extrêmes de crues et d'étiages, d'où l'importance de tester la sensibilité d'un modèle hydrologique aux pertes par évapotranspiration. Plusieurs questions se posent à nous.

Le modèle MEP, qui a montré de bons résultats aux États Unis et au Canada est-il adapté à une utilisation sur des bassins versants en France ?

Dans l'objectif d'un chaînage entre le modèle MEP et le modèle hydrologique GR4H donc, quel chaînage doit-on privilégier ? Quelles données météorologiques supplémentaires utiliser ? Quel calage des paramètres hydrologiques réaliser ? Quel est l'impact de ce couplage sur les débits simulés ?

### 3 Méthode et Données

#### 3.1 Maximum Entropy Production (MEP)

Déduit comme un cas spécial du principe de « Maximum Entropy », MEP est un modèle qui propose une solution analytique du taux d'évaporation (flux de chaleur latente), du flux de chaleur sensible et de chaleur dans le sol, à partir de la température de la surface, de l'humidité de la surface et du rayonnement net. Le modèle s'adapte aux différents états d'humidité du sol (du sol sec au sol saturé). Différentes essais sur le modèle ont montré sa bonne performance pour le sol nu, comme pour le sol couvert de végétation (Wang et Bras, 2011). Le principal atout de ce modèle est qu'il est capable de calculer l'évapotranspiration et les flux de chaleur en utilisant moins de variables d'entrée que dans les autres modèles basés sur d'autres conceptualisations des processus physiques (Wang *et al.*, 2013).

Le modèle se fonde sur des lois physiques comme le bilan d'énergie et les turbulences dans les couches limites atmosphériques, ainsi que sur des règles de probabilité. De ce fait, le contexte théorique de ce modèle, (comme expliqué par Hajji et al. 2017) est la théorie des probabilités de Bayes, dont le concept d'entropie est une mesure quantitative d'information pour des systèmes qui doivent être expliqués à partir de probabilités pour les inférences statistiques. Le modèle MEP propose une solution pour l'équation de dissipation (ou production d'entropie) ; (équation 6) qui est exprimée en termes de flux de chaleur sur la surface. La dissipation peut être expliquée en utilisant un courant électrique (figure 4) dont les résistances et les courants correspondent respectivement aux paramètres d'inertie thermique et aux flux de chaleur de surface (Wang et Bras, 2009, 2011).

$$D(E, H, G) = \frac{2G^2}{I_s} + \frac{2H^2}{I_a} + \frac{2E^2}{I_e} \quad (6)$$

où :

- $G$  : flux de chaleur du sol [ $W/m^2$ ];
- $H$  : flux de chaleur sensible [ $W/m^2$ ];
- $E$  : flux de chaleur latente [ $W/m^2$ ];
- $I_s$  : inertie thermique associée au flux de chaleur du sol [ $W/m^2 K \sqrt{s}$ ];
- $I_a$  : inertie thermique associée au flux de chaleur sensible [ $W/m^2 K \sqrt{s}$ ];
- $I_e$  : inertie thermique associée au flux de chaleur latente [ $W/m^2 K \sqrt{s}$ ].

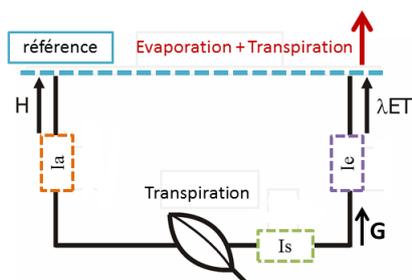


FIGURE 4 – Analogie avec un courant électrique.

Pour calculer les paramètres d'inertie thermique (figure 5), le modèle fait appel à la théorie de similarité de Monin-Obukhov (MOST, en anglais; Monin–Obukhov Similarity Theory). Considérée comme une théorie très réussie dans le domaine des turbulences atmosphériques, elle permet de paramétriser les transferts de chaleur turbulente. Néanmoins, MOST est semi-empirique (Wang et Bras, 2010) parce qu'elle estime le vent et la température moyenne basée sur un analyse dimensionnelle au lieu de physique. En utilisant ces inerties thermiques, MEP prend en compte la nature turbulente des flux de chaleur.

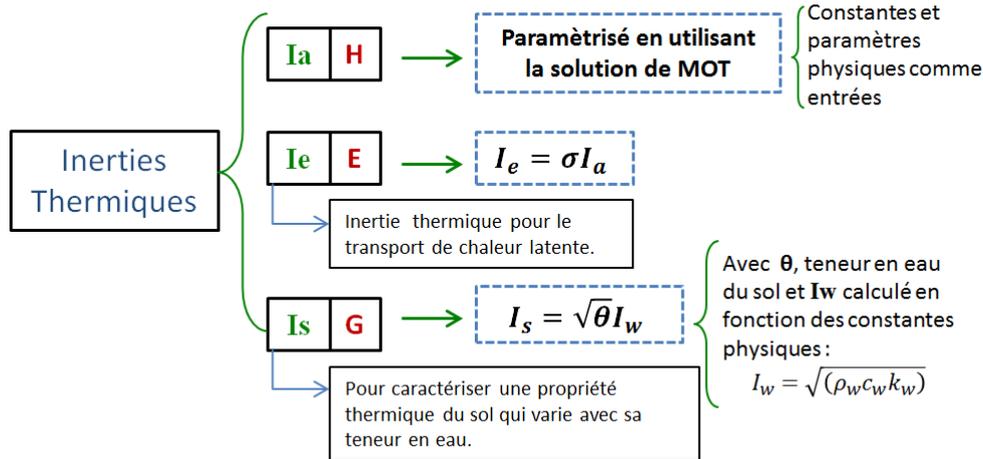


FIGURE 5 – Inerties thermiques pour chaque flux de chaleur.

Bien que MEP n'arrive pas à expliquer la physique sous-jacente au processus d'évapotranspiration, il permet de répondre à la question suivante : « Quelle estimation de l'évapotranspiration serait la meilleure en se basant sur l'information actuelle et importante ? » (Wang et Bras, 2011). Ce modèle utilise deux composantes principales (figure 6) : un module d'évaporation utilisé pour représenter le sol nu, et un module de transpiration, formulé comme un cas special d'évaporation du sol sans végétation, dont la formulation correspond seulement aux flux de chaleur de transpiration (il n'y a pas de flux de chaleur du sol,  $G$ ). Les inerties thermiques sont très importantes, notamment la variable  $I_s$  qui caractérise les propriétés thermiques de la surface et qui est négligeable pour le module de transpiration.

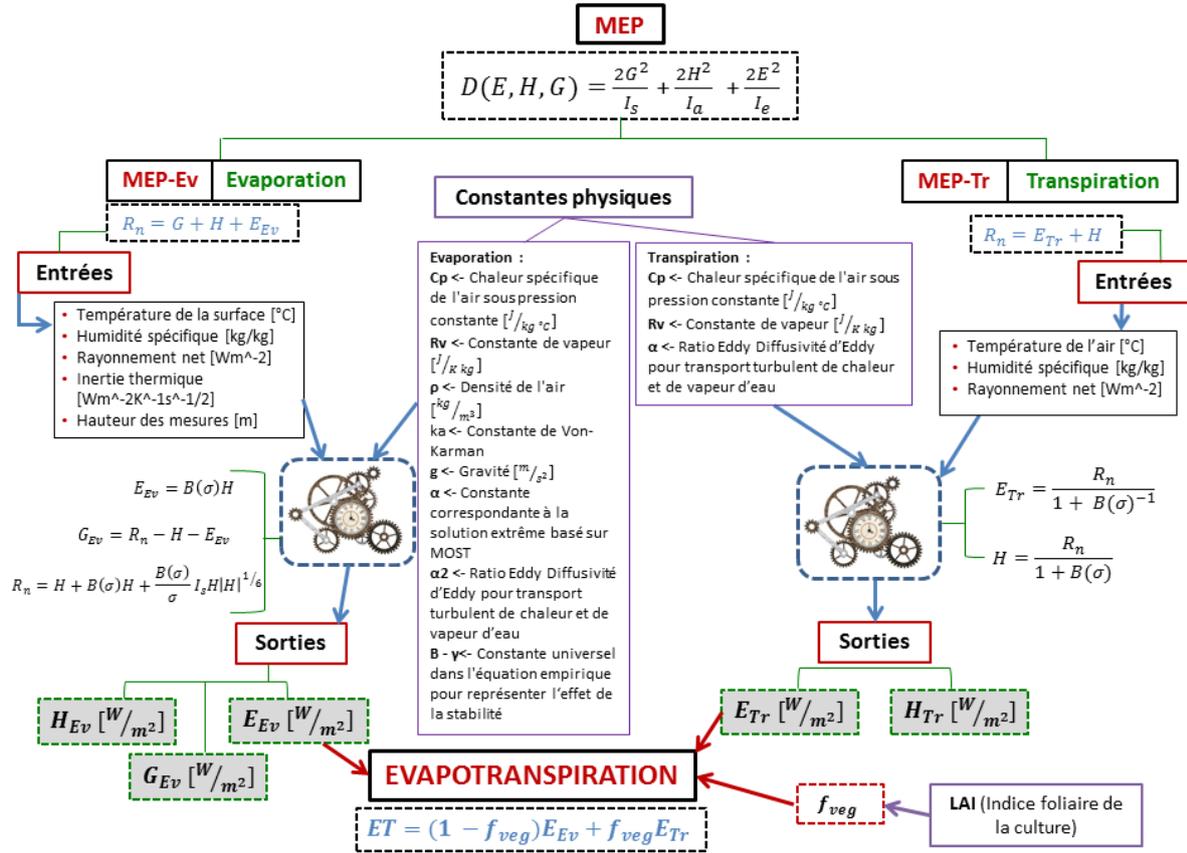


FIGURE 6 – Schéma du modèle MEP.

Pour obtenir l'ETR à partir des flux de chaleur sortants des modules d'évaporation et de transpiration de MEP, il faut prendre en compte l'évolution du couvert végétal du bassin tout au long de l'année. Il faut aussi intégrer les sorties des deux modules, ce qui peut être obtenu à partir du calcul d'un coefficient végétal qui prend en compte l'indice foliaire de la culture (LAI) et qui varie dans le temps entre 0, quand le sol est nu et 1, quand le sol est complètement couvert de végétation (équation 7).

$$\begin{aligned}
 f_{veg} &= 0 & LAI &\leq LAI_{min} & \text{cas} & a) \\
 f_{veg} &= f(LAI) & & 1 & & \\
 f_{veg} &= 1 & LAI &\geq LAI_{max} & \text{cas} & b)
 \end{aligned} \tag{7}$$

où :

$f_{veg}$  : Indice de végétation.

$LAI$  : Indice foliaire.

$f(LAI)$  : Fonction du jour (JD) du max et min de LAI.

$$\begin{aligned}
 f(LAI) &= m(JD - JD_{min}) & \text{periode} & \text{de} & \text{croissance} & \text{des} & \text{plantes} \\
 f(LAI) &= m(JD - JD_{min}) + 1 & \text{periode} & \text{de} & \text{senescence} & \text{des} & \text{plantes} \\
 m &= \frac{1}{JD_{max} - JD_{min}}
 \end{aligned} \tag{8}$$

## 3.2 Modèle hydrologique GR4H

Le modèle GR4H (Mathevet, 2005) (modèle du génie rural à 4 paramètres et fonctionnant au pas de temps horaire) a été développé à Irstea en prenant le modèle GR4J (fonctionnant au pas de temps journalier) comme référence. Comme pour GR4J, le modèle a pour objectif de mettre au point une modélisation hydrologique robuste et fiable en vue de son utilisation pour des applications d'ingénierie et de gestion de la ressource en eau (Perrin *et al.*, 2007). Il s'agit d'un modèle pluie-débit global, c'est-à-dire que les variations spatiales des données d'entrée ne sont pas prises en compte. Pour ce travail le modèle GR4H a été utilisé à partir du package airGR (Coron *et al.*, 2017, 2018).

Bien que ce modèle soit empirique, sa structure est très proche de celle des modèles conceptuels à réservoirs, avec une procédure de suivi de l'état d'humidité du bassin qui permet de tenir compte des conditions antérieures et d'en assurer un fonctionnement en continu. Sa structure à base de réservoirs, d'hydrogrammes unitaires et d'une fonction d'ouverture sur l'extérieur non atmosphérique permet de simuler la majeure partie du comportement hydrologique d'un bassin versant (Perrin *et al.*, 2007).

### 3.2.1 Structure et fonctionnement du modèle GR4H

Le modèle fonctionne avec un réservoir de production et un autre de routage (figure 7). En entrée, il nécessite des données historiques horaires de l'évapotranspiration potentielle (ETP) et des pluies. Il a besoin de quatre paramètres déterminés à partir d'un calage effectué avant toute application du modèle. Ces paramètres sont décrits ci-dessous :

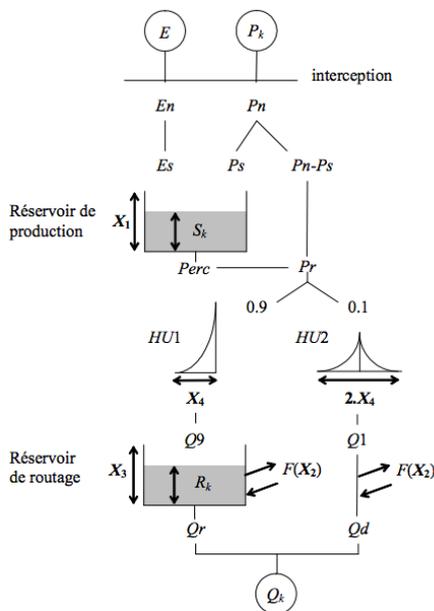


FIGURE 7 – Structure du modèle GR4H (Perrin *et al.*, 2003).

- **X1 Capacité du réservoir de production (mm).** Ce réservoir détermine la pluie efficace et montre la capacité de rétention du système. Il est assimilé à la réserve facilement utilisable. Plus le réservoir est plein (proche de la saturation), plus la pluie efficace est grande et plus le débit augmente.
- **X2 Coefficient d'échange souterrain (mm).** C'est le coefficient qui détermine la quantité et direction des flux du bassin versant vers l'extérieur (quand  $X2 > 0$ ) ou *vice-versa* ( $X2 < 0$ ).
- **X3 Capacité du réservoir de routage (mm).** Ce réservoir représente le transfert dynamique du débit dans le système.
- **X4 Temps de base de l'hydrogramme unitaire (heures).** Ce paramètre permet de régler le décalage temporel entre la pointe de crue et les précipitations à l'origine de la crue.

### 3.2.2 Calage des paramètres

La procédure de calage consiste à déterminer les paramètres optimisés pour le bassin versant d'étude, à partir des différents critères de qualité. En hydrologie, les critères de Nash-Sutcliffe (NSE) (Nash et Sutcliffe, 1970) et de Kling-Gupta (KGE) (Gupta *et al.*, 2009) sont fréquemment utilisés. Les paramètres obtenus, ainsi que les critères correspondants, sont donc représentés en fonction de la phase de calage.

Le calage est essentiel dans la modélisation hydrologique conceptuelle puisqu'à partir des paramètres calés, il est possible d'effectuer la validation et ensuite la simulation (sur des périodes identiques ou différentes de celles du calage), sachant que le modèle utilisé est capable de représenter de façon fiable la dynamique hydrologique du bassin versant étudié. La validation porte sur l'application du modèle sur une série de données qui n'a pas été utilisée lors du calage.

### 3.2.3 De l'ETP à l'ETR dans GR4H

Les méthodes d'estimation de l'évapotranspiration dans les modèles hydrologiques se divisent en deux familles. Dans la première, se trouvent les méthodes qui estiment séparément l'évaporation de la surface d'eau, l'évaporation du sol et la transpiration des végétaux, pour ensuite les intégrer en fonction des usages du sol du bassin versant en question. L'autre famille contient les méthodes qui estiment d'abord l'évapotranspiration potentielle (ETP), pour la convertir ensuite en évapotranspiration réelle (ETR), en appliquant des différentes hypothèses selon le modèle et les caractéristiques du bassin versant (Zhao *et al.*, 2013).

Le modèle GR4H fait partie de la deuxième famille, où la transition de l'ETP vers l'ETR se fait via la fonction d'interception, qui fait la liaison entre les entrées du modèle et les valeurs qui vont parcourir la structure du modèle (figure 7). Elle est placée juste avant le réservoir de routage, après les données d'entrée, comme le montre la figure 8.

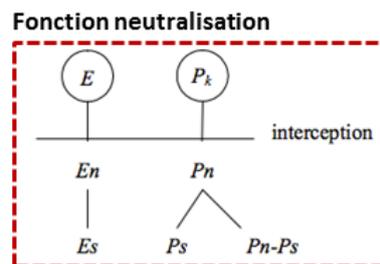


FIGURE 8 – Fonction d'interception dans la structure du modèle hydrologique GR4H.

La logique de la fonction d'interception s'appuie d'abord sur des conditions liées aux ordres de grandeur des données d'entrée (équation 9) :

$$\begin{aligned}
 \text{Si : } P \leq E \quad \text{alors} \quad P_n = P - E \quad \text{et} \quad E_n = 0 \quad \text{a)} \\
 \text{Si : } P < E \quad \text{alors} \quad P_n = 0 \quad \text{et} \quad E_n = E - P \quad \text{b)}
 \end{aligned}
 \tag{9}$$

où :

$P$  : précipitation observée [mm] ;  
 $E$  : évapotranspiration potentielle (ETP) observée [mm] ;  
 $P_n$  : pluie nette [mm] ;  
 $E_n$  : évapotranspiration nette [mm].

La pluie nette, pour le cas a) s'obtient à partir de l'équation 10 :

$$P_s = \frac{X_1 \times \left(1 - \left(\frac{S}{X_1}\right)^2\right) \times \left(\frac{P_n}{X_1}\right)}{1 + \frac{S}{X_1} \times \tanh\left(\frac{E_n}{X_1}\right)} \quad (10)$$

où :

$P_s$  : précipitation qui rentre dans le réservoir de production [mm] ;  
 $X_1$  : paramètre lié au niveau du réservoir de production [mm] ;  
 $S$  : niveau du réservoir de production [mm] ;  
 $P_n$  : pluie nette [mm].

Le cas b) exige une attention forte spéciale. Étant donné que la pluie n'est pas suffisante pour satisfaire la demande évaporatoire, il est nécessaire de « retirer » de l'eau du réservoir de production. La quantité d'eau qui sort de ce réservoir est donnée par  $E_s$ , et se calcule comme montré dans l'équation 11 :

$$E_s = \frac{S \times \left(2 - \left(\frac{S}{X_1}\right)^2\right) \times \tanh\left(\frac{E_n}{X_1}\right)}{1 + \left(\frac{S}{X_1}\right) \times \tanh\left(\frac{E_n}{X_1}\right)} \quad (11)$$

où :

$E_s$  : évapotranspiration qui sort du réservoir de production [mm] ;  
 $X_1$  : paramètre lié au niveau du réservoir de production [mm] ;  
 $S$  : niveau du réservoir de production [mm] ;  
 $E_n$  : évapotranspiration nette [mm].

Ces deux équations montrent l'importance des paramètres trouvés précédemment pendant l'étape du calage du modèle hydrologique. Enfin, c'est dans la fonction de neutralisation que se fait la transformation de l'ETP en ETR en calculant  $E_n$  et  $E_s$ , valeurs qui vont déterminer le parcours de l'eau à suivre dans les chemins suivants de la structure du modèle. Il faut aussi remarquer que pour le cas b), quand il est nécessaire de prendre de l'eau du réservoir de production, celui-ci doit actualiser son niveau pour le pas de temps suivant.

### 3.3 Zone d'étude : bassin versant des Avenelles

Les Avenelles est un sous-bassin versant situé à l'est du bassin de l'Orgeval qui coule dans le département de Seine-et-Marne. Avec une surface de  $45.6 \text{ km}^2$  et une longueur de cours d'eau de 13.2 km, il traverse six communes.

Un groupement d'intérêt scientifique (GIS) a été créé autour du bassin versant de l'Orgeval, répondant mieux aux exigences scientifiques et opérationnelles du territoire. Il permet la coordination de la recherche, ainsi que la mise en commun et l'accessibilité à long terme des données d'observation de l'environnement. Les données sont gérées par IRSTEA sur l'Orgeval, mais aussi par la Direction régionale et interdépartementale de l'environnement et de l'énergie d'Île-de-France (DRIEE) et Météo-France. La figure 9 montre l'emplacement des stations dont les données ont été prises pour la réalisation de l'étude ici reportée.

Bassin Versant Les Avenelles

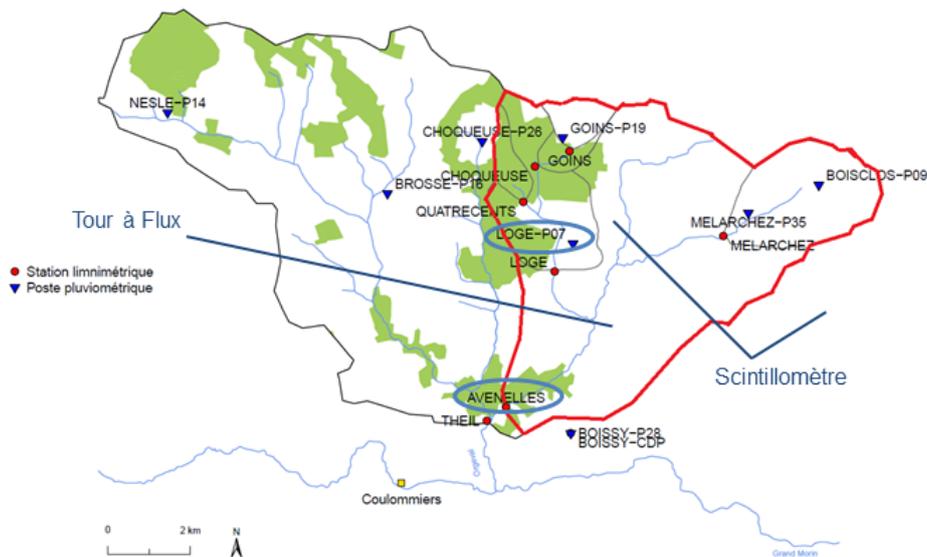


FIGURE 9 – Emplacement des stations des mesure sur le bassin de l'Orgeval. Modifié de (Loumagne, 2013)

### 3.4 Mesures

Les méthodes de mesure de l'évapotranspiration incluent : la méthode hydrologique, la méthode micro-météorologique, les méthodes basées sur les lois de la physiologie des plantes et la méthode de scintillométrie.

#### 3.4.1 Tour à flux

Les tours à flux mesurent en continu les échanges de gaz à effet de serre avec l'atmosphère (Figure 10). Trois types de mesure existent, selon les capteurs utilisés :

- **Mesures de flux à l'échelle de l'écosystème (Eddy Covariance System, analyseur de gaz rapide).** Mesures à l'échelle horaire à pluri-annuelle des flux nets de CO<sub>2</sub>, vapeur d'eau, CH<sub>4</sub> et N<sub>2</sub>O, chaleur latente et chaleur sensible. Mesures des échanges atmosphériques par un anémomètre rapide. Les flux sont calculés à l'échelle semi-horaire à l'aide de la méthode de covariance de turbulence.

- **Mesures micro-météorologiques (température, humidité, anémométrie, pluie, etc).** Capteurs installés sur la tour pour relever les principaux paramètres météorologiques pertinents.
- **Mesures rayonnement.** Capteurs de rayonnement installés afin de mesurer le rayonnement entrant et sortant dans les domaine infra-rouge (terrestre–onde longue) et visible/UV (solaire–onde courte), ainsi que leurs composantes directes et diffuses. Les mesures sont utilisées pour caractériser les conditions dans lesquelles les flux cités précédemment ont été observés.

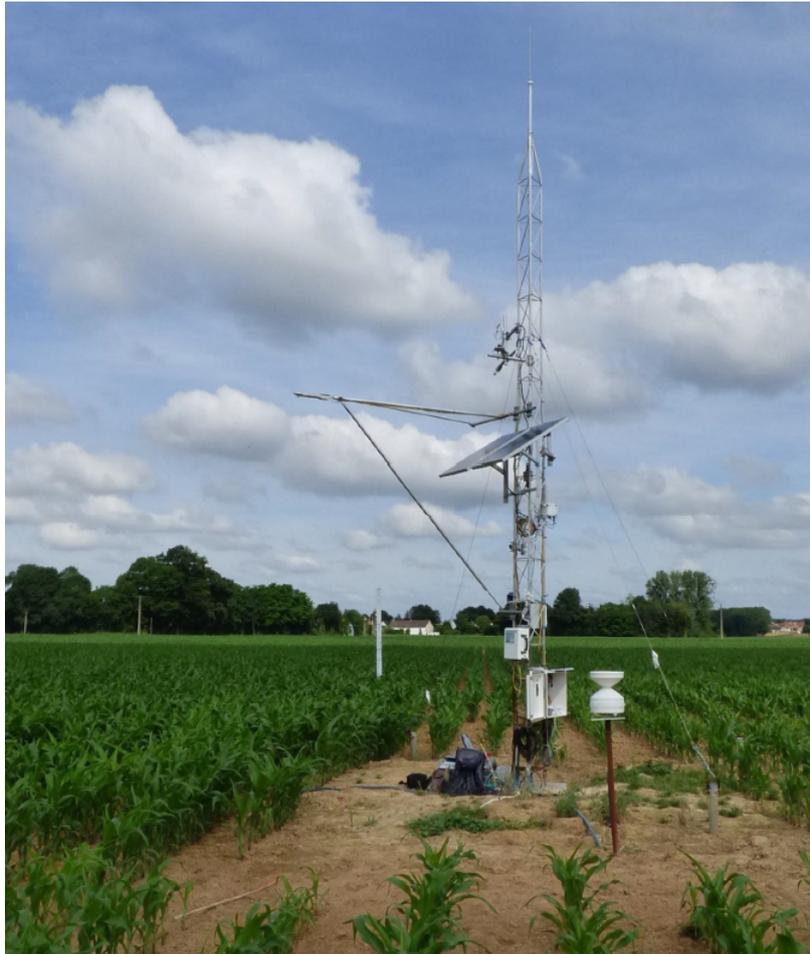


FIGURE 10 – Tour à flux - les Avenelles (source : Rapport Instrumentation ORE ORACLE).

La tour à flux du bassin versant des Avenelles a été implémentée de décembre 2013 à mai 2014 (Rapport Instrumentation ORE ORACLE). Les mesures effectuées par la tour à flux (Eddy-covariance) ont été utilisées pour le calcul des flux de chaleur latente ( $E$ ) et de chaleur sensible ( $H$ ), ainsi que le rapport de Bowen à travers le logiciel EddyPro. Ces données serviront comme référence pour vérifier les résultats du modèle MEP. Les données d'Eddy-covariance et des capteurs placés sur la tour à flux obtenues toutes les 30 min, c'est-à-dire les données de température, rayonnement net, etc, seront les entrées du modèle MEP.

### 3.4.2 Scintillomètre

Le scintillomètre est un instrument utilisé pour détecter le changement de luminosité (ou scintillation) d'un faisceau électromagnétique passant à travers l'atmosphère à la suite de la variation de l'indice de réfraction de l'air le long de son trajet (figure 11). Cette variation est due à la distribution de la température, de la pression et de l'humidité dans le volume d'air rencontré, ainsi qu'à la turbulence dans le milieu.

Les mesures effectuées par cet appareil permettent d'estimer les flux turbulents de chaleur sensible et de chaleur latente (E). Il s'agit d'une mesure optique sur un trajet situé à environ 25 mètres au-dessus du sol. Le dispositif est constitué d'un émetteur de rayons infra-rouge et d'un récepteur entre lesquels circule une onde optique réfractée à de nombreuses reprises par les structures turbulentes de l'atmosphère. Le récepteur peut ainsi détecter des variabilités qui constituent la base de la mesure du scintillomètre (Rapport Instrumentation ORE ORACLE).



FIGURE 11 – Scintillomètre des Avenelles (source : Rapport Instrumentation ORE ORACLE).

La méthode est fondée sur la physique ondulatoire, la description statistique de la turbulence, ainsi que sur la physique des gaz et de l'atmosphère. L'utilisation de cet instrument permet de dériver le flux de chaleur sensible et éventuellement d'estimer le flux de chaleur latente par fermeture du bilan d'énergie à l'interface SVA<sup>3</sup> (Rapport Instrumentation ORE ORACLE).

---

3. Interface Sol-Végétation-Atmosphère

## 4 Résultats

### 4.1 Flux de chaleur simulés et observés

Après la mise en place du modèle MEP sur le bassin versant des Avenelles, nous pouvons constater sa capacité à bien représenter les flux de chaleur, surtout celui de la chaleur latente (LE). Après comparaison entre les sorties du modèle et les flux de chaleur issus des appareils de mesure. Pour illustrer cela, la figure 12 montre les sorties issues du modèle MEP, la chaleur latente issue du scintillomètre et celle de la tour à flux (calculée à travers du logiciel EddyPro). Deux semaines sont représentées, une en juillet 2016 et une en novembre de la même année, afin de bien montrer les résultats obtenus respectivement en période d'été et d'hiver.

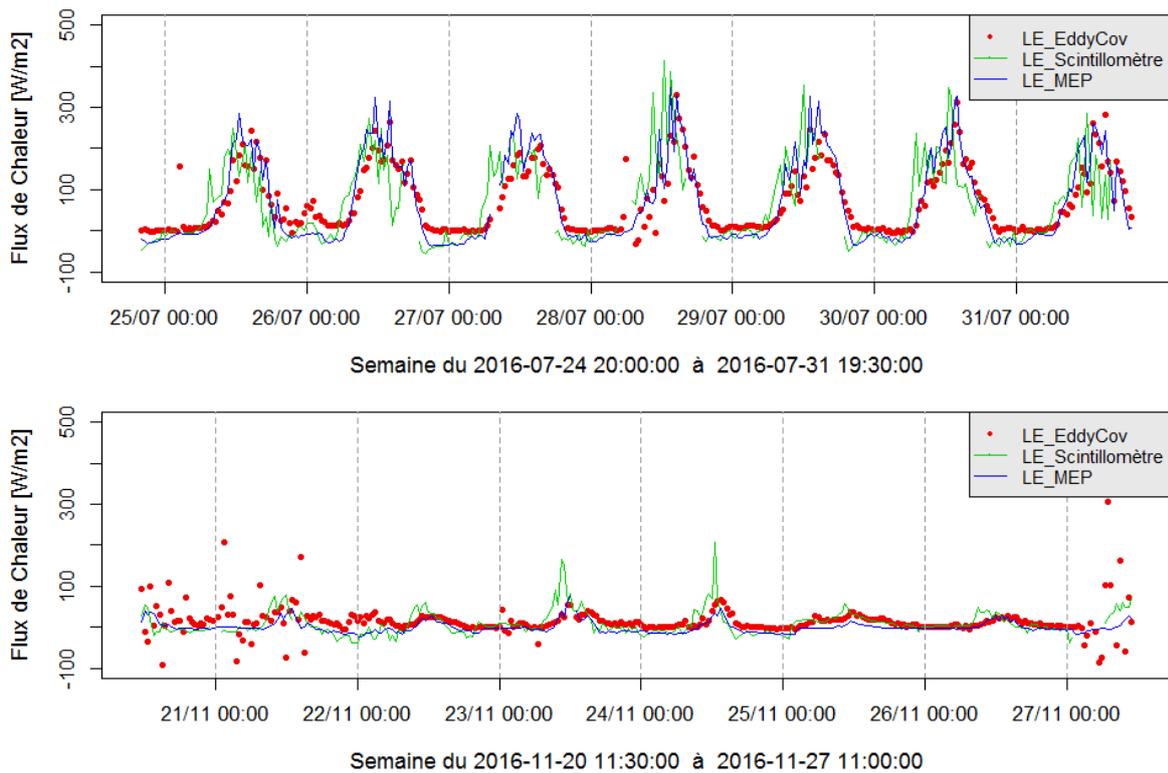


FIGURE 12 – Évolution des flux de chaleur observés par EddyCov et le scintillomètre et des flux de chaleur calculés par MEP (semaine du 24 au 30 juillet, au pas de temps horaire).

Les résultats montrent que MEP est capable de simuler les flux de chaleur latente de façon cohérente. En effet, nous pouvons observer des pics de chaleur pendant la journée et des valeurs proches de zéro pendant la nuit, ce qui est tout à fait réaliste car les flux de chaleur sont très dépendants des variations de température. Les ordres de grandeur sont cohérents avec ceux calculés au moyen des deux autres méthodes (scintillomètre et tour à flux (EddyCov), et ce pour les deux périodes de l'année).

En ce qui concerne les variations saisonnières, nous observons également une logique cohérente par rapport aux grandeurs : la semaine représentative d'été montre des valeurs plus grandes que celle d'hiver, de nouveau en accord avec les variations saisonnières de la température. On peut également noter que ces deux semaines correspondent aux périodes de croissance et de sénescence des cultures de maïs du bassin versant d'étude, montrant ainsi que les flux de chaleur sont plus grands quand il y a un apport de chaleur latente par transpiration de la plante.

Enfin, nous avons également observé que bien que, les résultats sortis du logiciel EddyPro montrent une variation temporelle similaire aux autres, ceux-ci présentent beaucoup de bruit (e.g., points rouges dispersés au début de la semaine d'hiver), apportant des valeurs parfois trop fortes ou trop faibles par rapport aux valeurs estimées par MEP et le scintillomètre.

## 4.2 Évapotranspiration réelle (ETR)

Une fois vérifiée la capacité de simulation des flux de chaleur du modèle MEP, il est possible de calculer l'évapotranspiration réelle (ETR) en utilisant la chaleur latente de vaporisation ( $\lambda$ ) qui représente l'énergie nécessaire pour évaporer 1 kg d'eau, et les flux de chaleur latente, selon l'équation suivante :

$$ETR = \lambda \times LE \quad (12)$$

où :

ETR : Evapotranspiration réelle [ $mm$ ].

$\lambda$  : Chaleur latente de vaporisation [ $\frac{kg}{m \times s^2}$ ].

LE : Flux de chaleur latente [ $\frac{W}{m^2}$ ].

Les nuages de points représentés dans la figure 13 au pas de temps horaire (en haut) et au pas de temps journalier (en bas) montrent la corrélation entre l'évapotranspiration obtenue à partir du modèle MEP et celle calculée avec EddyPro et la scintillométrie. Au pas de temps horaire, nous obtenons respectivement des coefficients de corrélation  $R^2$  de 0.62 et 0.56 pour la scintillométrie et EddyPro. Au pas de temps journalier, les coefficients  $R^2$  sont de 0.56 et 0.66. Ces valeurs ne sont pas très élevées, mais il faut remarquer que, surtout dans le cas des calculs faits avec EddyPro au pas de temps horaire, nous avons trouvé beaucoup de bruit, comme expliqué précédemment, ce qui peut diminuer les taux de corrélation.

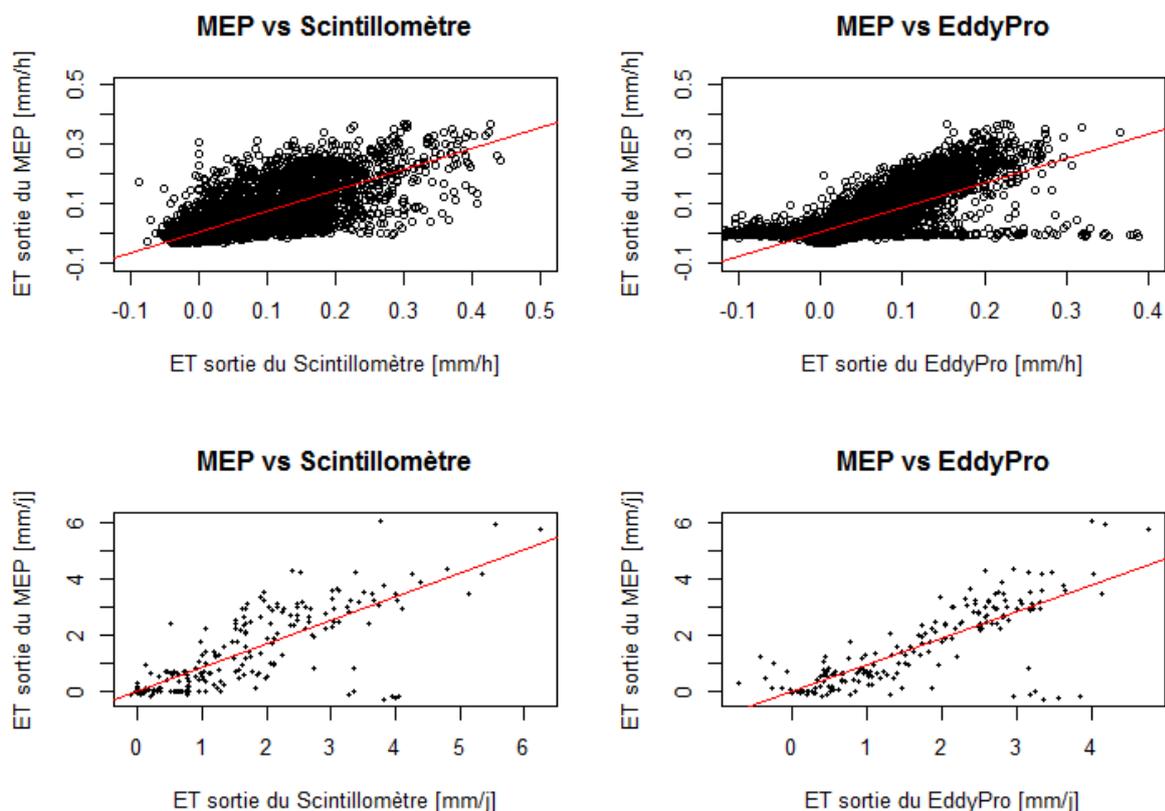


FIGURE 13 – Relations entre ET observées et simulées (en haut : pas de temps horaire ; en bas : pas de temps journalier).

Par la suite, nous avons fait une autre comparaison entre cumuls d'évapotranspiration observée et simulée au pas de temps horaire (figure 14) ; cette fois en calculant les cumuls pour une semaine. De cette façon, nous avons pu confirmer la capacité du MEP à bien représenter les fluctuations horaires de l'évapotranspiration. Nous pouvons observer que les valeurs ont des cycles marqués par une augmentation, liée à la hausse des températures pendant la journée, suivie d'un palier où les valeurs restent stables (faible variation pendant la nuit quand les variations de la température sont également faibles).

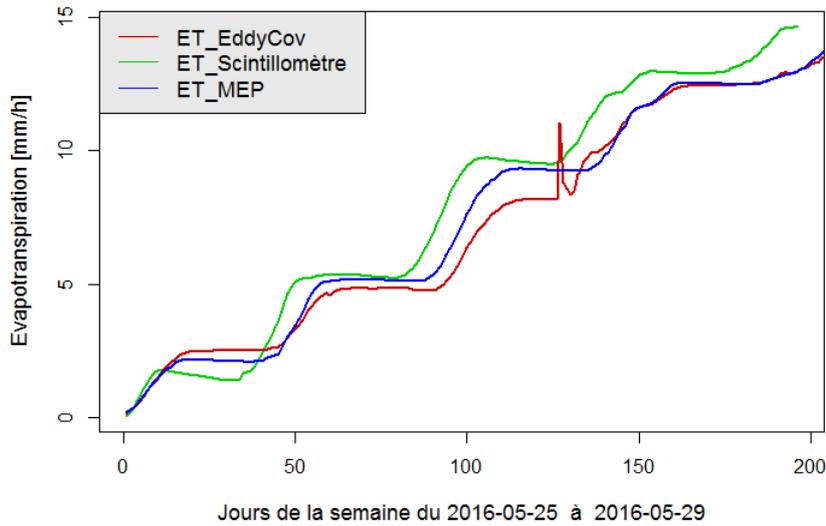


FIGURE 14 – Évolution du cumul de l'évapotranspiration réelle du 25 mai au 29 mai 2016 (pas de temps 30 minutes).

La figure 15 montre les cumuls de l'évapotranspiration journalière. Au début de la période d'étude nous constatons que, les valeurs d'ET augmentent de façon très marquée, ce qui correspond bien à la période durant laquelle les températures sont plutôt élevées (printemps-été) et aussi à la période où les cultures dans le bassin versant sont développées, c'est à dire, quand l'apport du côté de la transpiration des plantes est important. En revanche, pour la période suivante (automne-hiver), nous observons que l'ET est plus stable (augmentation moins marquée). Cela s'explique par la baisse des températures pendant cette période et par la sénescence des plantes.

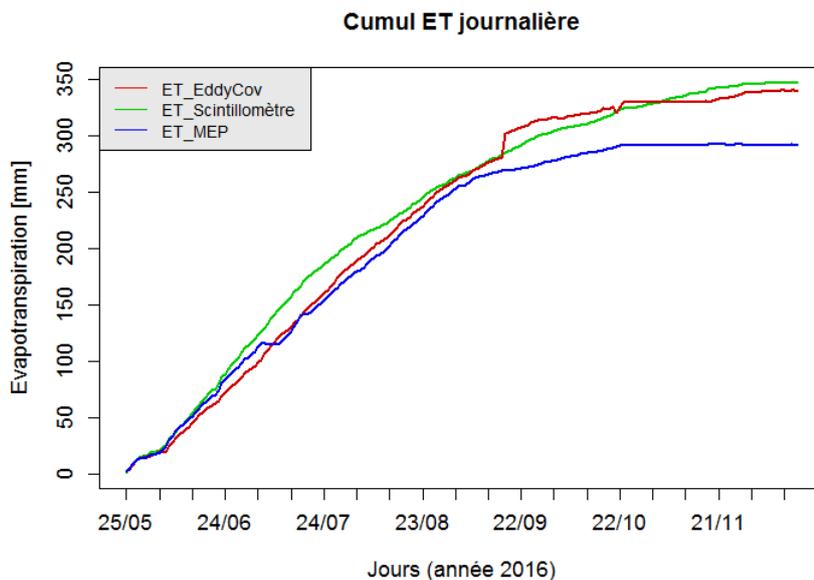


FIGURE 15 – Évolution du cumul d'évapotranspiration journalière durant toute la période d'étude.

En observant la variation saisonnière de l'ET dans les figures 16 et 17, nous constatons que les valeurs trouvées entre les différentes méthodes sont proches, notamment pour les valeurs d'ET au pas de temps mensuelle. La figure 16 (au pas de temps journalier) montre que les différences des valeurs d'ET entre les méthodes, apparaissent surtout lors des périodes de lacunes de données. De la même façon, dans la figure 16, nous pouvons nous observer des valeurs sous-estimées par le modèle MEP par rapport aux deux autres valeurs issues de mesures, cette différence est aussi causé par les lacunes de donnés.

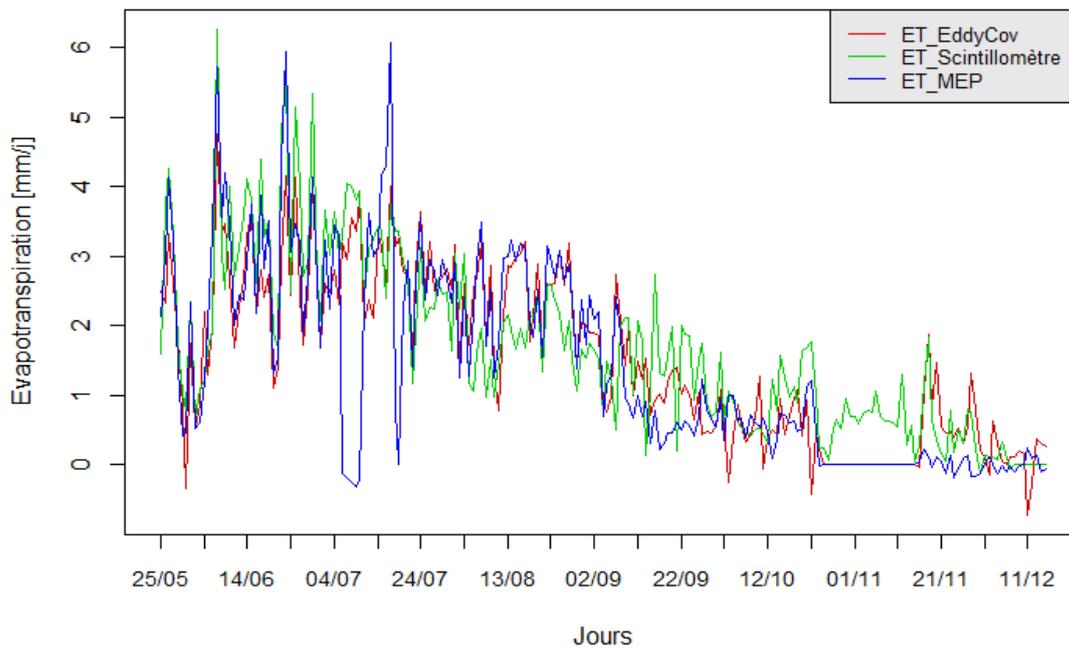


FIGURE 16 – Évolution de l'évapotranspiration journalière (période mai-décembre 2016).

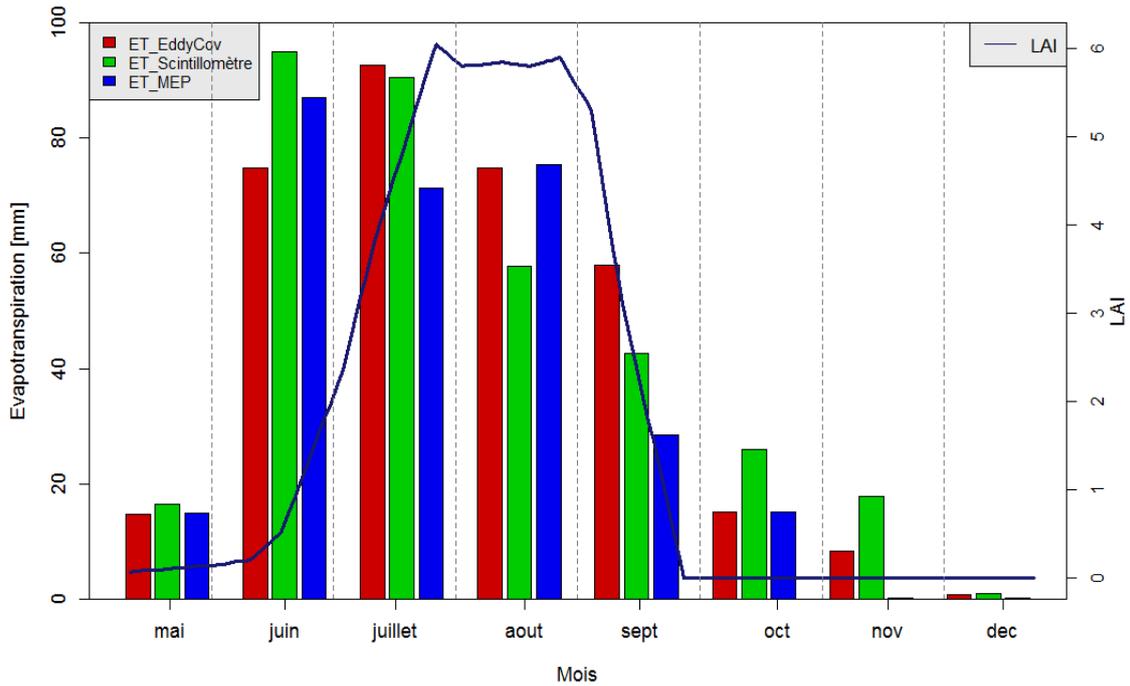


FIGURE 17 – Evapotranspiration mensuelle et courbe LAI (période mai-décembre 2016).

### 4.3 Calage et simulation du modèle GR4H

Comme expliqué dans les sections antérieures, le modèle GR4H a besoin de paramètres calés au préalable pour son fonctionnement, ces paramètres sont trouvés en faisant tourner le modèle sur une période de validation différente de celle du calage. Nous avons donc fait tourner le modèle pour différentes combinaisons de périodes de calage et de contrôle, de façon à trouver la transformation des débits la plus adaptée au bassin et aussi pour avoir des jeux de paramètres à utiliser pour la suite avec les simulations du modèle MEP (période du 25/05/2016 au 31/12/2016). En résumé, nous allons prendre les paramètres calés en considérant la période de 1995 à 2005 pour faire une simulation en 2016. Les résultats des simulations avec GR4H sont montrés dans les figures 23, 24 et 25 placés en annexes de ce rapport.

La transformation des débits choisie est celle de  $\sqrt{Q}$ . Nous avons obtenu de très bons critères de performance (KGE) du modèle hydrologique pour les trois simulations réalisées (tableau 1). Cela nous permet d'évaluer la qualité des débits simulés du modèle pour le bassin d'étude. D'après ces résultats, nous observons que les jeux de paramètres trouvés pour chaque simulation (tableau 1) ne varient pas fortement entre eux et que les critères sont tous plus grands que 0.8, ce qui nous permet d'affirmer que les valeurs trouvées sont correctes et peuvent ainsi être utilisées pour les étapes suivantes.

### 4.4 L'évapotranspiration réelle au sein de la modélisation et couplage

Comme expliqué précédemment, dans GR4H le passage entre ETP et ETR se trouve dans la fonction d'interception (que nous avons modifié pour prendre en compte les valeurs d'ETR sorties du MEP). Plus précisément, cette modification a été faite au niveau du calcul de l'Es (équation 11). Au lieu de calculer cette quantité d'eau à prélever du réservoir de production,

$\sqrt{Q}$	$X_1[mm]$	$X_2[mm]$	$X_3[mm]$	$X_4[h]$	KGE	
P0	204.26	-0.23	41.81	9.29	0.92	
P1	180.50	-0.62	49.52	9.18	0.92	0.82
P2	232.59	-0.03	36.75	9.18	0.90	0.81

TABLE 1 – Paramètres et critères de performance KGE pour les simulations avec GR4H. P0 : calage et contrôle sur la période 1995-2005. P1 : calage sur la période 1995-2000 et contrôle sur la période 2000-2005. P2 : calage sur la période 2000-2005 et contrôle sur la période 1995-2000.

nous prélevons directement la valeur de l’ETR calculée avec MEP. Pour le cas où cette valeur est négative, nous prenons celle-ci comme un apport en eau qui va alimenter le réservoir. Cette version modifiée du modèle est nommé comme GR4H-MEP.

#### 4.5 Validation par rapport aux simulation de GR4H-MEP

Pour évaluer les simulations, nous avons d’abord réalisé deux calages complémentaires en prenant cette fois des données de 2016, c’est à dire que nous avons obtenu des jeux des paramètres pour cette période spécifique et avec les deux versions de GR4H (l’original et la modifiée). Ces deux jeux de paramètres et leurs valeurs respectives de KGE sont reportés dans le tableau 2.

Version	$X_1[mm]$	$X_2[mm]$	$X_3[mm]$	$X_4[h]$	KGE
GR4H Original	434.04	-0.045	52.73	8.95	0.90
GR4H - MEP	128.64	-1.129	58.25	8.28	0.91

TABLE 2 – Paramètres et critères de performance KGE des simulations avec GR4H et GR4H-MEP pour l’année 2016.

Nous disposons donc, de trois jeux de paramètres : un jeu pour la période 1995-2005 (nous prenons la moyenne des calages faits précédemment pour cette période), et deux pour la période 2016. Nous allons faire maintenant des simulations sur la même période pour laquelle nous disposons des calculs du MEP (mai 2016 à décembre 2016), pour pouvoir observer les différences entre les simulations avec les deux versions du modèle mais en utilisant les mêmes paramètres. Il faut remarquer que, comme expliqué précédemment, les données de la tour à flux présentaient des lacunes. Par conséquent, pour avoir une chronique complète d’évapotranspiration issue du MEP et l’utiliser avec GR4H, nous avons comblé les lacunes de ces données en utilisant les températures d’une station météorologique proche à la tour à flux (à Boissy-le-Châtel).

Le tableau 4.5 montre les résultats obtenus pour les différentes simulations. Nous pouvons observer que le critère de performance KGE plus élevé pour la version modifiée du modèle (GR4H-MEP). Ce coefficient augmente de 0.71 à 0.73. À l’inverse, pour la simulation avec les paramètres de 2016 de la version originale, nous observons une diminution de ce critère. Il faut remarquer que ce résultat ne montre pas la performance du modèle modifié par rapport à l’original ; il reflète plutôt le fait d’avoir une meilleure simulation avec des paramètres calés sur la même période et en utilisant la même version du modèle. Pour le dernier cas, nous avons aussi utilisé des paramètres calés avec GR4H-MEP nous pouvons donc nous attendre à une meilleure simulation avec cette même version du modèle qu’avec l’originale.

Période simulation	Param	KGE Original	KGE MEP	Corr original	Corr MEP	Etype original	Etype MEP	Moy original	Moy MEP
05/2016–12/2016	1995–2005	0.71	0.73	0.94	0.88	1.00	1.05	0.72	1.24
05/2016–12/2016	2016	0.85	0.53	0.92	0.89	0.97	0.90	0.88	1.45
05/2016–12/2016	2016 (MEP)	0.63	0.88	0.58	0.90	0.95	1.04	0.64	1.05

TABLE 3 – Critères de performance (KGE), corrélations (Corr), écart-type (Etype) et moyennes (Moy) pour toutes les simulations (avec différents paramètres) pour la même période avec les versions modifiée et originale de GR4H.

La figure 18 montre la relation entre les débits observés (en abscisses) et les débits simulés pour les deux versions du modèle (en ordonnées). Nous pouvons observer que dans tous les cas, les débits obtenus à partir de GR4H–MEP sont plus proches de la première bissectrice autant pour les bas débits que pour les plus hauts débits.

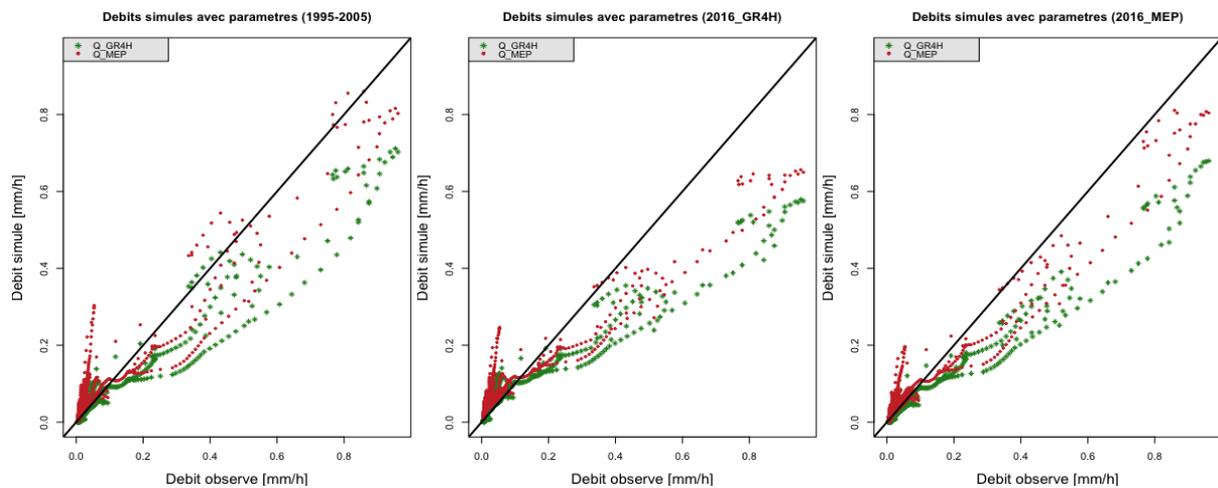


FIGURE 18 – Relation entre les débits observés et les débits simulés pour les versions originale et modifiée de GR4H (période mai à décembre 2016).

#### 4.5.1 Débits

Pour illustrer les différentes simulations réalisées, la figure 19 montre les débits obtenus avec les trois différents jeux de paramètres pour la période (mai 2016 - décembre 2016) quand nous avons des données de MEP.

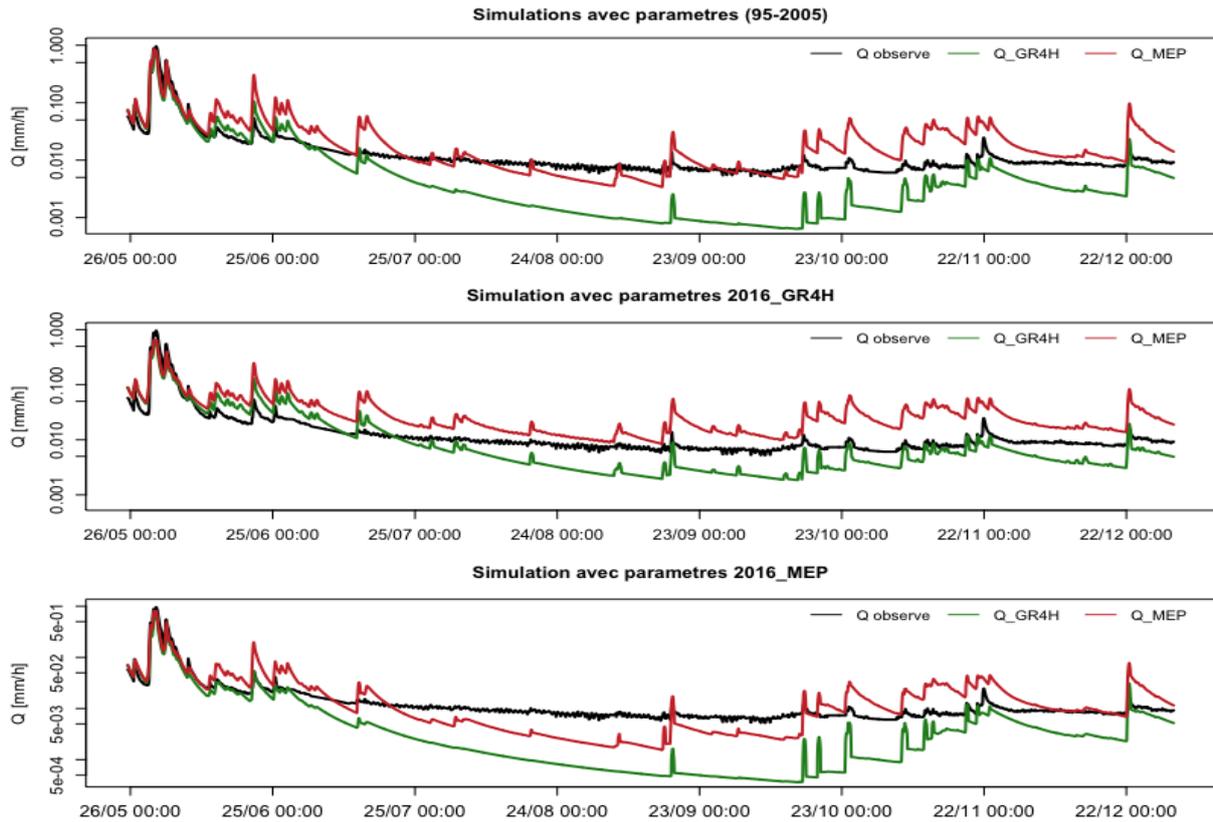


FIGURE 19 – Débits simulés avec les versions originale et modifiée de GR4H (période mai à décembre 2016).

D’après ces figures nous pouvons observer que pour tous les jeux de paramètres, la version modifiée du modèle (GR4H-MEP) a moins tendance à sous-estimer les bas débits, notamment pour le jeux de paramètres de 1995-2005. Cependant, à la fin de la chronique, les hauts débits sont sur-estimés et la simulation ne suit pas parfaitement toutes les petites variations de débit.

Par ailleurs, nous avons calculé le RMSE (Racine carrée de l’erreur quadratique moyenne) et la MAE (Erreur Absolue Moyenne) des débits simulés et observés (Tableau 4). Nous observons que les différences entre les deux erreurs pour les versions originale et modifiée du modèle ne sont pas remarquables. Bien que les bas débits soient moins sous-estimés avec GR4H-MEP, des simulations doivent encore être effectués. Il faut aussi remarquer que la période de simulation est assez courte, il serait donc souhaitable de pouvoir allonger la chronique afin de mieux évaluer les modifications réalisées sur GR4H.

Paramètres	RMSE	RMSE	MAE	MAE
	Original	MEP	Original	MEP
1995-2005	0.0267	0.0270	0.001	0.013
2016	0.0327	0.0335	0.010	0.020
2016 MEP	0.0293	0.0216	0.010	0.010

TABLE 4 – Valeurs des erreurs (RMSE et MAE) pour les différents paramètres et versions du modèle.

Enfin, nous avons les courbes de fréquence cumulée pour les trois simulations, il est possible d’observer que, surtout dans le cas des bas débits, le modèle a moins tendance a sous-estimer les valeurs par rapport à la version originale du modèle. Cependant, les débits plus élevés ne sont pas parfaitement représentés. Cela peut s’expliquer par le fait que nous avons travaillé sur un période courte. Des chroniques plus longues pourraient davantage donner plus d’informations sur les corrections à faire sur le modèle.

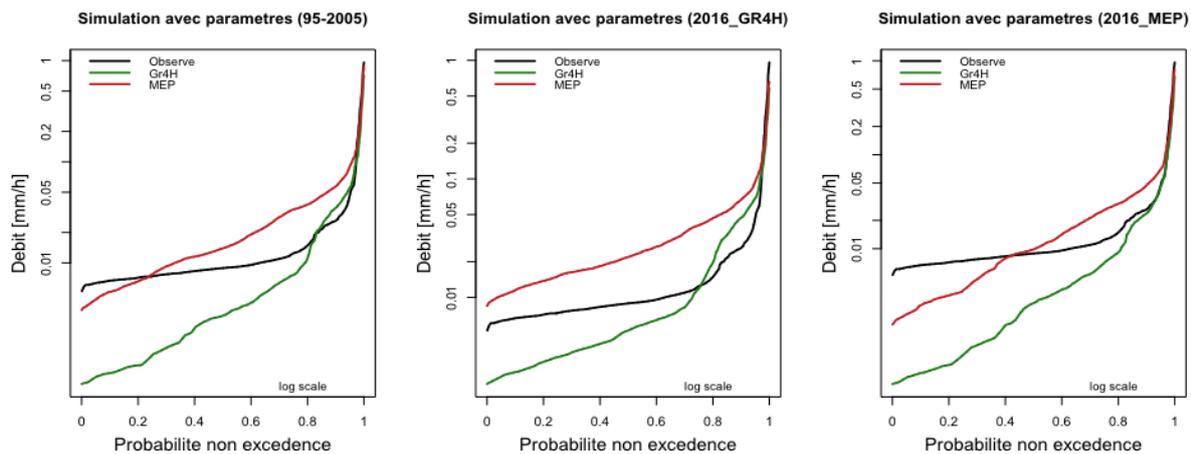


FIGURE 20 – Fréquences cumulées pour les débits simulés avec les versions originale et modifiée de GR4H (période mai à décembre 2016).

#### 4.5.2 Évapotranspiration (ET)

La modification effectuée sur GR4H affecte directement les variations du niveau du réservoir de production étant donné que l’évapotranspiration réelle calculée avec MEP fait évaporer l’eau directement de ce réservoir ou peut représenter un apport en eau. La figure 21 montre la variation du niveau du réservoir de production ainsi que la pluie pour les simulations réalisées avec les paramètres trouvés pour la période 1995-2005, pour les versions originale et modifiée de GR4H. Nous pouvons observer que, même en utilisant des paramètres identiques sur les deux versions du modèle, le niveau du réservoir de production est fortement affecté pour la version GR4H-MEP, ce qui montre que la version originale avait tendance à prélever beaucoup d’eau, d’où une sous-estimations des débits simulés.

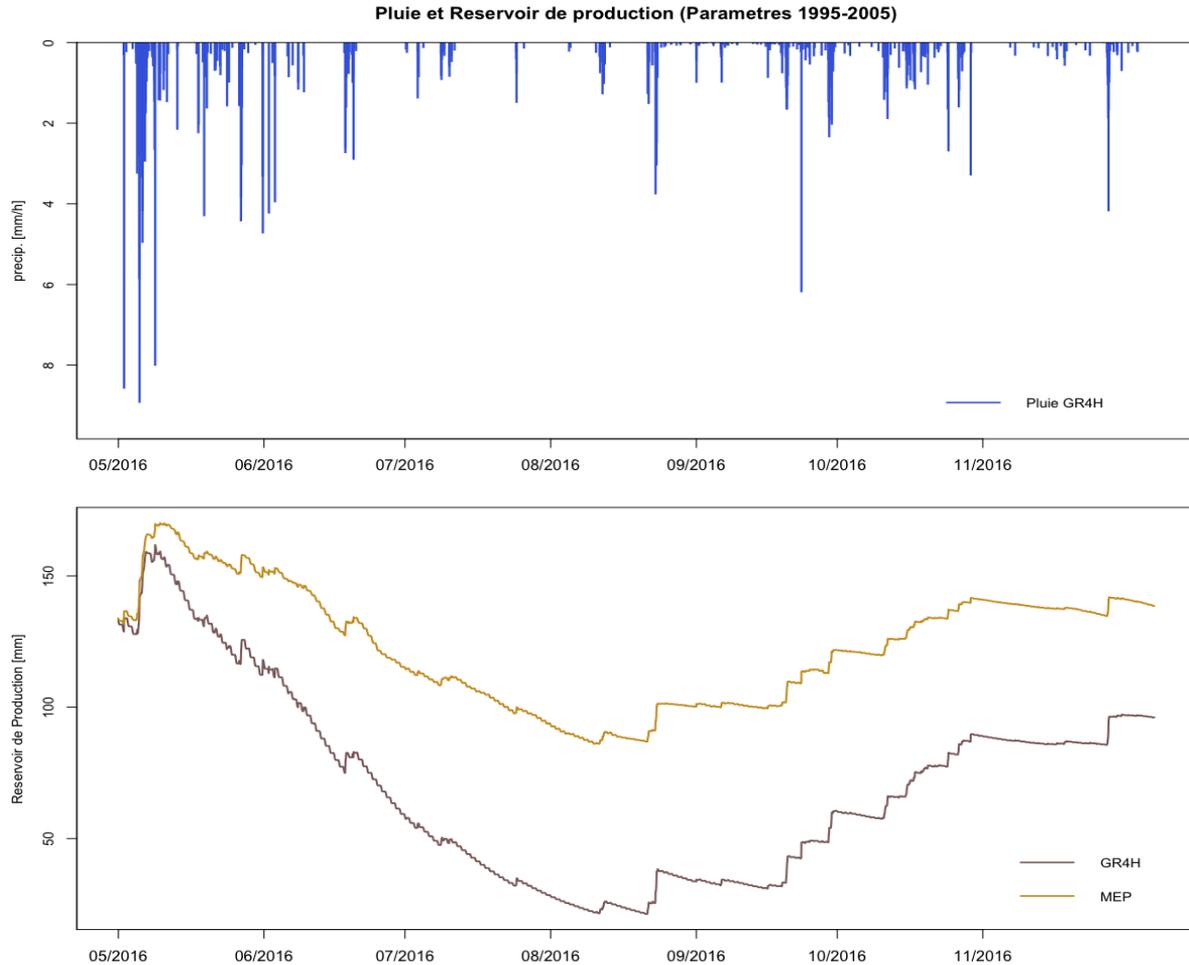


FIGURE 21 – Évolution des observations de précipitation et simulations du niveau du réservoir de production (période mai à décembre 2016) effectués avec paramètres de la période 1995-2005.

La figure 22 montre les différences entre le niveau du réservoir de production et les quantités d'eau apportées ou prélevées par évapotranspiration entre les deux versions du modèle. Cette figure montre deux semaines de simulations où nous pouvons observer que les valeurs négatives d'évapotranspiration du MEP sont prises en compte comme apports en pluie. Il faut remarquer que l'évapotranspiration représentée pour la version originale de GR4H est l'évapotranspiration réelle calculée à l'intérieur du modèle. Nous pouvons observer, que l'ETR calculée par GR4H est plus forte que celle du MEP ce qui se traduit par plus d'eau prélevée du réservoir. Nous voyons aussi qu'il n'y a pas d'apports par ETR.

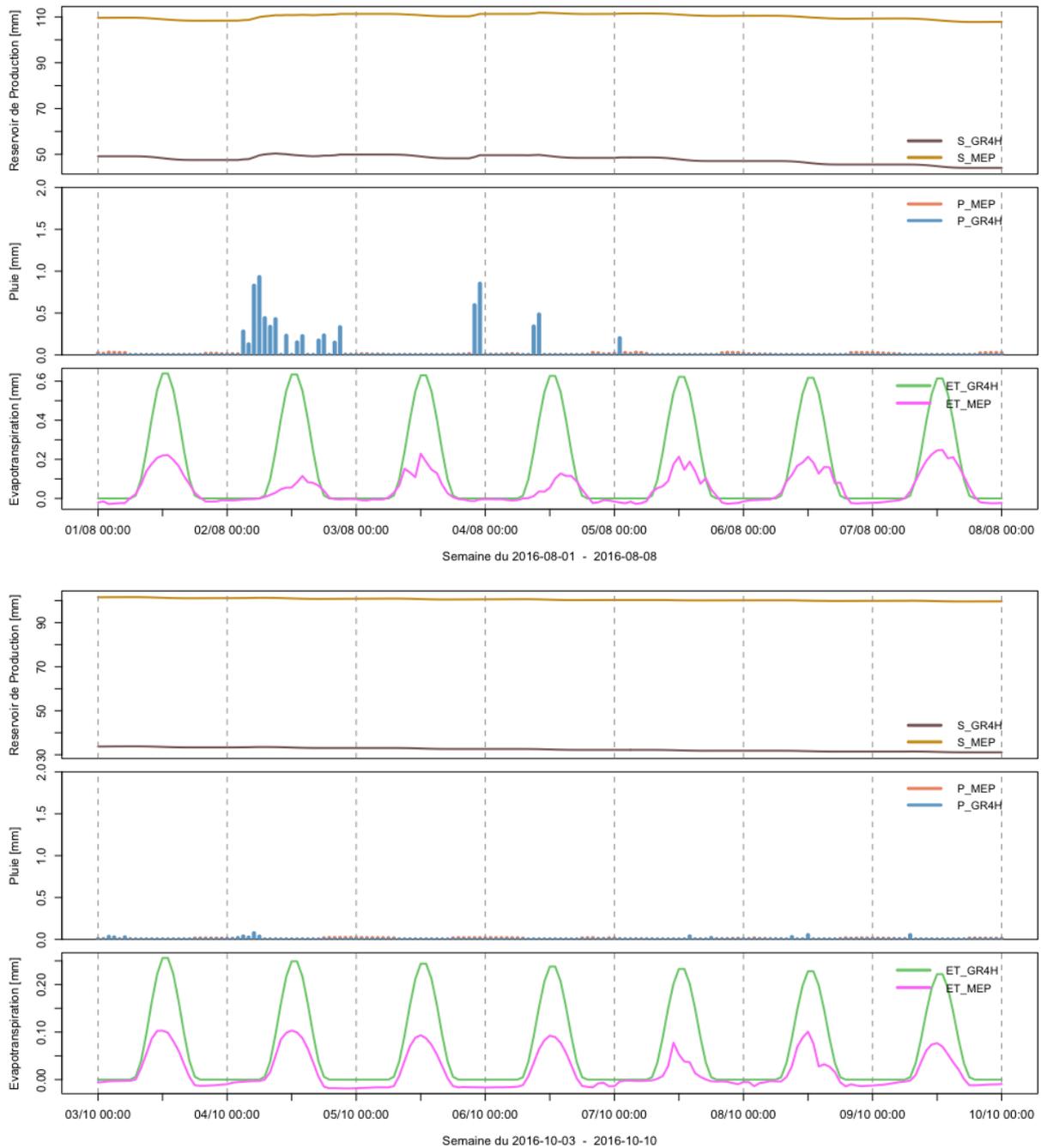


FIGURE 22 – Évolution des observations de précipitation et simulations du niveau du réservoir de production et évapotranspiration réelle (période mai à décembre 2016) effectués avec paramètres de la période 1995-2005.

## 5 Conclusions et Perspectives

### 5.1 Conclusions

MEP est un modèle capable de bien représenter la physique sous-jacente le processus d'évapotranspiration. Il montre de bonnes simulations de flux de chaleur latente. Les fluctuations des flux de chaleur latente sortis du modèle MEP sont notamment cohérents avec le comportement physique attendu (variations aux pas de temps horaire, journalier et mensuel).

Les valeurs totales d'ET trouvées pour la période d'étude avec MEP et mesurées par la tour à flux et le scintillomètre sont proches (considérant que les trois méthodes ont des lacunes sur différentes périodes et la méthode tour à flux/Eddy Cov présente des valeurs extrêmes douteuses).

- ET-EddyPro = 311.8 [mm]
- ET-MEP = 292,2 [mm]
- ET-SC = 346,9 [mm]

Nous avons vu que la transformation qui donne les meilleures performances par le modèle Hydrologique GR4H est celle de  $\sqrt{Q}$ . Pour le calage et le contrôle réalisés avec GR4H sur la période 1995-2005, nous avons obtenu des paramètres stables pour les différentes périodes de calage-contrôle. Les critères de performance obtenus pour toutes les périodes de calage et de validation sont très bons (KGE au-dessus de 0.8).

La simulation des bas débits est moins sous-estimée avec la version modifié de GR4H. Le coefficient KGE obtenu avec les paramètres du 1995-2005 montre aussi une amélioration avec la version modifiée du modèle (il va de 0.71 a 0.73).

Bien que de petites améliorations soient visibles sur les simulations avec la version modifiée du modèle, il est possible de voir qu'il reste encore du travail à faire, étant donné les difficultés pour faire une simulation plus fine des débits et éviter la sur-estimation des débits plus élevés.

### 5.2 Perspectives

Par rapport à l'utilisation du MEP, il peut être utilisé pour corriger les valeurs obtenues avec la tour à flux et le logiciel EddyPro. Les résultats du MEP peuvent être aussi comparés aux valeurs obtenues avec d'autres méthodes, comme des mesures satellite par exemple.

Pour continuer avec l'amélioration des simulations des bas débits, il reste encore à valider les différentes simulations avec GR4H-MEP pour des périodes plus longues. Cela pourrait donner plus de pistes sur de possibles modifications du modèle ou d'autres corrections à faire.

Il serait aussi important de pouvoir vérifier les performances du modèle dans d'autres bassins versants de afin de voir si le modèle s'adapte aux spécificités de ces bassins.

Finalement, il reste à étendre l'usage du couplage en contexte de changement climatique (projections hydrologiques).

## Références

- ANDRÉASSIAN, V., CORON, L., LERAT, J. et LE MOINE, N. (2016). Climate elasticity of streamflow revisited - an elasticity index based on long-term hydrometeorological records. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(11):4503–4524.
- ARPIN-PONT, F., CAPPELAERE, B., CHAZARIN, J.-P., DEMARTY, J., COHARD, J.-M., BARRAL, H. et PRÉVOT, L. (2013 - 2016). Instrumentation de l’interface sol-vegetation-atmosphère sur le bassin versant de l’Orgeval. Rapport technique, CRITEX, HSM, RVB, LTHE, LISAH, GIS ORACLE.
- AUBERT, D., LOUMAGNE, C. et OUDIN, L. (2003). Sequential assimilation of soil moisture and streamflow data in a conceptual rainfall–runoff model. *Journal of Hydrology*, 280:145 – 161.
- BENNETT, W., WANG, J. et BRAS, R. (2008). Estimation of global ground heat flux. *Journal of Hydrometeorology*, 9(4):744 – 759.
- CORON, L., THIREL, G., DELAIGUE, O. et MICHEL, C. (2018). airgr : Suite of gr hydrological models for precipitation-runoff modelling. *R package version 1.0.15.2*.
- CORON, L., THIREL, G., DELAIGUE, O., PERRIN, C. et ANDRÉASSIAN, V. (2017). The suite of lumped gr hydrological models in an r package. *Environmental Modelling and Software*, 94(2):166–171.
- GUPTA, H. V., KLING, H., YILMAZ, K. K. et MARTINEZ, G. F. (2009). Decomposition of the mean squared error and nse performance criteria : Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 377(1):80 – 91.
- HAJJI, I., NADEAU, D., MUSIC, B., ANCTIL, F. et WANG, J. (2017). Generalization and evaluation of the maximum entropy production method for estimating evapotranspiration.
- HORNBERGER, G. M., RAFFENSPERGER, J. P., WIBERG, P. L. et ESHLEMAN, K. N. (1998). *Elements of Physical Hydrology*. The John Hopkins University Press, Maryland, 302.
- LOUMAGNE, C. et Tallec, G. (2013). *L’observation long terme en environnement. Exemple du bassin versant de l’Orgeval*. Editions Quae, Versailles, 335.
- MAIDMENT, D. R. (1992). *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hil, New York, 1424.
- MATHEVET, T. (2005). *Quels modèles pluie-débit globaux pour le pas de temps horaire ? Développement empirique et comparaison de modèles sur un large échantillon de bassins versants*. Thèse de doctorat, PhD thesis (Français), ENGREF - Cemagref (Antony), Paris, France.
- MONTEITH, J. L. (1987). Evaporation and environment. *Symposia of the Society for Experimental Biology :IAHS-AISH Publ*, (167):319–327.
- MORTON, F. I. (1969). Potential evaporation as a manifestation of regional evaporation. *Water Resources Research*, 5(6):12–44.
- MUSY, A. et HIGY, C. (2004). *Hydrologie, une science de la nature*. PPUR presses polytechniques, Lausanne, 314.

- NASH, J. et SUTCLIFFE, J. (1970). River flow forecasting through conceptual models part i — a discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3):282 – 290.
- LOUDIN, L. (2004). *Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global*. Thèse de doctorat, École Nationale du Génie Rural, des Eaux et Forêts, 495.
- LOUDIN, L., ANDREASSIAN, V., PERRIN, C. et ANCTIL, F. (2004). Locating the sources of low-pass behavior within rainfall-runoff models. *Water Resources Research*, 40(11).
- LOUDIN, L., HERVIEU, F., MICHEL, C., PERRIN, C., ANDRÉASSIAN, V., ANCTIL, F. et LOUMAGNE, C. (2005a). Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? part 2—towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modelling. *Journal of Hydrology*, 303:290 – 306.
- LOUDIN, L., MICHEL, C. et ANCTIL, F. (2005b). Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? part 1—can rainfall-runoff models effectively handle detailed potential evapotranspiration inputs?. *Journal of Hydrology*, 303:275 – 289.
- PERRIN, C., MICHEL, C. et ANDRÉASSIAN, V. (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279:275 – 289.
- PERRIN, C., MICHEL, C. et ANDRÉASSIAN, V. (2007). Modèles hydrologique du Génie Rural (GR). Rapport technique, Cemagref, 1-16.
- QUENTIN, A. (2015). Etude de la variabilité interannuelle de l'évaporation potentielle. conséquence sur les prévisions de l'impact hydrologique du changement climatique. *Memoire du master, Université Pierre et Marie Curie - IRSTEA*, page 50.
- ROSE, C. et SHARMA, M. (1984). Summary and recommendations of the workshop on "evapotranspiration from plant communities". *Agricultural Water Management*, pages 324–342.
- SEILLER, G. et ANCTIL, F. (2016). How do potential evapotranspiration formulas influence hydrological projections?. *Hydrological Sciences Journal*, 61(12):2249–2266.
- TRAORE, F. (2007). Méthodes d'estimation de l'évapotranspiration réelle à l'échelle du bassin versant du kou au burkina faso. *Memoire du master, Univeristé de Liège*, page 133.
- WANG, J. et BRAS, R. (2009). A model of surface heat fluxes based on the theory of maximum entropy production. *Water Resources Research*, 45.
- WANG, J. et BRAS, R. (2010). An extremum solution of the monin-obukhov similarity equations. *Journal of the atmospheric sciences*, 67(2):485 – 499.
- WANG, J. et BRAS, R. (2011). A model of evapotranspiration based on the theory of maximum entropy production. *Water Resources Research*, 47.
- WANG, J., NIEVES, V. et BRAS, R. L. (2013). *MaxEnt and MaxEP in Modeling Fractal Topography and Atmospheric Turbulence*, chapitre 16, pages 309–321. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg.

- WEISSE, A., MICHEL, C., AUBERT, D., LOUMAGNE, C. et OUMAGNE, C. (2001). Assimilation of soil moisture in a hydrological model for flood forecasting. *Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer Schemes and Large-Scale Hydrological Models (Proceedings of a symposium held during the Sixth IAHS Scientific Assembly at Maastricht)*, page 8.
- WEISSE, A., OUDIN, L. et LOUMAGNE, C. (2003). Assimilation of soil moisture into hydrological models for flood forecasting : comparison of a conceptual rainfall-runoff model and a model with an explicit counterpart for soil moisture / assimilation de données d'humidité des sols pour la prévision de crues : comparaison d'un modèle pluie-débit conceptuel et d'un modèle intégrant une interface sol-végétation-atmosphère. *Revue des Sciences de l'Eau (France)*, (2):173.
- ZHAO, L., XIA, J., XU, C.-y., WANG, Z., SOBKOWIAK, L., LONG, C. *et al.* (2013). Evapotranspiration estimation methods in hydrological models. *Journal of Geographical Sciences*, 23(2):359–369.

## Annexes

On présente ici les résultats des simulations avec GR4H pour la période 1995-2005 pour obtenir des jeux de paramètres à utiliser pour des simulations sur la période 2016.

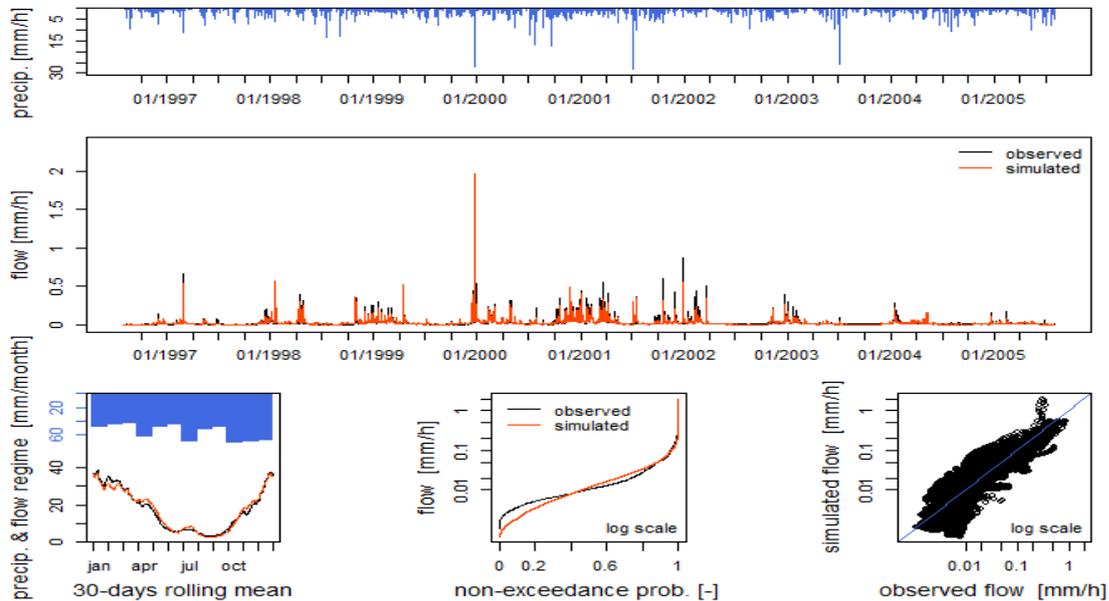


FIGURE 23 – Graphique simplifié de performances du modèle lors de la simulation de GR4H pour calage et contrôle sur la même période.

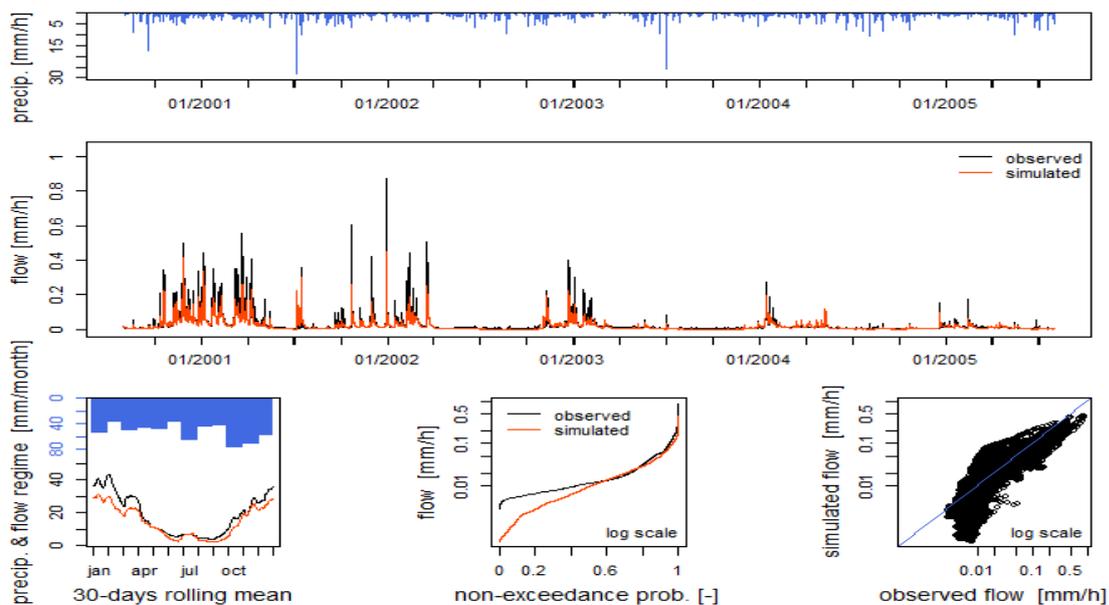


FIGURE 24 – Graphique simplifié de performances du modèle lors de la simulation du GR4H pour calage pour la période 1995-2000 et contrôle sur la période 2000-2005

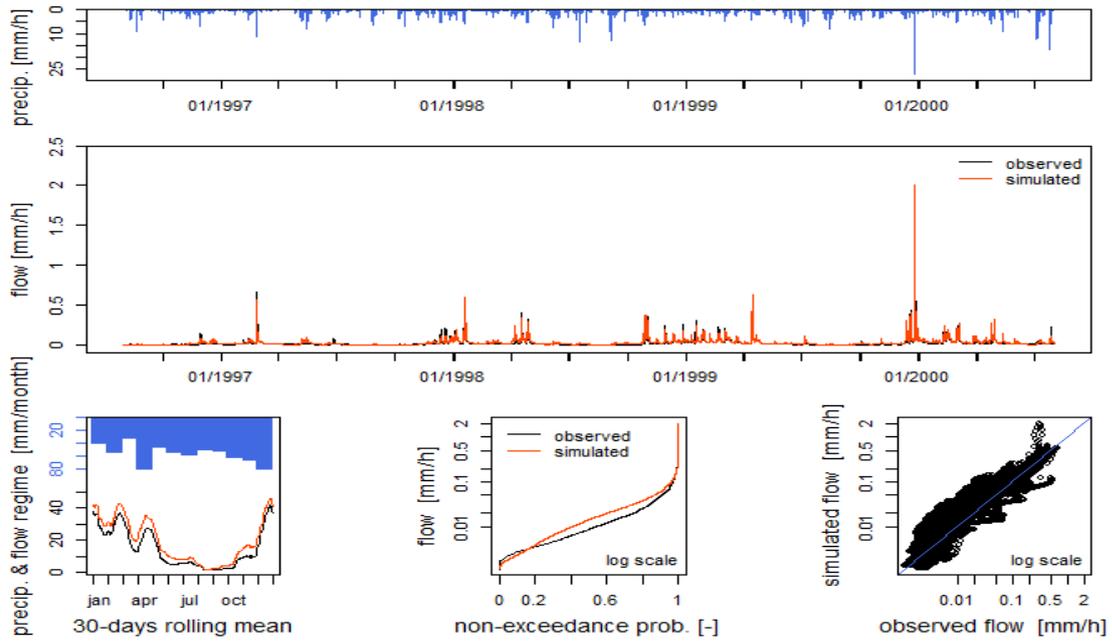


FIGURE 25 – Graphique simplifié de performances du modèle lors de la simulation du GR4H pour calage pour la période 2000-2005 et contrôle sur la période 1995-2000

## Résumé

Les événements hydrologiques extrêmes comme les crues et les sécheresses sont souvent associés à d'importants dommages socio-économiques. Ainsi, la crue de mai-juin 2016 dans les bassins à l'amont de la Seine et de la Loire a coûté la vie à 4 personnes et causé des dégâts évalués à plus d'un milliard d'euros. Un autre exemple est la sécheresse de 2011 qui a été marquée par des mesures de restriction d'eau prises dès le mois d'avril en France et un bilan hydrologique déficitaire de plus de 10% sur l'ensemble du pays, avec des pics de déficit de plus de 25% en Charente, en Dordogne et dans l'Aveyron.

Plusieurs études suggèrent que les événements hydrométéorologiques extrêmes augmenteront en intensité et en fréquence avec le réchauffement climatique. Il devient donc primordial de bien évaluer ces risques dans un climat futur, notamment à l'aide de modèles hydrologiques. Mais pour cela, il faut déjà améliorer notre capacité à bien modéliser les interactions entre l'atmosphère et les eaux de surface avec les données du passé. En effet, une meilleure reproduction des phénomènes présents permettra des prévisions plus précises dans le futur.

Les résultats des modèles hydrologiques dépendent fortement de la qualité de leurs données d'entrée. Une meilleure estimation des bilans en eau et en énergie permettrait de mieux quantifier les précipitations et l'évapotranspiration qui sont des paramètres essentiels dans la simulation des écoulements de surface et de rivières. Ce travail vise à mieux prendre en compte l'évapotranspiration dans un modèle hydrologique conceptuel. Il explore l'utilisation dans ce modèle d'une formulation d'évapotranspiration basée sur le modèle de production maximale d'entropie (MEP) qui assure la conservation de l'énergie à l'interface atmosphère-surface terrestre.

Notre étude s'intéresse tout d'abord à la paramétrisation du modèle MEP. Les résultats de quantification de la chaleur latente et du flux d'évapotranspiration sont évalués par rapport à des données expérimentales. Ensuite est étudié le chainage du modèle MEP au modèle hydrologique GR4H, développé à Irstea et utilisé dans de nombreuses applications de quantification de la ressource en eau de surface. Le site étudié est celui du bassin versant des Avenelles ( $45.6 \text{ km}^2$ ), sous-bassin de celui de l'Orgeval, site expérimental et équipé dans le cadre du projet Critex « Équipements innovants pour la zone critique ». Sur ce site, nous disposons des mesures micro-météorologiques d'une tour à flux et d'un scintillomètre, et des pluies et débits à l'exutoire du bassin versant sur la période du 25 mai 2016 au 31 décembre 2016.

Les premiers résultats montrent que le modèle MEP reproduit bien la dynamique des flux évaporatoires et les ordres de grandeur mesurés, notamment après comparaison avec les données issues de la mesure intégrée par scintillométrie. Après chainage avec le modèle GR4H, une amélioration de la simulation des bas débits est observée, surtout lorsque le calage du modèle GR4H est réalisée sur une période de plusieurs années.