

Hanz Meza

Master 2 Hydrologie Hydrogéologie et sols  
Université Paris Sud 11

Rapport de stage de Master 2

---

Evaluation du modèle hydrologique CLSM dans le bassin versant de l'Yvette par comparaison à plusieurs jeux de données indépendants.

---

Directrice de stage : Agnès Ducharne

Durée : Février - Août 2011

Lieu: Laboratoire Sisyphe  
UPMC - Paris 6

## Table des matières

1. INTRODUCTION.....	6
2. PRESENTATION DU MODELE CLSM.....	7
2.1 Principes du modèle TOPMODEL.....	8
2.2 Description de l'humidité du sol.....	10
2.3 Partition des bassins versants élémentaires en trois fractions :.....	14
2.4 Écoulement Total (Runoff).....	14
3. CONDITIONS AUX LIMITES.....	17
3.1 Domaine d'étude:.....	17
3.2 Indice topographique.....	17
3.3 Couverture végétale et sols.....	19
4. SIMULATIONS ET RÉSULTATS.....	21
4.1 Domaine et critères d'analyse :.....	21
4.2 Première simulation.....	22
4.3 Analyse de sensibilité aux paramètres.....	23
4.3.1 $D$ , $K_s$ , $v$ et $\omega(\text{wilt})$ .....	23
4.3.2 Le pourcentage de végétation :.....	26
4.3.3 Représentation des eaux souterraines.....	28
4.3.4 La résistance du sol nu à l'évaporation (rdc).....	32
5. SIRTA ET ORCHIDEE.....	36
5.1 Présentation du domaine et des variables comparées.....	36
5.2 Résultats.....	37
6. CONCLUSION.....	40

## Table des Illustrations

Figure 1. Descriptif du modèle CLSM. (a) La topographie permet de distribuer l'humidité du sol dans le bassin versant de calcul et de définir 3 fractions (saturée en bleu, stressée en rose, intermédiaire en blanc). (b) Dans chaque fraction, les flux d'eau et d'énergie sont décrits par des paramétrisations de type TSVA , adaptées à l'humidité de chaque fraction. (Viennot et al.(2009)).	7
Figure 2.Représentation schématique des flux d'eau dans CLSM (d'après Carli 2005).	9
Figure 3.Principe du calcul du déficit de bassin $M_D$ (d'après Gascoin.2009).	10
Figure 4.La figure illustre le fait que le déficit d'humidité local varie considérablement selon le bassin versant : avec des valeurs basses où la nappe phréatique est près de la surface (au bas des collines) et des valeurs élevées, où la nappe phréatique est plus profonde (au sommet des collines) (d'après Gascoin 2009).	11
Figure 5.Illustration de MRZ en un point. La zone à points montre l'excès positif de la zone racinaire.	12
Figure 6. Carte de délimitation du Bassin versant de l'Yvette (de surface 218.34 Km <sup>2</sup> calculée avec Arcgis ou de surface 224 Km <sup>2</sup> selon Banque Hydro), de délimitation du petit bassin versant (1.2 km <sup>2</sup> ) contenant SIRTA (en noir), et de la représentation de l'indice topographique calculé avec Arcgis.	16
Figure 7 .Distribution réelle et approchée de l'indice topographique (MNT 25m) dans le bassin versant de l'Yvette	19
Figure 8. Débit journalier observé à la station de Villebon-sur-Yvette entre janvier 1970 et décembre 2009.	21
Figure 9. Diagramme comparatif entre lames d'eau moyennes écoulées observées (« OBS », en noir), et lames d'eau moyennes écoulées simulées (« départ » en vert), à Villebon-sur-Yvette.	22
Figure.10.Représentation des valeurs de Biais et de Nash des 500 simulations effectuées sans R4 à partir de la simulation « <i>départ</i> » (en orange) et des 252 simulations réalisées à partir de la simulation « <i>référence 2</i> » avec R4 (en vert).	23
Figure 11.Moyennes mensuelles : (a) du déficit de bassin en mm ; (b) du ruissellement de surface en mm/j ; (c) de l'écoulement total en mm/j ; (d) de la fraction saturée ; (e) du débit de base en mm/j ; (f) de l'excès de surface en mm/j ; (g) de l'évaporation en mm/j ; (h) de la transpiration en mm/j ; (i) de l'excès de la zone racinaire en mm/j pour le sensibilité au wilting point (point de flétrissement) : (0.25 ( <i>ref1-bleu</i> ),0.5 ( <i>wp0.5-orange</i> ),0.7 ( <i>wp0.7-vert</i> ),0.8 ( <i>wp0.8-magenta</i> )), pour la période d'août 1958 à août 2010.	25
Figure 12.Moyennes mensuelles(a) du déficit de bassin en mm (b) du Ruissellement de Surface en mm/j (c) de l'écoulement totale en mm/j (d) de la fraction saturée (e) du débit de base en mm/j (f) de l'excès de surface en mm/j (g) de l'évaporation en mm/j (h) de la transpiration en mm/j (i) de l'excès de la zone racinaire en mm/j pour le sensibilité à différents pourcentages de forêt : (( <i>ref1-bleu</i> ),(0% forêt-orange),(10% forêt-vert),(20% forêt-magenta)), pour la période août 1958 à août 2010.	27
Figure 13.Moyennes mensuelles : (a) du déficit de bassin en mm ; (b) du ruissellement de surface en mm/j ; (c) de l'écoulement total en mm/j ; (d) de la fraction saturée ; (e) du débit de base intégrant « <i>QD</i> » en mm/j ; (f) de stock réservoir linéaire mm ; (g) de l'évaporation en mm/j ; (h) de Flux de recharge « <i>qR4</i> » en mm/j ; (i) de l'excès de la zone racinaire en mm/j pour CLSM avec et sans réservoir linéaire R4: (( <i>ref1-bleu</i> ),( <i>RLA=ref2</i> )), pour la période août 1958 à août 2010.	30
Figure 14.Moyennes mensuelles : (a) du déficit de bassin en mm (b) du ruissellement de surface en mm/j (c) de l'écoulement total en mm/j (d) de la fraction saturée (e) du débit de base en mm/j (f) de stock réservoir linéaire mm (g) de l'évaporation en mm/j (h) de la transpiration en mm/j (i) de l'évaporation du sol en mm/j pour la résistance du sol nu à l'évaporation.: (( <i>ref2-rouge</i> ),( <i>fin-plum4</i> )), pour la période août 1958 à août 2010.	33
Figure 15. Lames d'eau écoulées en moyenne mensuelle simulées ( <i>départ-vert</i> , <i>ref1-bleu</i> , <i>ref2-rouge</i> , <i>fin-plum4</i> ) vs. lame d'eau observée à la station de Villebon-sur-Yvette entre janvier 1970 et décembre 2009.	35
Figure 16. Comparaison de l'humidité de la zone racinaire en (cm) entre les mesures obtenues de SIRTA et les simulations ( <i>départ en vert et fin en plum4</i> ) réalisées avec CLSM	37
Figure 17. Comparaison des Flux de chaleur Sensible et Latente en (W/m <sup>2</sup> ) entre <i>SIRTA observé (en noir)</i> et les simulations ( <i>départ en vert, fin en plum4, ORCHIDEE en magenta</i> ) réalisées avec CLSM et ORCHIDEE.	39

## **Résumé**

Ce travail s'inscrit dans le projet HYDROSOL «Influence de l'hydrodynamique du sol sur la modélisation du changement climatique régional et ses impacts sur les ressources en eau», qui vise à améliorer le réalisme d'un modèle climatique régional centré sur la région Ile de France en particulier ce qui concerne le cycle de l'eau et les précipitations, qui sont notoirement mal quantifiées par les modèles climatiques (e.g. Randall et al., 2007).

Cette étude consiste à mettre en place le modèle CLSM sur le bassin versant de l'Yvette, en décrivant la topographie à partir d'un MNT à la résolution de 25m. Nous avons testé les performances de ce modèle et étudié sa sensibilité aux paramètres qui contrôlent l'hydrodynamique du sous-sol.

Le modèle CLSM sans réservoir linéaire étant incapable de décrire le comportement du bassin versant de l'Yvette, dominé par les écoulements souterrains, l'introduction d'un réservoir linéaire s'est avérée nécessaire. D'autres améliorations sont aussi proposées.

## **Remerciements**

Un grand remerciement à Agnès Ducharne pour avoir accepté ma candidature pour ce stage et pour le sujet passionnant qu'elle m'a proposé. Merci également pour tous ses enseignements et ses conseils pendant le stage, pour la grande patience dont elle a fait preuve pour me guider dans le monde de la programmation, pour tout le temps qu'elle m'a accordé. Sans ses interprétations et son cours synthétique, ce rapport n'aurait pu être rédigé.

Je tiens également à remercier à Aurélien Campoy pour l'aide inconditionnelle qu'il m'a donné, pour tous ces conseils et réflexions sur l'utilisation du logiciel R et pour avoir toujours été disponible.

Finalement, un grand merci à Claire Magand pour sa gentillesse, sa disponibilité et sa compétence durant tout mon stage.

# **1. INTRODUCTION**

L'objectif principal de ce stage fut d'évaluer si des modèles de surface continentale, normalement conçus pour décrire les flux d'eau et d'énergie avec l'atmosphère à grande échelle, sont capables de décrire le fonctionnement à petite échelle, tel que décrit dans le bassin versant de l'Yvette par deux jeux de jeux d'observations indépendants à des échelles emboîtées : le débit de l'Yvette à Villebon-sur-Yvette (218 Km<sup>2</sup>) ; l'humidité du sol et les flux de surface au site expérimental du SIRT (Site Instrumental de Recherche par Télédétection Atmosphérique), à Palaiseau (local).

Dans ce cadre, on considère deux modèles de surface ayant une représentation assez différente de l'hydrologie souterraine:

- CLSM (Catchment Land Surface Model ; Koster et al., 2000 ; Ducharne et al., 2000), qui décrit une nappe de versant couplée à la zone non saturée (ZNS), avec en option la possibilité de décrire le retard à l'écoulement par un aquifère plus profond via un réservoir linéaire.
- ORCHIDEE (section 5.1) de l'IPSL (Institut Pierre Simon Laplace.), qui décrit une ZNS de 2m, avec un drainage gravitaire à la base qui constitue l'écoulement souterrain.

Une des questions du stage a donc été d'évaluer si le modèle CLSM permet de décrire correctement le système atmosphère/surface continentale, puisqu'il a été conçu pour décrire les interactions entre la zone non saturée et la nappe de versant, ainsi que leurs effets sur l'évaporation et les écoulements.

Tout d'abord, nous présenterons le modèle CLSM avec les conditions de sa mise en œuvre. Ensuite, nous analyserons son comportement, notamment sa sensibilité à certains paramètres. Enfin, nous comparerons CLSM avec ORCHIDEE, et nous décrirons les améliorations et perspectives ouvertes à l'issue de ce travail.

## 2. PRESENTATION DU MODELE CLSM

CLSM (Catchment Land Surface Model), (Koster et al. 2000 ; Ducharme et al., 2000) est un modèle des surfaces continentales qui décrit, sur des bases physiques, l'influence du climat sur les écoulements. Celui-ci introduit un changement conceptuel majeur, visant à considérer le bassin versant comme unité de calcul.

Le modèle CLSM s'appuie sur le modèle hydrologique de bassin TOPMODEL (section 2.1), (Beven et Kirkby 1979), pour décrire la composante horizontale des flux d'eau souterrains.

Le domaine d'étude est discrétisé en bassins versants élémentaires, toujours pourvus d'une nappe phréatique. Selon TOPMODEL, on fait l'hypothèse que les gradients topographiques sont une bonne approximation des gradients hydrauliques. A partir de cela, on exploite une description haute résolution de la topographie de chaque bassin versant élémentaire afin de calculer, pour chaque pas de temps (20 minutes), une distribution spatiale de la profondeur de la nappe, en fonction de l'humidité moyenne du bassin.

Cette distribution permet de subdiviser le bassin en trois fractions (saturée, stressée, non saturée) où les flux de surface sont calculés selon des paramétrisations adaptées (Figure1 et section 2.3).

La distribution contrôle aussi les transferts verticaux entre zone racinaire et nappe, ainsi que l'écoulement de base (écoulement de la nappe vers les cours d'eau, inversement proportionnel à la profondeur de la nappe).

CLSM simule l'ensemble des processus régissant les bilans d'eau et d'énergie au niveau du sol. Ces différents processus dépendent des conditions météorologiques mais également des propriétés de la surface (albédo, propriétés du sol et de la végétation, etc.).

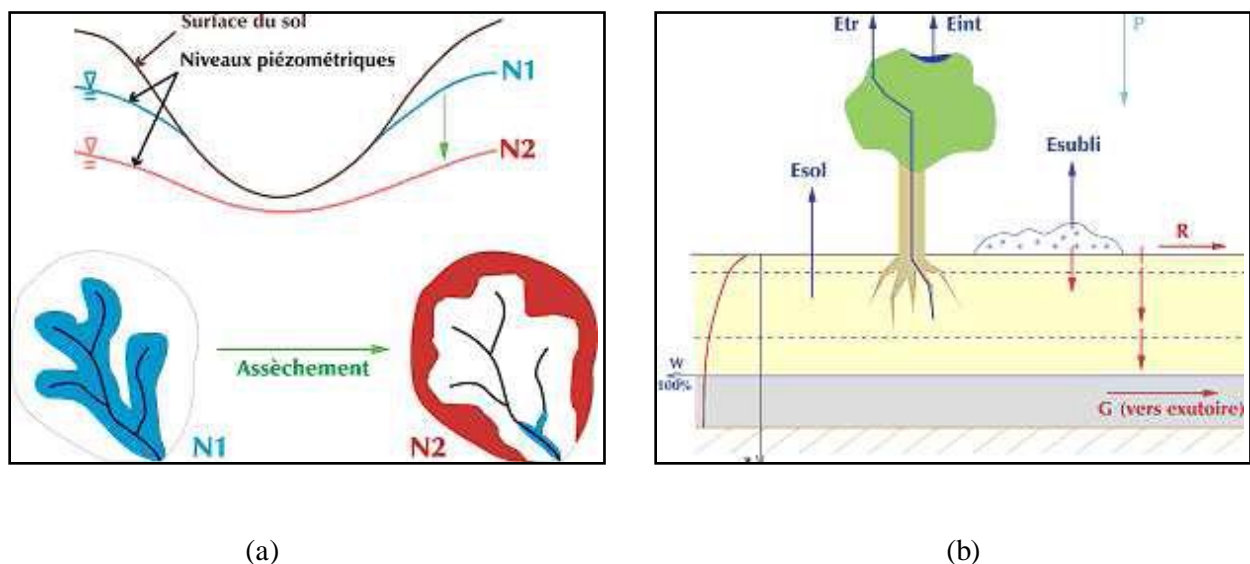


Figure 1. Descriptif du modèle CLSM. (a) La topographie permet de distribuer l'humidité du sol dans le bassin versant de calcul et de définir 3 fractions (saturée en bleu, stressée en rose, intermédiaire en blanc). (b) Dans chaque fraction, les flux d'eau et d'énergie sont décrits par des paramétrisations de type TSVA, adaptées à l'humidité de chaque fraction. (Viennot et al.(2009)).

## 2.1 Principes du modèle TOPMODEL

TOPMODEL est un modèle basé sur le concept d'aires contributives variables (Ambroise, 1999), où le débit d'un bassin versant est subdivisé en deux termes, un ruissellement depuis la fraction saturée du bassin (selon le concept des zones contributives variables), et un écoulement hypodermique, depuis une zone saturée peu profonde (selon la loi de Darcy).

Ces deux termes sont définis à partir de quatre hypothèses:

- la recharge de la zone saturée est uniforme;
- la dynamique de cette nappe est approchée par une succession d'états stationnaires;
- en chaque point du bassin, le gradient hydraulique est supposé parallèle à la pente topographique, car la nappe est peu profonde ;
- la conductivité hydraulique à saturation est uniforme latéralement, mais décroît exponentiellement avec la profondeur dans la zone non saturée, selon la formule :

$$K_{\text{sat}}(z) = K_0 \exp(-\nu z) \quad (1)$$

Où  $Z$  est la profondeur (l'axe  $Z$  est orienté vers le bas)  $K_0$  est la conductivité hydraulique à saturation en surface, et  $\nu$  est le paramètre de décroissance exponentielle.  $\nu$  et  $K_0$  sont tous deux constants sur le bassin.

$$x_i = \ln\left(\frac{a_i}{\tan \beta_i}\right) \quad (2)$$

La distribution de l'indice topographique  $x_i$  de TOPMODEL sur le bassin versant considéré, (où  $a_i$  est l'aire contributive au pixel « i » ramenée à la longueur caractéristique du pixel, et  $\tan \beta_i$  est la pente topographique) permet donc de déterminer, à chaque pas de temps, l'aire contributive variable

$A_c$  (si  $Z_i < 0$ , cf. équation 3) où est généré le ruissellement.

Sur cette fraction du bassin versant, l'intégralité de lame d'eau ruisselle et il n'y a pas d'infiltration.

Les hypothèses faites par TOPMODEL permettent d'écrire une relation entre la profondeur locale de la nappe  $Z_i$  et l'indice topographique en ce point « i »:

$$Z_i - \bar{Z} = -\frac{1}{\nu} (x_i - \bar{x}) \quad (3)$$

Où  $\bar{x}$  est la moyenne des indices topographiques du bassin et  $\bar{Z}$  est la profondeur moyenne de la nappe de TOPMODEL, résultant du bilan d'eau dans le bassin.

Il suffit donc d'établir  $\bar{Z}$  pour diagnostiquer, à chaque pas de temps et en chaque point du MNT (Modèle Numérique de Terrain), la profondeur de cette nappe.

Les fortes valeurs de  $\bar{x}$  résultent d'un faible gradient hydraulique et/ou d'une forte surface contributive par unité de longueur. Elles correspondent donc à un fort potentiel à la saturation.



L'indice topographique  $x$  contrôle aussi le débit dans la zone saturée, ou débit de base  $Q_B$  (: flux dans la zone saturée) donné par la relation (Beven and Kirkby, 1979):

$$Q_B = \frac{K_0}{\nu} \exp(-\bar{x} - \nu \bar{z}) \quad (4)$$

Où  $\bar{x}$  et  $\bar{z}$  sont les moyennes sur le bassin versant de l'indice topographique et de la profondeur de la zone saturée respectivement.

La somme du débit de base et du ruissellement de surface donne l'écoulement total (section 2.4).

Un réservoir linéaire R4, introduit par Gascoin et al (2009) et décrit en section. (4.3.3 a), a permis d'améliorer les débits simulés.

Il s'agit d'un trajet de l'eau optionnel, qui représente de façon simplifiée le stockage d'eau dans le système profond (combinant les zones saturée et non saturée).

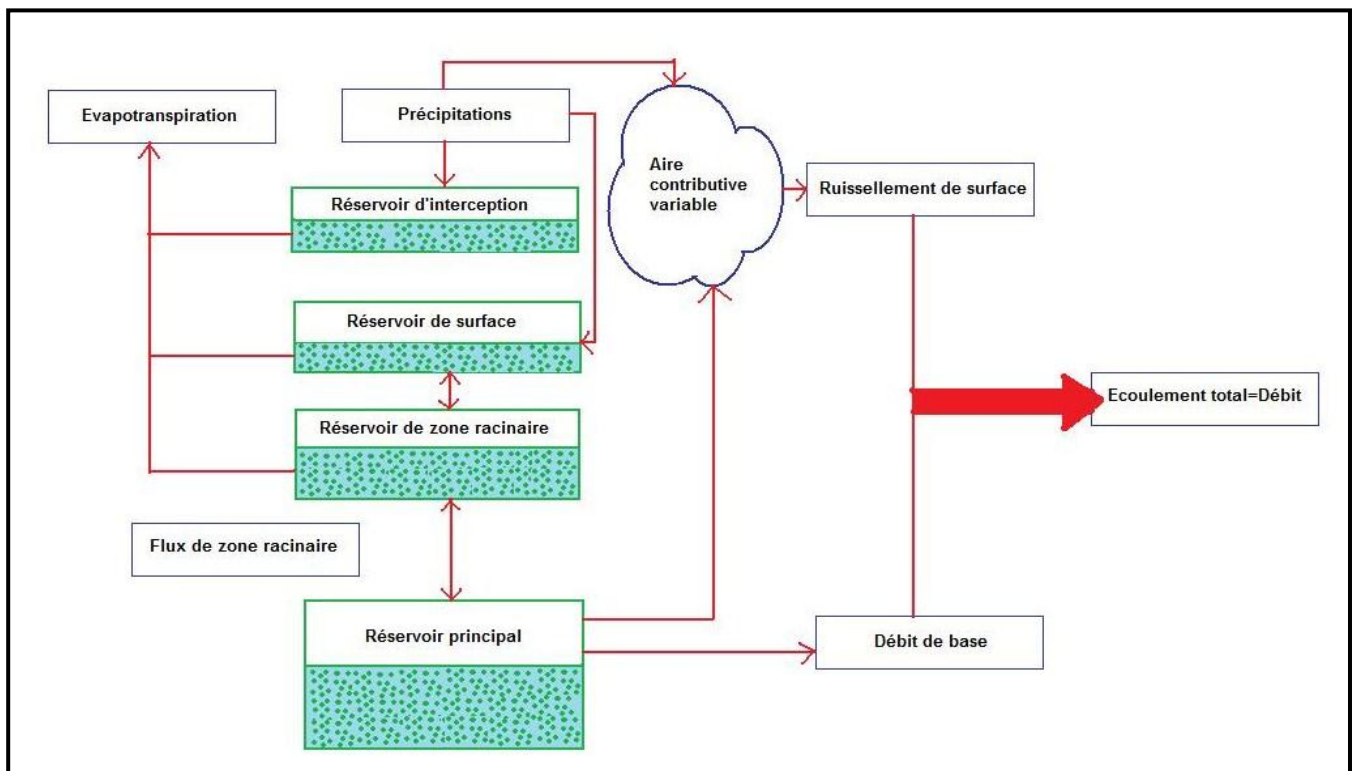


Figure 2.Représentation schématique des flux d'eau dans CLSM (d'après Carli 2005).

## 2.2 Description de l'humidité du sol

Cette description du modèle est inspirée de celle de Gascoin (2009). Le modèle CLSM repose sur 3 variables pronostiquées non conventionnelles ( $M_D$ ,  $M_{RZ}$  et  $M_{SE}$ ) pour décrire l'humidité du sol (en mm) :

- *Le déficit de bassin*,  $M_D$ , correspond à la quantité moyenne d'eau par unité de surface qui devrait être ajoutée pour amener l'ensemble des sols à saturation, en supposant que la zone non saturée est initialement dans un état d'équilibre.

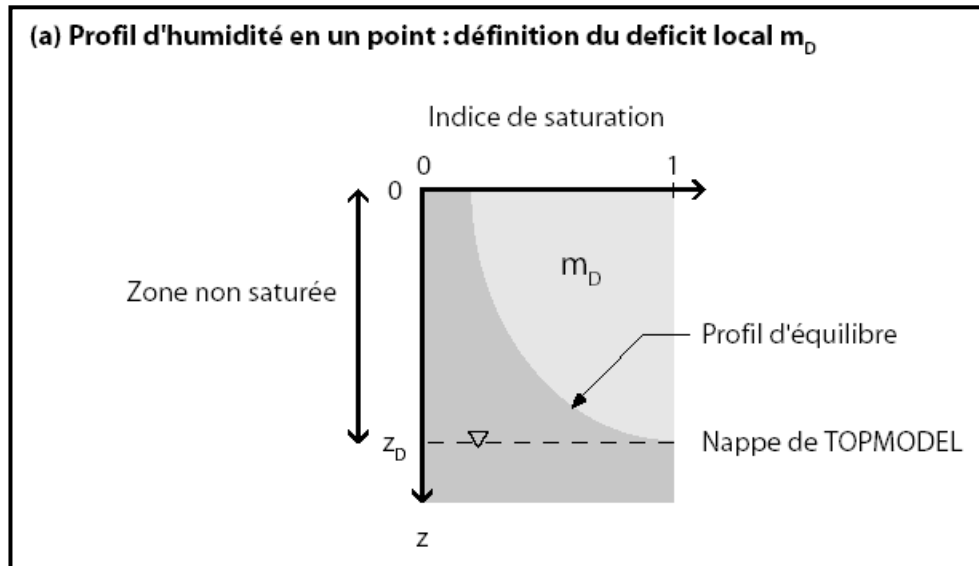


Figure 3. Principe du calcul du déficit de bassin  $M_D$  (d'après Gascoin.2009).

La Figure 3 montre le profil d'équilibre d'humidité du sol avec la profondeur, à un point arbitraire du bassin versant.

La forme précise du profil d'équilibre dérive des relations de Clapp et Hornberger (1978) :

$$\omega(z) = \left( \frac{\psi_s + z_D - z}{\psi_s} \right)^{-\frac{1}{b}} \quad (5)$$

Où:  $\omega$  est le degré de saturation (ou humidité) à hauteur  $Z$  au-dessus de la nappe phréatique,  $Z_D$  la profondeur locale de la nappe,  $\psi_s$  le potentiel matriciel du sol à saturation et  $b$  est un paramètre correspondant à la pente de la courbe de rétention dans un diagramme logarithmique.

A partir de là, il est possible de calculer la quantité d'eau qu'il faudrait ajouter pour saturer le sol en ce point, par intégration de  $(1 - \omega(z))$  entre  $Z = Z_D$  et  $Z = 0$ .

Cette quantité d'eau constitue le déficit local, noté  $m_D$  (mm). Si on intègre  $m_D$  sur la surface du bassin, on obtient le déficit de bassin  $M_D$  (en mm) qui est une variable centrale de CLSM (Figure.4).

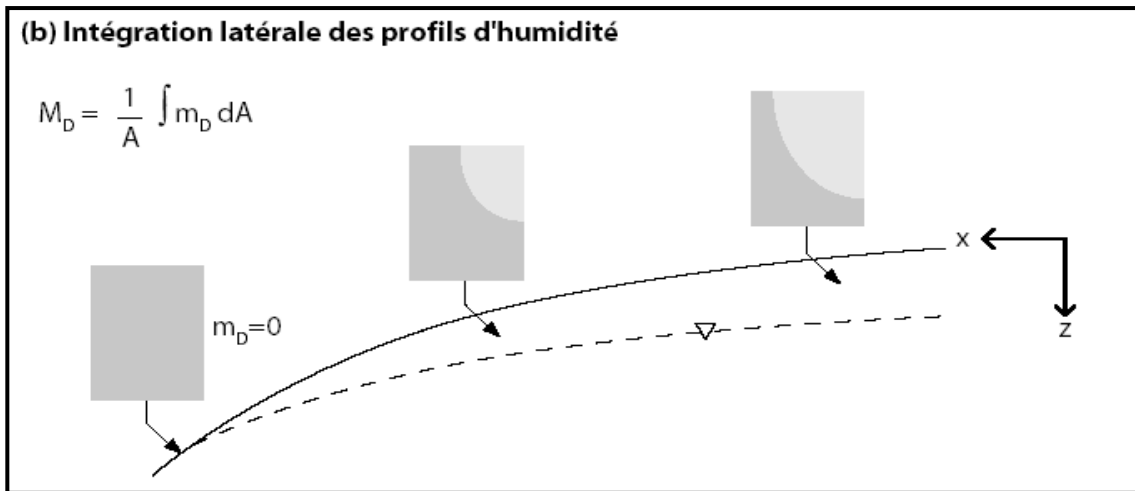


Figure 4. La figure illustre le fait que le déficit d'humidité local varie considérablement selon le bassin versant : avec des valeurs basses où la nappe phréatique est près de la surface (au bas des collines) et des valeurs élevées, où la nappe phréatique est plus profonde (au sommet des collines) (d'après Gascoin 2009).

La combinaison des hypothèses TOPMODEL avec l'hypothèse du profil d'humidité à l'équilibre pour la nappe phréatique, permet à une valeur donnée de «*déficit de bassin*» d'être associée à une description unique entre  $\overline{M_D}$  et  $\overline{z}$ .

Le degré de saturation dans la zone racinaire, en un point du bassin, est noté  $\omega_{RZ}$  (degré de saturation). Sous l'hypothèse d'équilibre hydrostatique, il est donné par intégration du profil d'humidité entre la surface et la profondeur racinaire  $Z_{RZ}$  :

$$\omega_{RZ} = \frac{1}{Z_{RZ}} \int_0^{Z_{RZ}} \omega(z) dz \quad (6)$$

Si l'hypothèse d'un profil d'équilibre était valide dans la zone non saturée, le «*déficit de bassin*» serait suffisant pour caractériser l'état d'humidité du sol et aucune autre variable d'humidité ne sera nécessaire.

Cependant dans la nature, les conditions d'équilibre sont rarement atteintes.

Pour décrire le fait que les profils d'humidité ne sont pas des profils à l'équilibre, on introduit alors deux variables supplémentaires.

Ce sont des variables d'excès,  $\overline{M_{RZ}}$  (excès de la zone racinaire) et  $\overline{M_{SE}}$  (excès de surface), qui pilotent les interactions avec l'atmosphère.

En réalité, ces variables décrivent l'écart entre l'humidité des couches de zone racinaire et de surface (2-5 cm de profondeur), et l'humidité qui dérive du profil d'équilibre hydrostatique associé au déficit de bassin.

- **L'excès de la zone racinaire**,  $MRZ$ , est défini comme la quantité d'eau par laquelle l'humidité de la zone racinaire diffère de l'humidité sous-entendue par le profil d'humidité local d'équilibre (Figure.5).  
En d'autres termes,  $MRZ$  est la quantité d'eau par unité de surface, par laquelle les conditions de la zone racinaire au travers du bassin sont hors équilibre.

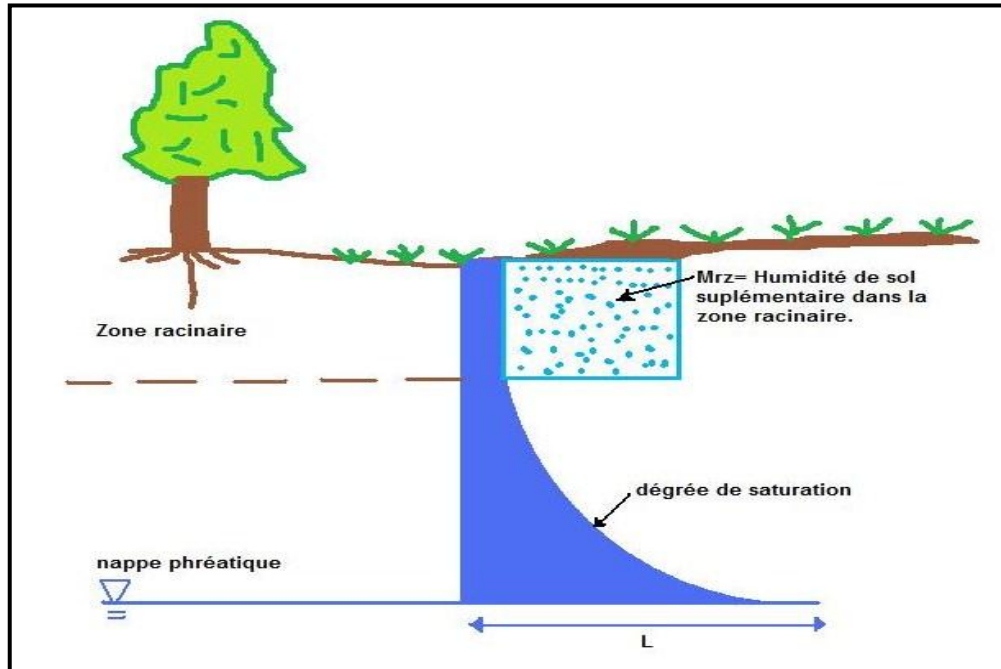


Figure 5. Illustration de MRZ en un point. La zone à points montre l'excès positif de la zone racinaire.

La valeur de MRZ devient négative si les évaporations dépassent les précipitations sur un période de temps prolongée.

- **L'excès de surface** MSE, la troisième variable pronostiquée de l'humidité du sol, est semblable à la «couche de surface du sol» employée par de nombreux modèles SVTA à une dimension.

L'excès de surface traduit le degré de saturation de l'eau dans les 2 premiers centimètres du sol, lorsque la couche de surface est en déséquilibre avec la zone racinaire au-dessous.

### 2.3 Les flux verticaux :

Des flux verticaux dans le sol se produisent si le profil d'humidité n'est pas à l'équilibre.

Ces transferts verticaux sont simplifiés selon des lois exponentielles, en fonction de deux timescales :  $\tau_1$ , entre la zone racinaire et la nappe TOPMODEL, et  $\tau_2$  entre la couche de surface et la zone racinaire.

Le flux de zone racinaire est calculé sur la base de l'équation de Richards.

Cependant, pour limiter le temps de calcul, cette équation n'est pas résolue à chaque pas de temps.

La méthode retenue consiste à exprimer le flux sous la forme suivante :

$$\Delta M_{RZ} = -M_{RZ} \frac{\Delta t}{\tau_1} \quad (7)$$

La constante de temps  $\Delta t$  est calculée avant la simulation, par résolution de l'équation de Richards dans la dimension verticale, et après discrétisation verticale du sol à haute résolution.

Ensuite, le flux est intégré latéralement en fonction de la distribution latérale de  $\omega_{RZ}$ , ce qui signifie que l'influence de la topographie est prise en compte.

Ce calcul est répété pour un grand nombre de valeurs possibles de  $M_D$  et  $M_{RZ}$ .

Cela permet donc d'ajuster une fonction empirique entre  $\tau_1$  et l'état d'humidité du sol :

$$\tau_1 = \exp(a\tau_1 + b\tau_1 M_D) \quad (8)$$

Où  $a\tau_1$  et  $b\tau_1$  sont des constantes qui dépendent de  $M_{RZ}$ .

A chaque pas de temps, c'est l'équation (9) qui est appliquée pour calculer la quantité d'eau qui va s'ajouter ou se retrancher à  $M_D$  et qui va donc provoquer une baisse (si  $\Delta M_{RZ} < 0$ ) ou une hausse si (si  $\Delta M_{RZ} > 0$ ) de la nappe TOPMODEL, via l'équation (3).

Le flux de surface est calculé selon la même méthode :

$$\Delta M_{SE} = -M_{SE} \frac{\Delta t}{\tau_2} \quad (9)$$

La constante  $\tau_2$  est calculée pour un grand nombre de valeurs possibles de  $M_{RZ}$  et  $M_{SE}$ , afin d'ajuster la fonction empirique suivante :

$$\tau_2 = \frac{a\tau_2}{(M_{RZ} + b\tau_2 M_{SE})^3} \quad (10)$$

Où  $a\tau_2$  et  $b\tau_2$  sont des constantes, supposées indépendantes de la topographie (pas d'intégration latérale).

## **2.4 Partition des bassins versants élémentaires en trois fractions :**

Cette paramétrisation est au cœur de CLSM, et contrôle l'évolution des 3 fractions de BVE (saturée  $A_{sat}$ , non saturée  $A_{tr}$ , stressée  $A_{wilt}$ ) et de l'humidité de surface qui leur est associée, à partir des 3 variables d'humidité pronostiquées de CLSM:

- dans la fraction saturée  $A_{sat}$ , la zone racinaire est saturée:  $\omega(RZ) = 1$
- dans la fraction stressée  $A_{wilt}$ , on a :  $\omega(RZ) < \omega(wilt)$  où  $\omega(wilt)$  est le point de flétrissement
- dans la fraction non saturée  $A_{tr}$ , on a :  $\omega(wilt) < \omega(RZ) < 1$

A chaque pas de temps, les surfaces des trois fractions sont déterminées en fonction de  $MD$  et  $MRZ$ . Ainsi, la fraction stressée augmente pendant les périodes sèches, alors que la fraction saturée augmente en période humide.

Le déficit de bassin fait le lien entre le bilan d'eau du BVE et la distribution de la profondeur de nappe.

Pour chaque fraction, le calcul des bilans d'eau et d'énergie est réalisé séparément en utilisant les paramétrisations SVAT du LSM Mosaic (Koster et Suarez, 1996).

Dans la fraction  $A_{wilt}$ , la transpiration est bloquée et seule l'évaporation du sol nu est autorisée, ce qui signifie que le degré de saturation peut descendre sous le point de flétrissement.

Dans la fraction  $A_{sat}$  et  $A_{tr}$ , la transpiration est calculée en fonction des paramètres de la végétation, mais l'humidité de la zone racinaire n'exerce pas d'influence sur la résistance stomatique.

Enfin, les précipitations qui atteignent le sol sur la fraction  $A_{sat}$  sont directement converties en ruissellement de surface.

Le découpage en trois fractions offre donc la possibilité de caractériser les processus de surface en fonction du régime hydrologique. (d'après Gascoin 2009)

$MRZ$  permet de représenter les rétroactions rapides de l'humidité du sol sur l'évaporation, ce qui explique pourquoi CLSM ne contient pas de paramétrisations de la résistance stomatique en fonction de l'humidité du sol.

Cette résistance est soit nulle (pour  $A_{sat}$  et  $A_{tr}$ ), soit infinie (pour  $A_{wilt}$ ).

Contrairement à  $MRZ$ , la variable  $MSE$  n'influence pas le calcul des fractions de surface et ne perturbe donc pas directement la transpiration.

En revanche,  $MSE$  gouverne l'évaporation du sol nu, car la résistance du sol nu dans les trois fractions dépend de l'humidité de surface diagnostiquée à partir de  $MD$ ,  $MRZ$  et  $MSE$ .

## **2.5 Écoulement Total (Runoff)**

Le runoff simulé par CLSM, et noté  $Q$ , est composé d'un terme souterrain ( $Q_B$ ) et d'un terme de surface ( $Q_S$ ):

$$Q = Q_B + Q_S \quad (11)$$

(voir flux de base ( $Q_B$ ) détaillé en 2.1)

Une différence importante avec TOPMODEL réside dans le fait que  $Q_B$  est forcé de s'annuler lorsque la profondeur de la nappe dépasse la profondeur du sol. (i.e. quand le déficit de bassin dépasse une valeur seuil nommée  $M_D^B$  (Gascoin (2009))

L'intérêt de ne pas considérer une profondeur infinie comme dans TOPMODEL est de pouvoir fermer le bilan d'eau dans le sol.

Le ruissellement de surface  $Q_S$  est composé de la précipitation qui ne peut s'infiltrer jusqu'à la fraction saturée :

$$Q_S = P_T A_{SAT} \quad (12)$$

Où  $P_T$  est la précipitation.

## CARTE BASSIN VERSANT DE L'YVETTE ET SIRTA

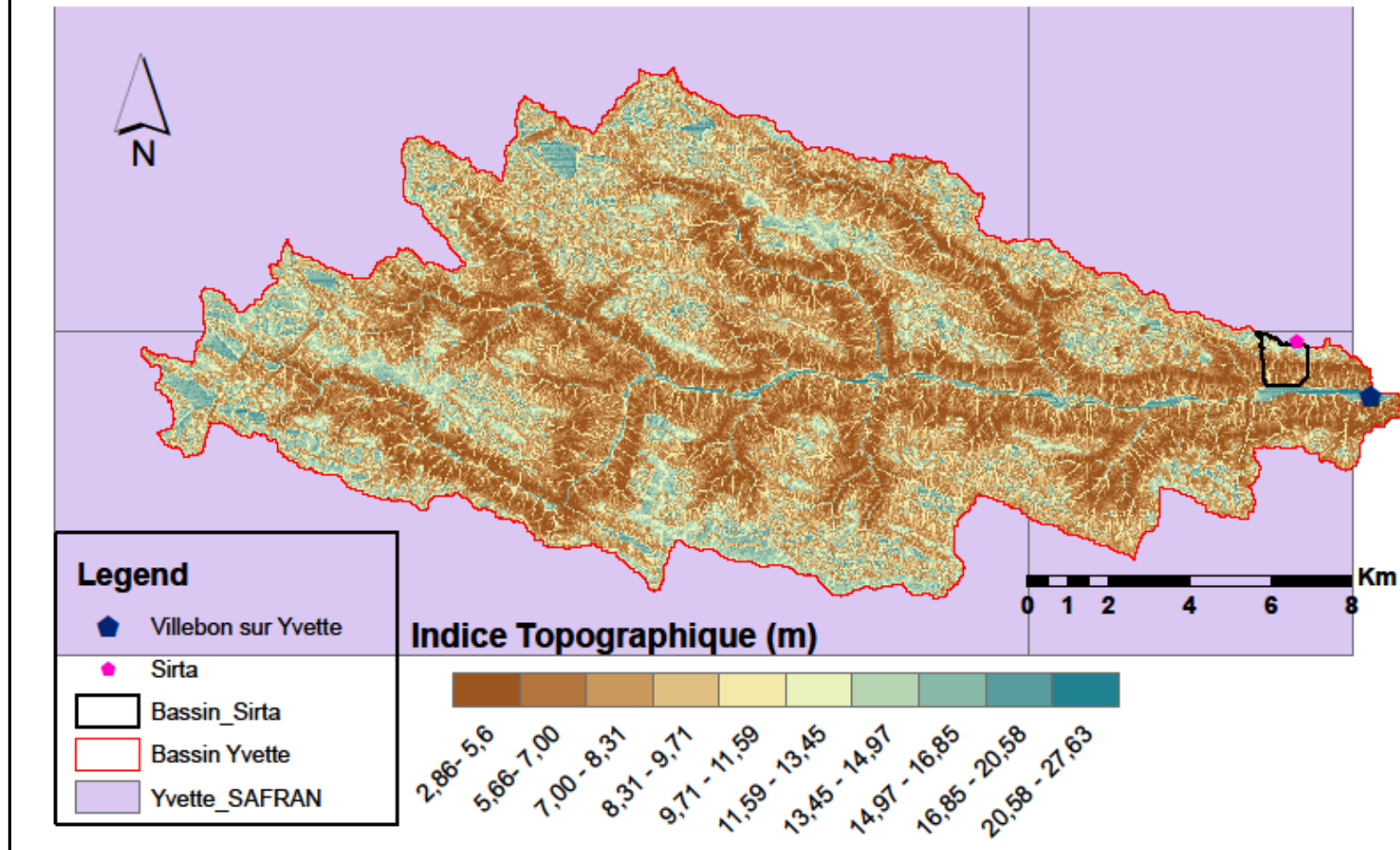


Figure 6. Carte de délimitation du Bassin versant de l'Yvette (de surface 218.34 Km<sup>2</sup> calculée avec Arcgis ou de surface 224 Km<sup>2</sup> selon Banque Hydro), de délimitation du petit bassin versant (1.2 km<sup>2</sup>) contenant Sirta (en noir), et de la représentation de l'indice topographique calculé avec Arcgis.



### **3. CONDITIONS AUX LIMITES**

#### **3.1 Domaine d'étude:**

Le bassin versant de l'Yvette (de 218 .34 km<sup>2</sup>) contenant le site du SIRTÀ (de 1.2 km<sup>2</sup>) constitue la zone d'étude (Figure.6).

L'Yvette est un affluent de l'Orge, donc sous-affluent de la Seine. Elle s'écoule dans la vallée de Chevreuse, à travers les départements des Yvelines et de l'Essonne, dans la région Île-de-France. Son débit a été mesuré sur une période de 41 ans (1969-2009), à la station hydrologique de Villebon-sur-Yvette (données Banque Hydro). En outre, cette station correspond à l'exutoire du bassin versant de l'Yvette (de surface 224 km<sup>2</sup>) et est située à 10 km de la confluence avec l'Orge d'après Banque Hydro.

Des crues importantes ont eu lieu en 1966, 1978 et 1981, et plus récemment, des inondations se sont produites, en 1991, pendant la tempête de 1999, puis en 2000, en 2001 et en 2007. Le 29 avril 2007, le débit est passé de 1 m<sup>3</sup>/s à 15 m<sup>3</sup>/s en 13h seulement. Ce chiffre de 15 m<sup>3</sup>/s ne correspond cependant qu'au débit d'une crue décennale, et un tel épisode est donc statistiquement destiné à se répéter en moyenne tous les dix ans (<http://fr.wikipedia.org/wiki/Yvette>).

Pour ce travail, on dispose de données météorologiques fournies par Météo France, issues de la base de données SAFRAN (Quintana-Segui et al., 2008) sur la période 1958-2010. Celles-ci comprennent l'ensemble des données météo nécessaires, à savoir :

- Les précipitations totales et neigeuses
- Le rayonnement global et atmosphérique (infrarouge et visible)
- La pression atmosphérique
- L'humidité et la température de l'air à 2m au-dessus du sol
- La vitesse du vent à 10m au-dessus du sol

Le pas de temps de 1 h est ensuite divisé en 3 pas de temps de 20 minutes dans CLSM et les flux (i.e. précipitations et rayonnements) sont interpolés uniformément.

Les données SAFRAN sont distribuées sur une grille régulière de 8km x 8km, et doivent être moyennées au sein des BVE qui composent le domaine simulé par CLSM.

Dans mon cas, le BVE correspond au bassin versant de l'Yvette (Figure.6).

#### **3.2 Indice topographique**

Dans CLSM, la distribution de l'indice topographique  $x$  de TOPMODEL (en équation (2)) est approximée par une distribution gamma (selon Silvapalan et al.,1987) :

$$f_T(x) = \frac{1}{\Gamma(\Phi)\chi} \left(\frac{x-\mu}{\chi}\right)^{\Phi-1} \exp\left(-\frac{x-\mu}{\chi}\right) \quad \chi, \Phi > 0 \quad (13)$$

Les trois paramètres  $\chi$ ,  $\Phi$  et  $\mu$  sont calculés à partir des trois premiers moments de la distribution originale (réelle) : moyenne, variance et «skew» (qui caractérise la symétrie de la distribution). Cette expression analytique (équation (13)), plus simple à manipuler, permet de calculer les 3 fractions et le déficit de bassin ( $\overline{MD}$ ).

On dispose de modèles numériques de terrain (MNT) à la résolution de 25 m provenant de la BD Topo (base de données topographiques). Cette dernière est une base de données vectorielles 2D et 3D disponible depuis 2007 sur l'ensemble du territoire français; et projetée par l'IGN (Institut Géographique National) dans le système Lambert-93.

Le MNT de résolution 25 m, fournissant une description plus détaillée de la topographie, est alors choisi pour générer les distributions d'indice topographique (Figure.8).

Voici une brève explication de la démarche réalisée avec Arcgis pour calculer l'indice topographique :

On part d'un MNT au format GRID ESRI que l'on projette dans le système Lambert II étendu. Il est nécessaire d'utiliser les trois outils d'analyse de terrain : la pente (slope), la direction de flux (Flow direction) et l'aire contributive par unité de contour (Flow accumulation).

La pente Arcgis utilise un algorithme qui prend en compte la valeur de tous les pixels entourant le pixel pour lequel on effectue le calcul (d'après Baro, 2010).

On effectue un remplissage des cuvettes pour éliminer les valeurs aberrantes du MNT, puis on calcule la grille de pentes en degrés ou en pourcentage avec l'outil Spatial Analyst (sur Arctoolbox outils).

Un traitement particulier doit être fait pour les valeurs inférieures à la pente minimale, calculable selon :

$$(S_{\min} = \frac{1}{C * (\frac{1 + \sqrt{2}}{2})}), \text{ où } C \text{ est la valeur du côté d'un pixel (25 pour l'Yvette).}$$

Le Bassin de l'Yvette est un plateau calcaire fortement creusé par les cours d'eau, avec de très faibles pentes sur de vastes étendues. A la résolution du MNT, ces très faibles pentes sont nulles et remplacées au dénominateur de l'indice topographique par une pente minimale faible (selon Wolock et McCabe Jr., 1995). Ceci entraîne une surreprésentation des indices topographiques élevés, et la distribution des indices topographiques est améliorée en remplaçant cette pente minimale fixe par une pente minimale choisie aléatoirement dans une gamme de valeurs faibles, à

$$\left[ \frac{S_{\min}}{10}, 2 * S_{\min} \right] \text{ selon Carli (2005) et Ducharne (2011).}$$

Ensuite, on calcule la grille des directions de flux (Arctoolbox, outils ,direction de flux), puis on en déduit la grille des accumulations de flux (qui correspond aux aires contributives). Il faut noter que Arcgis donne une valeur de surface contributive (Flow accumulation) exprimée en nombre de pixels ; une conversion doit donc être faite pour obtenir la surface contributive en m<sup>2</sup> ou en km<sup>2</sup> (on élimine les valeurs nulles dans la grille d'accumulation en ajoutant 1 à la valeur de Flow accumulation, puis on multiplie la grille par «C») en utilisant la calculatrice raster.

Finalement, si la pente est exprimée en degrés, le calcul de l'indice topographique sous ArcGIS sera:

$$\text{Indtopo} = \text{Ln} \left( \frac{\text{SurfaceContributive}}{\text{Tan}(\text{pente} * \frac{\pi}{180})} \right)$$

d'après Baro (2010).

La distribution gamma approximant cette distribution réelle (Ducharne et al., 2000) reste cependant perfectible (Figure.7).

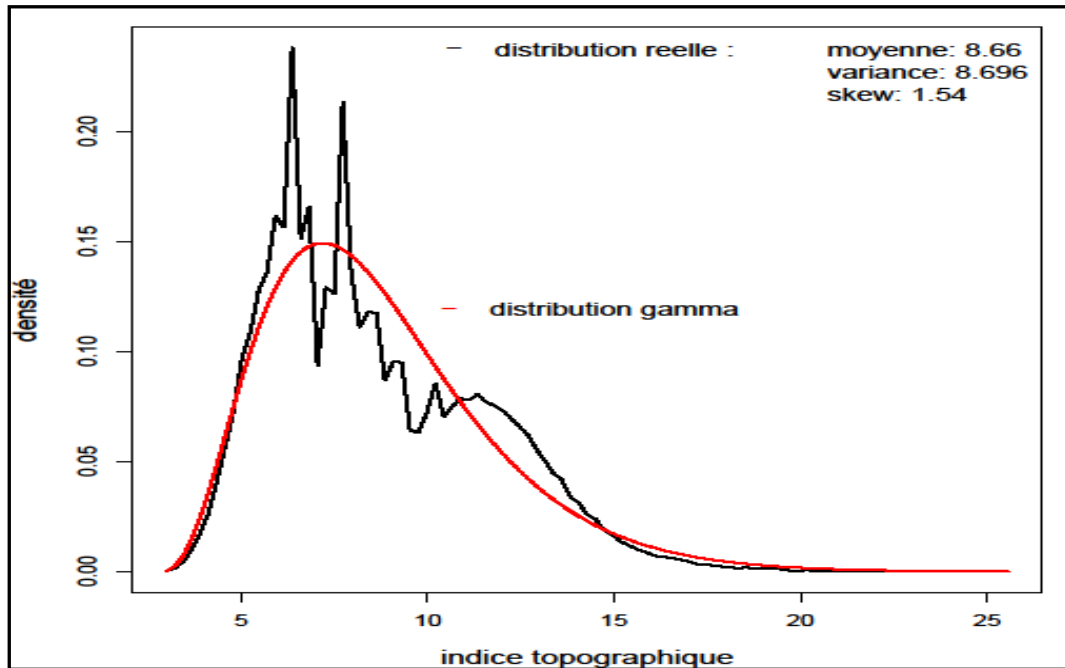


Figure 7. Distribution réelle et approchée de l'indice topographique (MNT 25m) dans le bassin versant de l'Yvette

### 3.3 Couverture végétale et sols

Ces propriétés du bassin sont caractérisées à partir de la base de données mondiale ECOCLIMAP à la résolution de 1 km (Masson et al., 2003). Cette base est représentative de l'occupation des sols pendant la décennie 1990, et s'appuie sur les données européennes CORINE, publiées en 1993.

Dans chaque pixel de 1km, elle renseigne le type de végétation (parmi 215) et les paramètres morphologiques qui lui sont associés, avec une pénologie au pas de temps mensuel (surface foliaire par unité de surface de terrain (LAI), hauteur de rugosité, snow-free albedo, profondeur de la zone racinaire, etc.). Ducharne (2011) a défini la correspondance entre les 215 types permis et les 8 classes de végétation utilisées dans CLSM, puis automatisé le calcul des fractions de ces classes dans les BVE, ainsi que les valeurs moyennes des différents paramètres morphologiques au sein de chaque fraction.

ECOCLIMAP décrit également les sols en terme de pourcentages de sable et d'argile, à partir des données globales de la FAO à résolution 10km, elles-mêmes affinées à partir de la carte des sols de France au 1:1,000,000 (Jamagne et al., 1995).

Grâce au triangle textural de l'USDA, la moyenne de ces teneurs en sable et argile au sein des bassins élémentaires permet de définir une classe texturale. Les paramètres hydrodynamiques des sols prennent alors les valeurs proposées par Cosby et al., (1984) pour chaque classe.

Ces paramètres hydrodynamiques sont :

- La Conductivité hydraulique  $K_s$  et potentiel matriciel à saturation  $\Psi_s$
- Le Point de flétrissement  $\omega(\text{wilt})$
- L'Humidité résiduelle  $\omega_{\text{res}}$
- Le Paramètre  $b$  reliant les paramètres des sols saturés et non saturés selon les équations de Clapp et Hornberger(1978) (équation(5)).

Au final, les paramètres de sol de CLSM renseignés à partir de ECOCLIMAP sont:

Paramètre	Unité	Valeur
$D$	m	2
$D_{\text{RZ}}$	m	1.5
$K_s$	$\text{m.s}^{-1}$	1.2 E-5
$\nu$	$\text{m}^{-1}$	2.17
$b$	-	6.98
$\omega(\text{wilt})$	degré de saturation	0.24

**Tab 1. Paramètres par défaut utilisés dans le bassin versant de l'Yvette ; avec  $D$  , la profondeur totale du sol,  $D_{\text{RZ}}$  , la profondeur de la zone racinaire,  $K_s$  la conductivité à saturation,  $\nu$  , le paramètre de décroissance exponentielle provenant de Clapp et Hornberger (1978), et  $\omega(\text{wilt})$ , le point de flétrissement.**

Cependant, ces valeurs par défaut s'avèrent insuffisantes pour 3 paramètres importants de CLSM, à savoir :

- $K_s$  à cause de la grande variabilité spatiale de ce paramètre et de son lien dans TOPMODEL avec la résolution du MNT (Ducharne, 2009)
- son facteur de décroissance  $\nu$
- la profondeur totale du sol  $D$ .

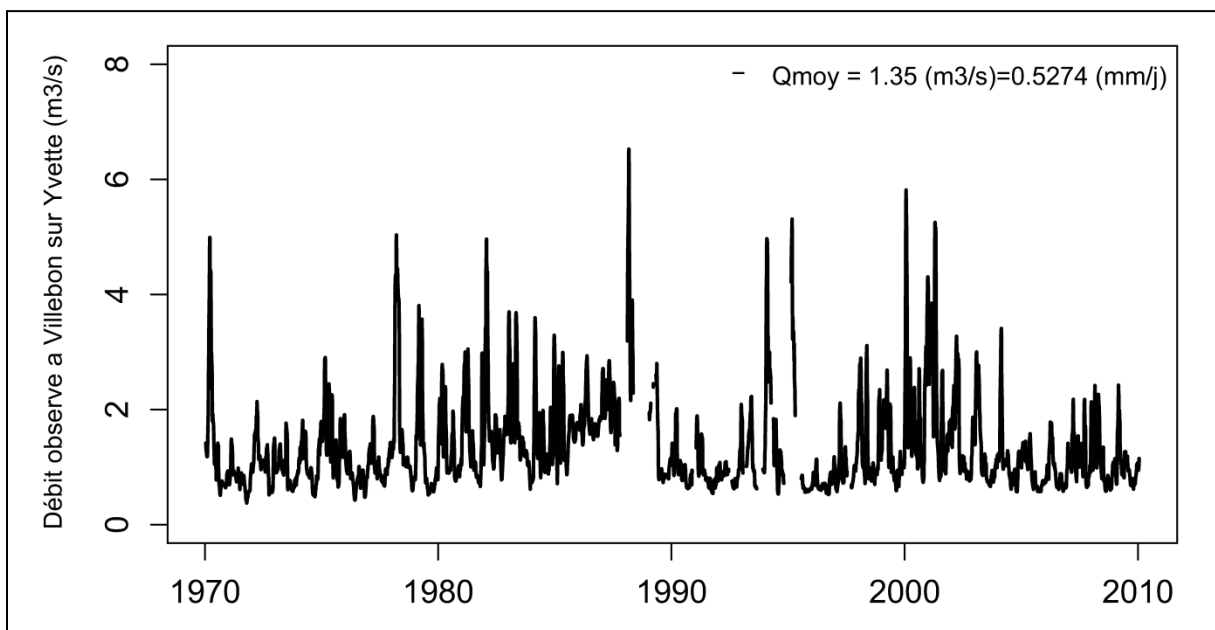
Ces paramètres doivent donc être estimés sur la base d'informations complémentaires ou calibrées.

## 4. SIMULATIONS ET RÉSULTATS

### 4.1 Domaine et critères d'analyse :

Les données de validation (Figure.8) sont des mesures journalières de débit en m<sup>3</sup> /s, effectuées sur la station hydrologique de Villebon-sur-Yvette de janvier 1970 à décembre 2009. Cette station est située à l'exutoire du bassin versant de l'Yvette.

D'après Banque hydro, la surface du bassin à Villebon est de 224 Km<sup>2</sup>, mais après ma délimitation avec Arcgis, j'ai calculé une surface de 218.34 Km<sup>2</sup>. C'est cette dernière valeur que j'ai utilisée pour tous mes calculs.



**Figure 8. Débit journalier observé à la station de Villebon-sur-Yvette entre janvier 1970 et décembre 2009.**

Les termes de contrôle du modèle sont ici les lames d'eau écoulées simulées, qui sont comparées aux débits observés (que l'on exprime en lame d'eau).

Les critères de contrôle utilisés sont les critères classiques en hydrologie, biais et Nash (Figure.9).

Le biais quantifie l'erreur sur la moyenne des débits simulés  $\bar{Q}_{sim}$ , par rapport à la moyenne des débits observés  $\bar{Q}_{obs}$ . Il s'exprime en % :

$$\text{biais} = \frac{\bar{Q}_{sim} - \bar{Q}_{obs}}{\bar{Q}_{obs}} * 100 \quad (14)$$

Si le modèle est parfait, le biais est alors nul.

Le critère de Nash compare l'écart quadratique moyen des débits simulés  $\overline{q_{sim}}$  aux débits observés  $\overline{q_{obs}}$  par rapport à la variance :

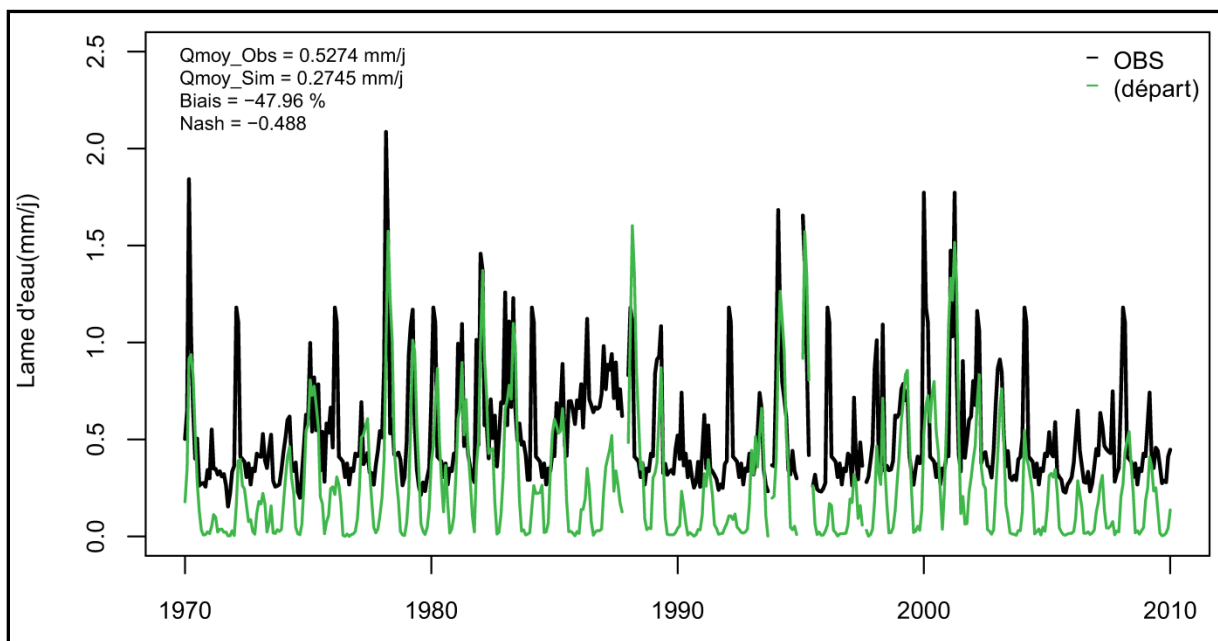
$$Nash = 1 - \frac{\sum (q_{obs} - q_{sim})^2}{\sum (q_{obs} - \overline{q_{obs}})^2} \quad (15)$$

Le critère de Nash varie entre  $-\infty$  et 1.

Il vaut 1 pour un modèle parfait et 0 pour un modèle dit «naïf», où le débit simulé est constant et égal à la moyenne des débits observés.

On considère que la simulation est correcte pour des valeurs du critère de Nash supérieures à 0.7.

## 4.2 Première simulation



**Figure 9. Diagramme comparatif entre lames d'eau moyennes écoulees observées (« OBS », en noir), et lames d'eau moyennes écoulees simulées (« départ » en vert), à Villebon-sur-Yvette.**

**Cette simulation « départ » constitue la base de 500 simulations, réalisées sans réservoir linéaire R4.**

La (Figure.9) montre ma première simulation nommée «départ», qui utilise les paramètres d'entrée décrits antérieurement (en Tab.1).

On remarque une forte sous-estimation des écoulements moyens simulés par rapport aux écoulements mesurés, entre janvier 1970 et novembre 2009.

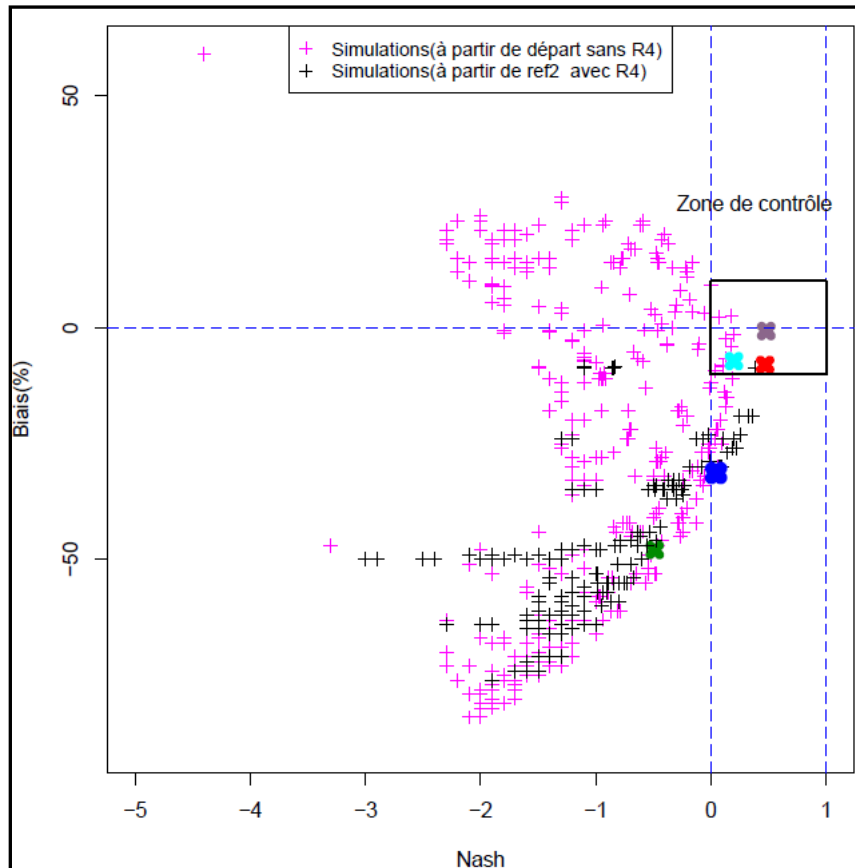
Les bilans d'eau ne sont pas corrects (la moyenne de la lame d'eau simulée n'est pas proche de la moyenne de la lame d'eau observée), mais la dynamique saisonnière est bien décrite.

Bien que le biais et le Nash soient mauvais, les écoulements simulés montrent clairement les étiages et les crues au cours d'une année hydrologique, de la même façon que les écoulements observés.

### 4.3 Analyse de sensibilité aux paramètres

#### 4.3.1 D , Ks , v et $\omega$ (wilt)

On a réalisé 500 simulations sans réservoir linéaire R4 (en rose Figure. 10) en combinant les valeurs de chaque paramètre antérieurement mentionnés (en Tab.2). Ces simulations traduisent des comportements logiques, mais les lames d'eau sont sous estimées (Figure.9).



**Figure.10.Représentation des valeurs de Biais et de Nash des 500 simulations effectuées sans R4 (en rose) à partir de la simulation «départ en vert» et des 252 simulations réalisées à partir de la simulation «référence 2 en rouge» avec R4 (en noir).**

**La simulation «W0.7 en cyan» possède le meilleur Nash parmi ses 500 homologues ; c'est pourquoi elle constitue la base de la simulation «référence 1 en bleu».**

**En rouge, apparaît la simulation finale «Fin en violette» issue de la simulation «référence en rouge».**

La Figure 10 montre le total des valeurs de Biais en fonction de celles du Nash, obtenues pendant mon stage, pour toutes mes simulations réalisées avec et sans R4(voir section 4.3.3).

La simulation la moins mauvaise (W 0.7) parmi les 500 premières réalisées, a comme valeur de Nash (0.2) et de biais (-46.66%).

Elle donne cependant des valeurs d'évaporation trop fortes (>2.5mm/j en été), et une transpiration très faible (<0.3 mm/j en été), à cause de son «wilting point» de 0.7.

Cependant ce fort «wilting point » n'est pas réaliste, car il correspondrait à un degré de saturation de 0.7, soit une humidité de 70% de l'humidité de saturation.

Nous avons cherché des solutions à ce problème d'évaporation, en changeant la valeur de «wilting point» de 0.7 à 0.25 (voir Figure.11). Avec cette valeur plus réaliste, j'ai obtenu une augmentation de la transpiration de (0.3mm/j à 1.3 mm/j en été), mais des évaporations encore trop élevées (de biais - 31.4%).

Cette simulation nommée «ref1», est mauvaise du fait de ses valeurs de Nash (de 0.043) et de biais (de -31.4%). On s'en servira cependant de «ref1», afin d'analyser d'autres paramètres : l'occupation de sols (section.4.3.2), les timescales pour le réservoir linéaire R4(section.4.3.3) et la résistance du sol nu à l'évaporation (section 4.3.4 ).

Ces analyses ont pour but de remonter la lame d'eau et de baisser l'évaporation.

Paramètres	Unîtes	valeurs				
$D$	m	1	1.25	1.5	2	3
$K_s$	$m.s^{-1}$	1.2 E-6	1.2 E-5	1.2 E-4	1.2 E-3	1.2 E-2
$\nu$	$m^{-1}$	1	1.5	2	3	4
$\omega(\text{wilt})$	degré de saturation	0.25	0.5	0.7	0.8	

**Tab 2. Paramètres testés par CLSM pour les 500 premières simulations réalisées à partir de la sensibilité à  $D$ ,  $K_s$ ,  $\nu$  et  $\omega(\text{wilt})$**



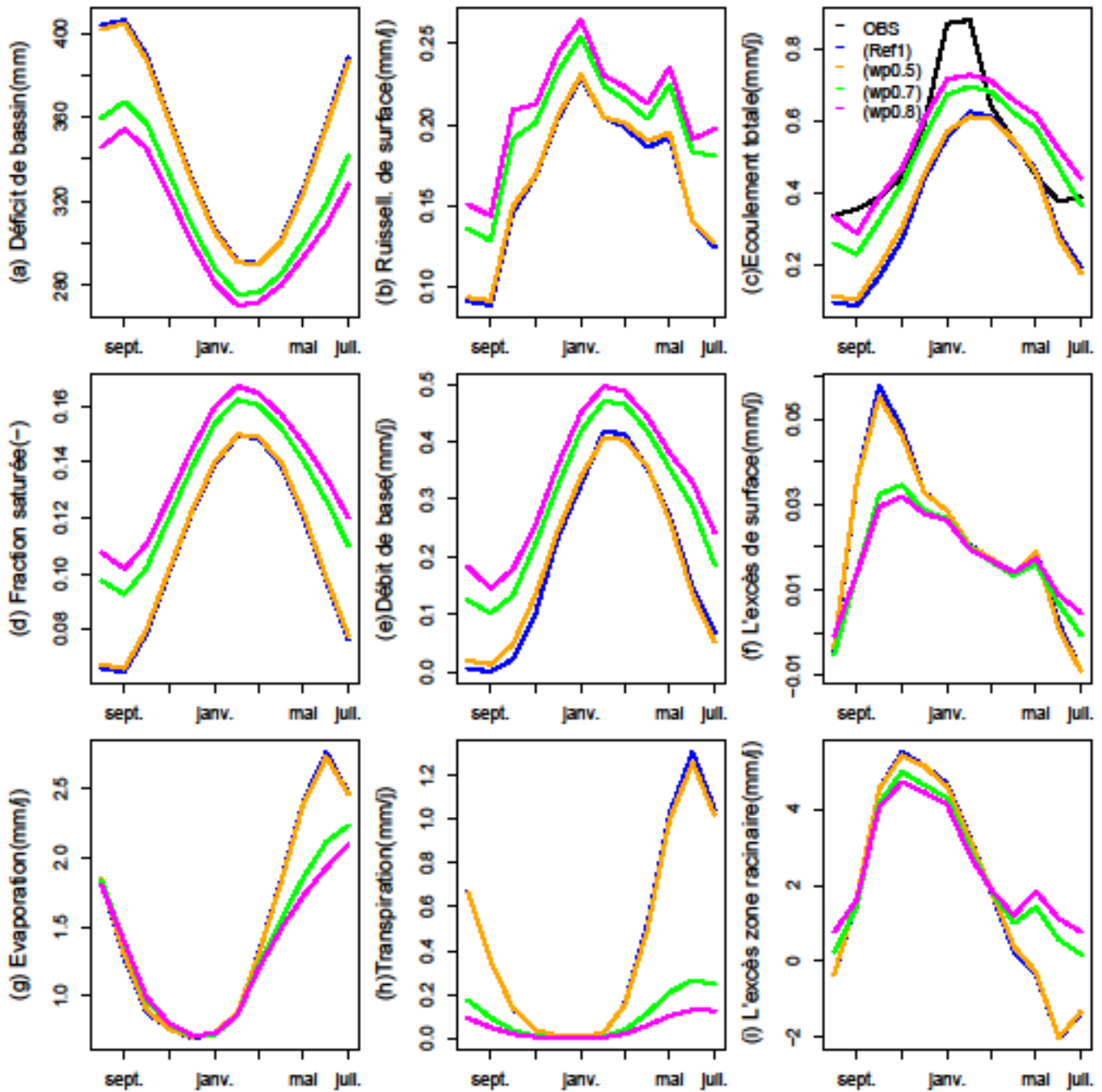


Figure 11. Moyennes mensuelles: (a) du déficit de bassin en mm ; (b) du ruissellement de surface en mm/j ; (c) de l'écoulement total en mm/j ; (d) de la fraction saturée ; (e) du débit de base en mm/j ; (f) de l'excès de surface en mm/j ; (g) de l'évaporation en mm/j ; (h) de la transpiration en mm/j ; (i) de l'excès de la zone racinaire en mm/j pour le sensibilité au wilting point (point de flétrissement) : (0.25 (ref1-bleu), 0.5 (wp0.5-orange), 0.7 (wp0.7-vert), 0.8 (wp0.8-magenta)), pour la période d'août 1958 à août 2010.

### 4.3.2 Le pourcentage de végétation :

Comme mentionné au-dessus, CLSM utilise les paramétrisations du modèle Mosaic (Koster et Suarez, 1992;Koster et Suarez, 1996) développé par la NASA, pour calculer les flux d'eau et d'énergie de surface. Chaque bassin versant unitaire est divisé en sous unités homogènes contenant un unique type de végétation(ou du sol nu). Les flux sont calculés séparément dans chacune de ces unités, puis sont moyennés sur le bassin versant unitaire pour faire varier le niveau des réservoirs (voir Figure 2).

Le modèle Mosaic considère 8 types de végétation (voir Tab.3), auxquels sont affectés des paramètres propres : de capacité calorifique, de résistance de canopée, de réaction au stress, de caractérisation du sol, de réflectance, d'indice foliaire, de surface recouverte de végétation, de hauteur de rugosité et d'annulation du vent, et de densité racinaire :

Type de végétation	Valeur ECOCLIMAP (%)
arbres à feuillus persistants	0
arbres à feuillus caduques	30
arbres résineux	0
prairies	58
arbustes feuillus	0
arbres nains	0
sol nu	0
urbain	12

Tab. 3. Types de végétation et leurs pourcentages respectifs utilisés par CLSM pour le bassin versant de l'Yvette.

La base de données ECOCLIMAP fournissant des informations plus précises, un indice de classe Mosaic est affecté à chacune des 215 classes ECOCLIMAP permis, afin de remplacer, au sein des fractions Mosaic considérées par CLSM, les paramètres Mosaic par les données disponibles issues de la base de données ECOCLIMAP et moyennées sur ces fractions.

En particulier les zones urbaines (classes ECOCLIMAP 151 à 161) sont considérées comme du sol nu, les zones cultivées (classes ECOCLIMAP 130 à 149) comme de la prairie d'après Carli (2005).

ECOCLIMAP donne 30% d'arbres à feuillus caduques comme valeur par défaut, et j'ai testé en changeant ce pourcentage pour diminuer la valeur d'évaporation (Tab.4).

Les valeurs de  $D$ ,  $K_{s,v}$  et  $\omega(\text{wilt})$  ne changent pas, elles restent les mêmes que pour la référence 1.

Paramètres	unîtes	0% forêt	10% forêt	20% forêt
Nash	-	-0.002	0.127	0.093
Biais	%	3.644	-23.28	-27.44

Tab.4.Biais et critère de Nash pour les simulations analysés à différentes pourcentages de végétation.

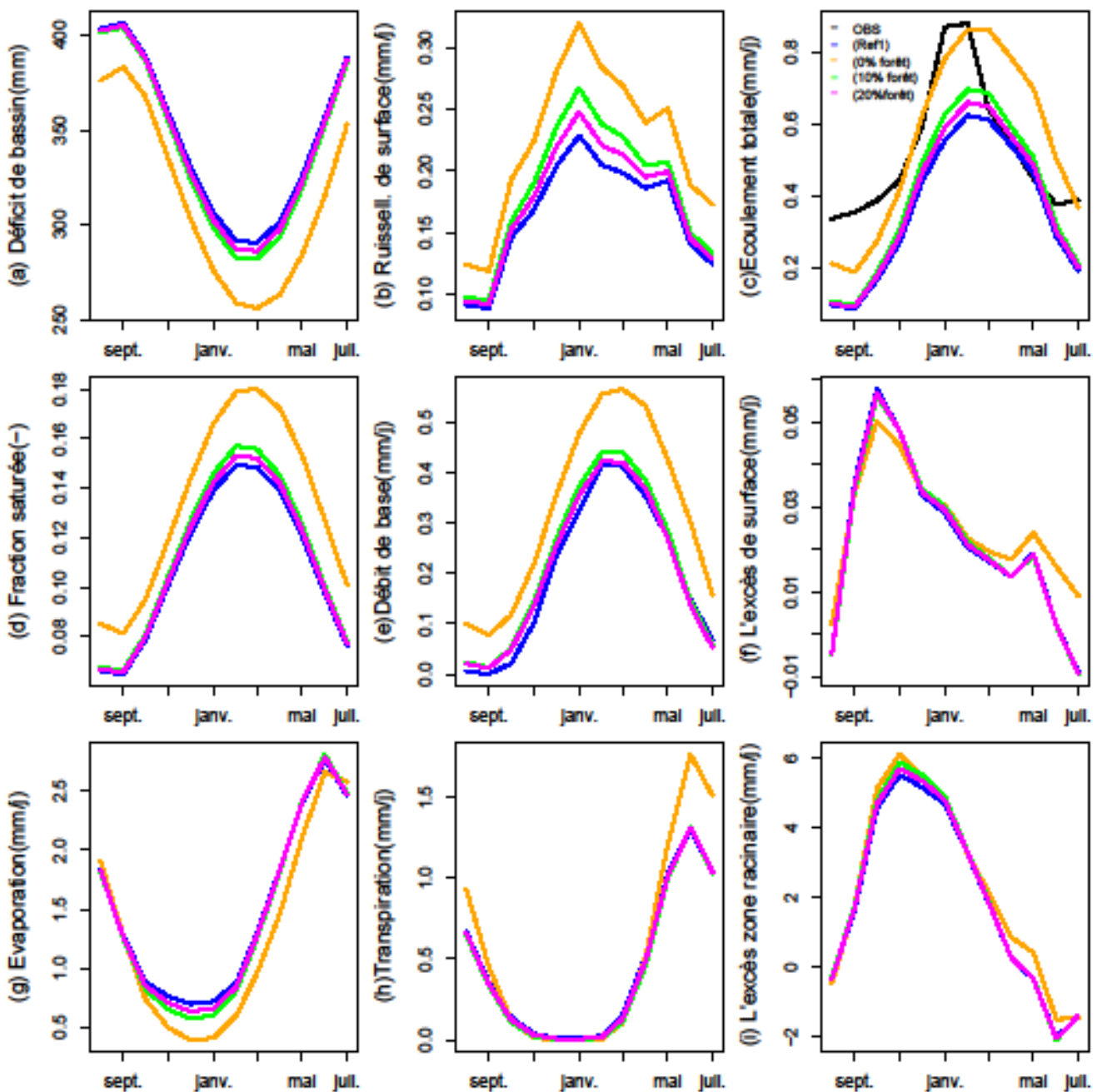


Figure 12. Moyennes mensuelles: (a) du déficit de bassin en mm (b) du Ruissellement de Surface en mm/j (c) de l'Écoulement totale en mm/j (d) de la fraction saturée (e) du débit de base en mm/j (f) de l'excès de surface en mm/j (g) de l'évaporation en mm/j (h) de la transpiration en mm/j (i) de l'excès de la zone racinaire en mm/j pour la sensibilité à différents pourcentages de forêt : ((ref1-bleu),(0% forêt-orange),(10% forêt-vert),(20% forêt-magenta)), pour la période août 1958 à août 2010.

Les valeurs d'évaporation et transpiration sont relativement voisines et encore très élevées pour les pourcentages de 10 et 20 %. Cependant il faut noter que sur l'hypothèse de 0% forêt donc 100% prairies, la valeur de transpiration est la plus élevée, et il est possible que ce soit plutôt dû à l'absence de sol nu, car l'évaporation est dominée fortement par  $E_{bs}$  (évaporation de sol nu). Le calage des pourcentages de forêt (Figure.12) ne permet pas de résoudre le problème de l'évaporation et transpiration, j'ai décidé de continuer avec le pourcentage donné pour ECOCLIMAP

Il semble que le réservoir principal de CLSM (nappe de TOPMODEL), ne soit pas capable de stocker suffisamment d'eau (Figure.9) pour représenter un aquifère régional profond et simuler correctement les débits de l'Yvette. Ceci est cohérent avec (Gascoin et al.2009) qui montre que les débits de la Somme simulés à Abbeville sont dominés par les écoulements souterrains, et une très nette amélioration de CLSM est obtenue en introduisant un réservoir permettant de représenter de façon simplifiée le stockage d'eau dans le système profond.

### **4.3.3 Représentation des eaux souterraines**

Le bassin de l'Yvette se situe sur un terrain de sable de Fontainebleau surplombé d'argiles à meulière. Le fond de la vallée est constitué de strates de marnes et d'argiles, mises à nu par l'érosion de la rivière. La nappe des sables de Fontainebleau est relativement profonde, alors que, par défaut, CLSM ne représente qu'une nappe phréatique peu profonde, avec des gradients hydrauliques égaux à la pente de surface, et correspondant plutôt à la nappe perchée sur les argiles à meulière.

Une telle nappe phréatique n'est pas comparable à un aquifère épais comme celui des sables de Fontainebleau avec un gradient hydraulique plus faible, ce qui se traduit par un ralentissement de la vitesse Darcy et un temps de réponse plus long aux événements de recharge. Une autre différence importante est qu'un grand aquifère peut stocker un volume d'eau plus grand et avoir ainsi un plus grand potentiel pour retarder l'infiltration de l'eau.

A partir d'observations analogues dans le bassin de la Somme, Gascoin (2009) a introduit un terme d'écoulement  $Q_G$  supplémentaire dans CLSM pour rendre compte du retard des eaux souterraines dans un aquifère profond, comme décrit ci-dessous.

#### **a) Introduction d'un réservoir linéaire (R4)**

L'écoulement total simulé par cette nouvelle version de CLSM est désormais composée de trois termes:

$$Q = Q_S + Q_B + Q_G \quad (16)$$

La composante de profondeur  $Q_G$  est générée à partir d'un réservoir supplémentaire d'eau (Figure.2). Contrairement à la nappe phréatique de TOPMODEL le réservoir linéaire n'exerce pas de contrôle sur la surface (pas de remontée capillaire vers la zone non saturée).

En termes plus classiques la recharge se produit uniquement lorsque l'humidité du bassin est supérieure à  $M_G$ , Gascoin a choisi de définir  $M_G$  en fonction de  $M_D^B$  (section 1.4)

$$M_G = \alpha M_D^B \quad (17)$$

Ou  $\alpha$  est un paramètre de calibration

Le flux de recharge « $q_R$ » vers le réservoir linéaire est uniformément retiré de la couche de sol (ou ajouté au déficit de bassin), en accord avec les hypothèses de TOPMODEL.

$$M_D = M_D + q_R \quad (18)$$

$$S_G = S_G + q_R \quad (19)$$

Ou  $S_G$  est la quantité d'eau en (mm) dans le réservoir linéaire.

Le débit sortant du réservoir linéaire est calculée en utilisant une relation linéaire de stockage-décharge pour chaque pas de temps  $\partial t$

$$Q_G = S_G \frac{\partial t}{\tau_G} \quad (20)$$

Ainsi, pour un niveau d'eau donné, la décharge des eaux souterraines est contrôlée par un seul paramètre, la timescale  $\tau_R$ , qui est spécifique au bassin versant et devrait normalement avoir des valeurs comprises entre quelques dizaines de jours à deux ans.

La résultant est contraint dans CLSM par trois paramètres ( $M_G$ ,  $\tau_R$ ,  $\tau_G$ ) et représente le transfert et le stockage à la fois dans les zones profondes saturés et insaturés.

$M_G$  et  $\tau_R$  contrôlent la recharge du réservoir linéaire a travers la zone non saturée, et  $\tau_G$  contrôle le transfert et le stockage dans la zone profonde saturée.

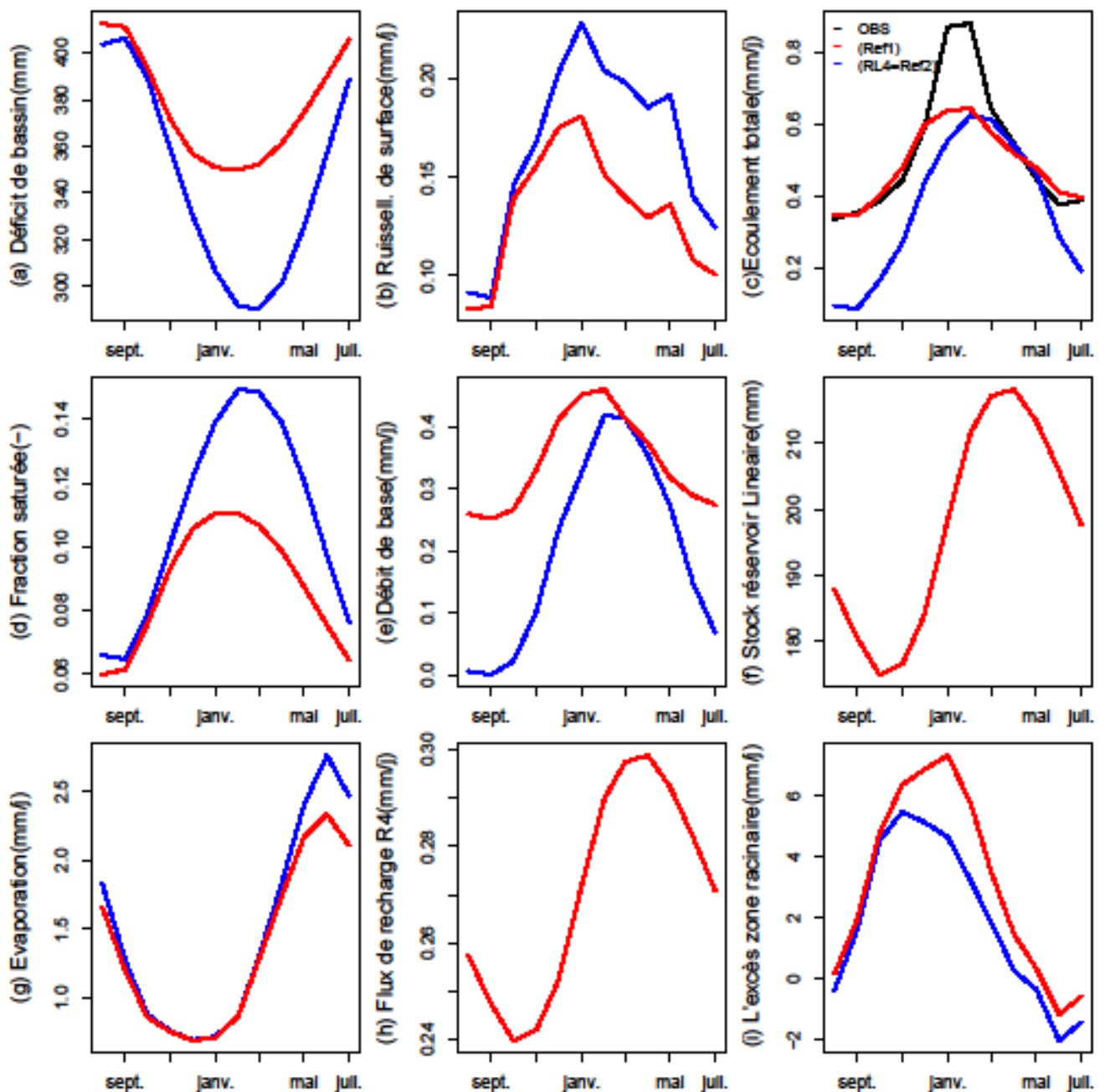


Figure 13. Moyennes mensuelles : (a) du déficit de bassin en mm ; (b) du ruissellement de surface en mm/j ; (c) de l'écoulement total en mm/j ; (d) de la fraction saturée ; (e) du débit de base intégrant « $QB+QG$ » en mm/j ; (f) de stock réservoir linéaire mm ; (g) de l'évaporation en mm/j ; (h) de Flux de recharge « $qR4$ » en mm/j ; (i) de l'excès de la zone racinaire en mm/j pour CLSM avec et sans réservoir linéaire R4: ((*ref1-bleu*),(*RL4=ref2*)), pour la période août 1958 à août 2010.

## b) Résultats

On a réalisé 252 simulations à partir de la simulation « référence 2 », laquelle change les paramètres utilisés par le réservoir linéaire, (principalement  $\alpha$  et  $\tau_G$ ) dont les valeurs sont dans la table 5.

Paramètres	unités	valeurs						
$K_s$	$m.s^{-1}$	1.2 E-5	1.2 E-4	1.2 E-3				
$\nu$	$m^{-1}$	1	2	3	4			
$\alpha$	-	0.2	0.4	0.6	0.7	0.8	0.9	1
$\tau_G$	jours	200	365	730				

**Tab.5. Valeurs des paramètres analysés pour le réservoir linéaire.**

L'introduction de ce réservoir linéaire améliore grandement les performances de CLSM comme le montre la Figure. 13. (c). La Figure 9 montre le total de simulations réalisées avec (252) et sans (500) réservoir R4, ainsi que la « référence 2 », localisée dans la zone de contrôle.

Dans « référence 2 » avec R4, le biais n'est que de -8%, tandis qu'il atteint presque -32% pour la simulation de « référence 1 ». Le bilan d'eau de réf 2 a été amélioré, avec une lame d'eau écoulée moyenne simulée plus importante, qui est alors passée de 0.32mm/j (dans réf 1) à 0.48mm/j.

L'évaporation y est encore élevée, mais tout de même plus basse que pour « référence 1 ».

On peut observer les différences de comportement entre les deux systèmes si on regarde l'évolution du stock de réservoir (Figure.13(f)) avec une variation d'amplitude d'environ 50mm autour d'une moyenne de 198mm. On distingue bien une phase de recharge à partir du mois de septembre et jusqu'à mi-avril, date à laquelle l'augmentation de l'évaporation provoque la baisse de l'humidité du sol ( $MD$  plus grand) et la baisse de la recharge du réservoir profond.

En terme d'écoulement, le débit de base est plus élevé dans référence 2 que dans référence 1, car il intègre  $QB$  et  $QG$ . Ces derniers termes, issus du réservoir souterrain, permettent un bien meilleur soutien des étiages en été.

Au contraire, le ruissellement diminue, du fait de l'augmentation de  $MD$ , qui provoque une baisse de la fraction saturée (excepté au mois de janvier où on observe un pic, probablement dû aux fortes pluies).

En parallèle, la valeur d'évaporation montre une baisse d'environ 0.5 mm en moyenne.

Paramètres	unités	Ref1	RL4=Ref2
$D$	m	1.25	1.25
$K_s$	$m.s^{-1}$	1.2 E-5	1.2 E-5
$\nu$	$m^{-1}$	1	1
$\omega(\text{wilt})$	degré de saturation	0.25	0.25
$\alpha$	-		1
$\tau_G$	jours		730
Nash	-	0.0443	0.47
Biais	%	-31.36	-8.04

**Tab.6. Caractéristiques des simulations «référence 1» sans et «référence 2» avec le réservoir linéaire.**

#### 4.3.4 La résistance du sol nu à l'évaporation

Une analyse de la résistance du sol nu à l'évaporation a aussi été effectuée, pour essayer d'améliorer encore le bilan d'eau. En effet, l'analyse des simulations suivantes a été réalisée en insistant sur le fait d'augmenter le débit, donc de diminuer l'évaporation.

##### a) Formulation.

La relation entre évaporation du sol « $E_{bs}$ » et humidité de surface provient du modèle de surface Mosaic (Koster et Suarez, 1996) et fait classiquement intervenir une résistance du sol nu à l'évaporation « $r_{bs}$ ». Celle-ci se décompose en deux termes, l'un qui dépend de l'humidité de surface et l'autre qui n'en dépend pas.

$$r_{bs} = (r_{surf} + r_{sca}) f_{hum} \quad (21)$$

Ici  $r_{surf}$  est la résistance du sol,  $r_{sca}$  proportionnel à une constante « $r_{dc}$ » est la résistance de l'air en la sub canopée (i.e. l'air entre la surface de sol et la canopée) et  $f_{hum}$  est un facteur d'humidité qui dépend des gradients de vapeur saturante entre la surface et l'air de la canopée.

Pour calculer  $r_{surf}$  CLSM utilise dans chaque fraction de BVE :

$$r_{surf} = 26 + \frac{6}{(\omega_{surf})^2} \quad (22)$$

Où  $\omega$  est le degré de saturation de la couche de surface (2 cm) dans la fraction.

En conséquence, « $r_{surf}$ » augmente fortement quand l'humidité du sol de la couche supérieure diminue.

$$r_{sca} = \frac{C_{sca}}{U_2} \quad (23)$$

Dans cette équation,  $C_{sca}$ , appelé  $r_{dc}$  par la suite, est une constante spécifique de la végétation, et  $U_2$  est la vitesse du vent à la partie supérieure de la canopée.

On peut dire qu'une augmentation de  $r_{dc}$  donc de « $r_{bs}$ » fera baisser l'évaporation du sol nu, donc fera baisser l'évaporation totale, puisque le pourcentage de sol nu dans le bassin de l'Yvette est de 12%.



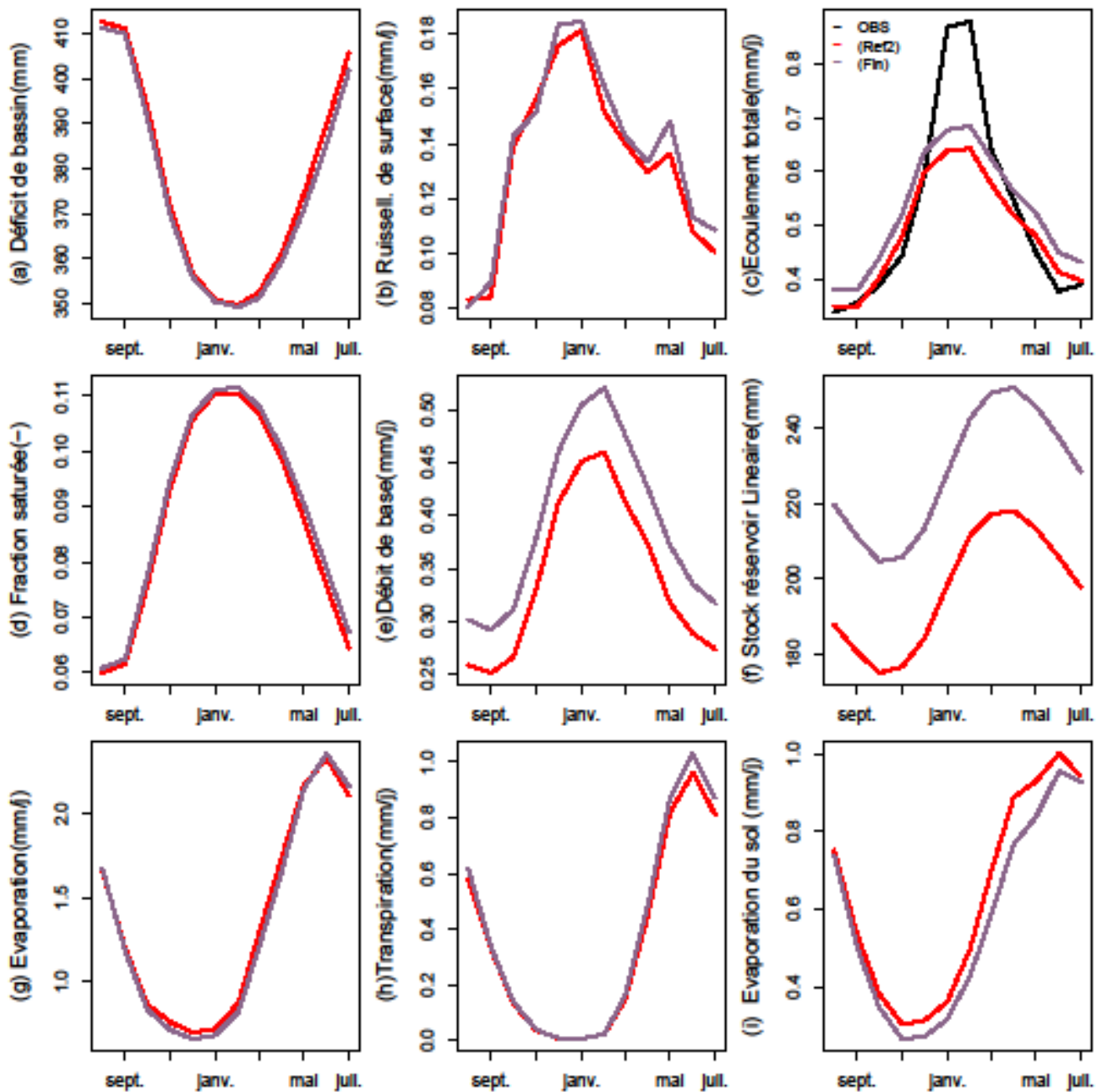


Figure 14. Moyennes mensuelles: (a) du déficit de bassin en mm (b) du ruissellement de surface en mm/j (c) de l'écoulement total en mm/j (d) de la fraction saturée (e) du débit de base en mm/j (f) de stock réservoir linéaire mm (g) de l'évaporation en mm/j (h) de la transpiration en mm/j (i) de l'évaporation du sol en mm/j pour la résistance du sol nu à l'évaporation.: ((ref2-rouge),(fin-plum4)), pour la période août 1958 à août 2010.

## b) Résultats

Pour résoudre des problèmes déjà identifiés de surestimation de l'évaporation du sol, Ducharme (2011) avait déjà multiplié rdc par 5. C'est le choix par défaut des premières simulations, indiqué par rdc5. On multiplie ici cette valeur par un facteur 2, ce qui est indiqué par rdc10 dans la simulation «fin».

Ce changement de «Ibs » permet à CLSM d'éviter de produire trop d'évaporation du sol nu. Le bilan d'eau a ainsi été amélioré entre « ref2 » et « fin », puisque le biais passe de -8% à -0.75%. La dynamique du bassin est bien décrite (Figure.15(d)), les moyennes annuelles se sont rapprochées et les variations saisonnières sont bien représentées.

Mon analyse a toujours consisté à trouver le meilleur bilan d'eau pour le bassin versant de l'Yvette et essayer de représenter de la manière la plus réaliste possible la dynamique saisonnière. Donc, avec un biais très proche de zéro (-0.75%) et une représentation dynamique correcte, j'en conclus que la sélection de paramètres réalisée est acceptable.

La (Figure.15) compare les lames d'eau écoulées simulées en (mm/j) à la lame d'eau observée à Villebon sur Yvette, et met en évidence les simulations les plus importantes de cette étude (*départ*, *ref1*, *ref2*, *fin*).

Paramètres	unités	départ	ref1	0%forêt	10%forêt	20%forêt	Ref2	fin
$D$	m	2	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25
$K_s$	$m.s^{-1}$	1.2 E-5	1.2 E-5	1.2 E-5	1.2 E-5	1.2 E-5	1.2 E-5	1.2 E-5
$U$	$m^{-1}$	2	1	1	1	1	1	1
$\Omega(\text{wilt})$	degré de saturation	0.24	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25
$\alpha$	-	-	-	-	-	-	1	1
$\tau_G$	jours	-	-	-	-	-	730	730
Nash	-	-0.716	0.0443	-0.002	0.127	0.093	0.47	0.48
Biais	%	-46.66	-31.36	3.644	-23.28	-27.44	-8.04	-0.75

**Tab.7. Bilan des simulations pour l'analyse de sensibilité aux paramètres réalisée.**

La simulation *départ*, réalisée en premier, est la base des 500 simulations sans réservoir linéaire (R4); *ref1* est la simulation la moins mauvaise parmi les 500 réalisées et sert de base pour tester d'autres paramètres; *w0.5*, *w0.6*, *w0.7*, sont les simulations avec la sensibilité au «wilting point»; *0% forêt*, *10%forêt*, *20%forêt* sont les simulations avec la sensibilité au pourcentage de végétation; *ref2* est la simulation avec le réservoir linéaire activé; et *fin* est la simulation de sensibilité à (rdc).

*Nash*: Nash-Sutcliffe est le coefficient calculé pour la période 1970-2010; le *biais* est l'erreur sur la moyenne des débits simulés.

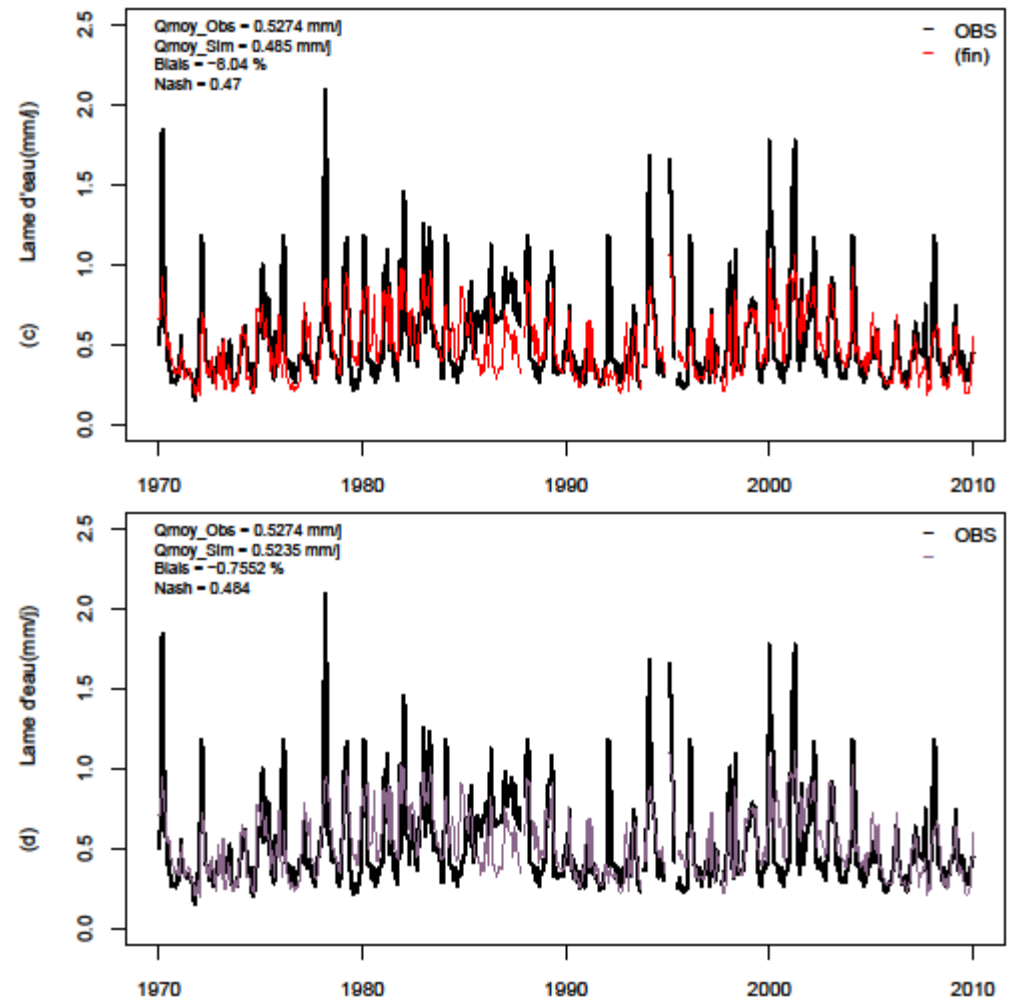
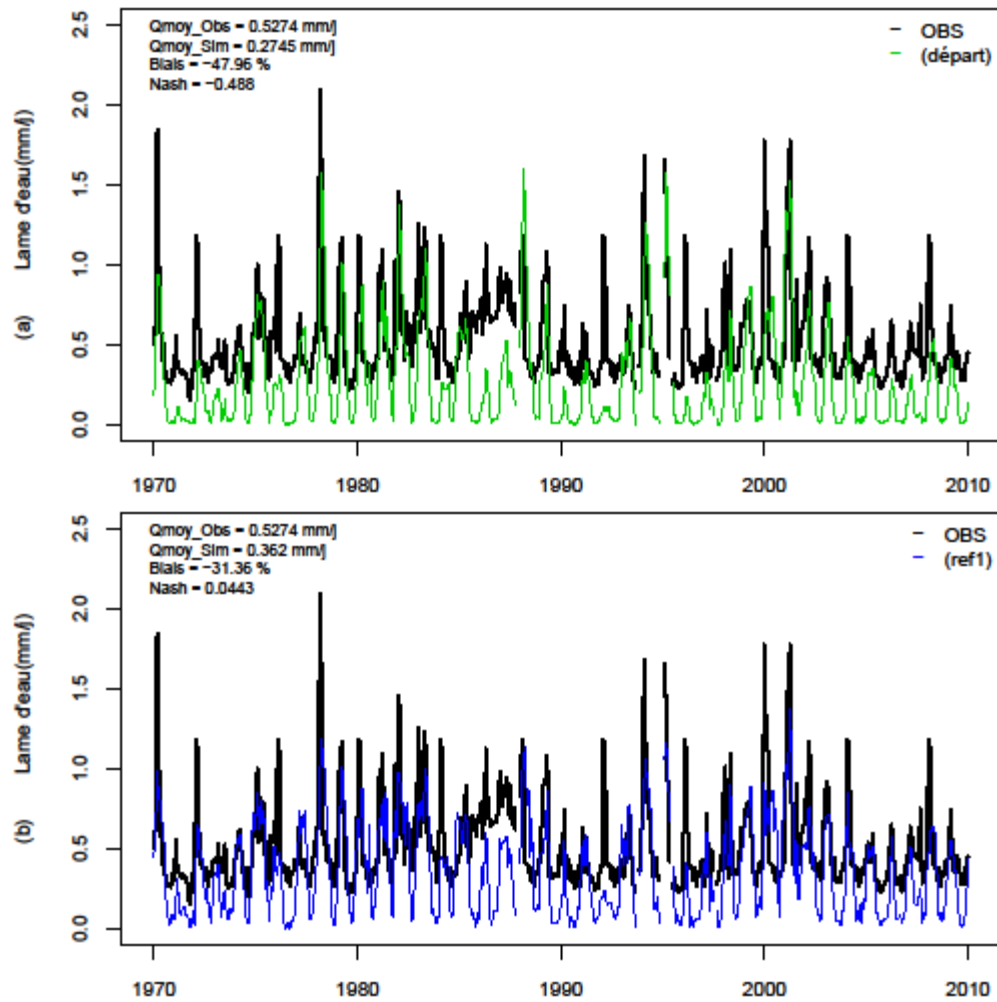


Figure 15. Lames d'eau écoulées en moyenne mensuelle simulées (*départ-vert*, *ref1-bleu*, *ref2-rouge*, *fin-plum4*) vs. Lame d'eau observée à la station de Villebon-sur-Yvette entre janvier 1970 et décembre 2009.

## **5. SIRTA ET ORCHIDEE**

### **5.1 Présentation du domaine et des variables comparées**

#### **➤ Le SIRTA:**

Le Site Instrumental de Recherche par Télédétection de l'IPSL (SIRTA) est un site d'expérimentation français dédié à la recherche sur les processus physiques associés au cycle de vie des nuages. Le SIRTA est hébergé sur le campus de l'Ecole Polytechnique et soutenu par son laboratoire.

Le site est situé à 25 km au Sud de Paris (48.7°N, 2.2°E), et rassemble de manière pérenne un ensemble d'instruments de télédétection active et passive, avec notamment un radar doppler pour étudier les nuages et précipitations, un lidar rétrodiffusion et dépolarisation pour l'étude des nuages et des aérosols, des radiomètres et des capteurs in situ pour suivre les contenus en vapeur d'eau, eau liquide et aérosol de l'atmosphère, le rayonnement en surface et les paramètres météorologiques standards.

D'autre part, le SIRTA donne accès à de longues séries d'observations de processus physiques dans l'atmosphère.

#### **➤ ORCHIDEE:**

Le modèle ORCHIDEE (pour Organising Carbon and Hydrology In Dynamic Ecosystems, Krinner et al., 2005) est un modèle global, dynamique, de surface, de la biosphère continentale conçu à l'Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL).

Ce modèle autorise la coexistence de différents écosystèmes en un même point de grille et a été construit à partir de 3 modèles préexistants, à savoir :

- SECHIBA (Schématisation des Echanges Hydriques à l'Interface Biosphère - Atmosphère), le modèle du LMD (Ducoudré et al. 1993 ; Ducharne and Laval 2000) qui simule les différents processus physiques à l'interface entre le sol, la végétation et l'atmosphère, et les flux d'eau dans le sol. La simulation utilisée ici a été réalisée par Aurélien Campoy dans le cadre du projet HYDROSOL (cf. Introduction) et décrit l'hydrodynamique du sol par une discrétisation de l'équation de Richards selon 11 nœuds (de Rosnay et al., 2002), avec un sol de 2 m de profondeur, les paramètres de rétention de Van Genuchten (1980) et un drainage gravitaire comme condition limite au fond du sol.
- Le modèle STOMATE (Saclay Toulouse Orsay Model for the Analysis of Terrestrial Ecosystems) du Laboratoire des Sciences du Climat de l'Environnement, qui simule les processus biochimiques de surface (Viovy 1996),
- Le modèle LPJ (Lund-Potsdam-Jena), qui simule l'évolution dynamique de la végétation et du budget de carbone (Sitch et al. 2000)

Le modèle ORCHIDEE est capable de reproduire les variations saisonnières et interannuelles des réservoirs d'eau sur les continents (Ngo-Duc et al., 2005).

## 5.2 Résultats

En accord avec les objectifs du stage, cette partie montre la comparaison réalisée entre les variables analysées comme : l'humidité de sol, les flux de chaleur sensible et latente.

Ces comparaisons sont réalisées à l'aide des principales simulations obtenues dans CLSM («départ» et «fin») et ORCHIDEE, ainsi qu'à l'aide des mesures locales du SIRTA.

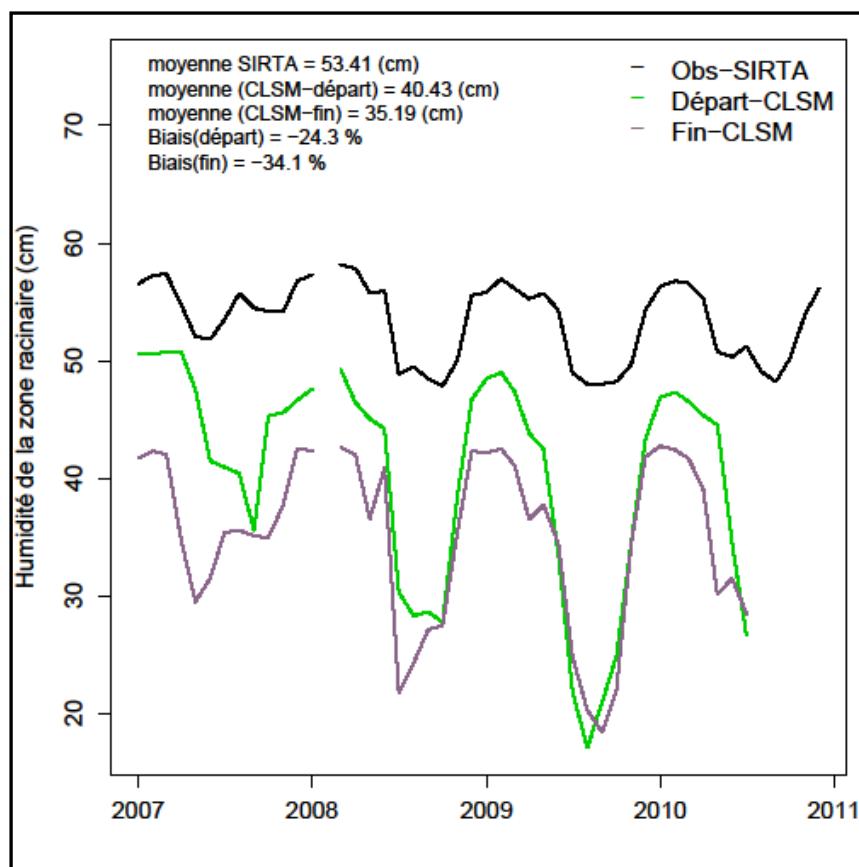


Figure 16. . Comparaison de l'humidité de la zone racinaire (profondeur de 148 cm) en (cm) entre les mesures obtenues de SIRTA et les simulations (départ en vert et fin en plum4) réalisées avec CLSM

Les mesures d'humidité du sol indiquent une nappe à faible profondeur, qui affleure épisodiquement en hiver. Cette nappe est probablement associée à une lentille d'argile à meulière - formation présente à environ 4 mètres de profondeur de manière discontinue sur le plateau de Saclay (source BRGM).

On remarque que CLSM donne des valeurs d'humidité sous estimées pour le SIRTA (Figure.16). Contrairement aux résultats obtenus à l'échelle du bassin de l'Yvette, on note que la simulation «départ» approche mieux les observations du SIRTA que la simulation «fin». Cela suggère que le SIRTA a un fonctionnement hydrodynamique différent que le bassin versant de l'Yvette.

Le flux de chaleur sensible contrôle la différence de température entre le sol et l'atmosphère dans le cadre de l'équilibre radiatif du sol. Ce flux est couplé à un flux de chaleur latente, traduisant l'énergie nécessaire au changement d'état de l'eau lors de l'évaporation. En effet, l'évaporation ne peut se faire que si l'état d'humidité le permet. Le flux de chaleur latente est proportionnel à l'évapotranspiration.

Par rapport à ces flux, CLSM et ORCHIDEE ne font qu'approcher le flux de chaleur sensible. Cependant, CLSM s'approche mieux qu'ORCHIDEE du flux de chaleur latente observé (Figure 17) : CLSM évapore davantage que ORCHIDEE, ce qu'on peut expliquer par sa représentation d'une nappe perchée qui permet une meilleure alimentation en eau de la zone non saturée que quand un drainage gravitaire est supposé comme dans ORCHIDEE.

Comme observé précédemment pour l'humidité, la simulation «départ» approche mieux la courbe d'observation, ce qui peut confirmer une différence de comportement hydrologique entre le SIRTA et l'Yvette.

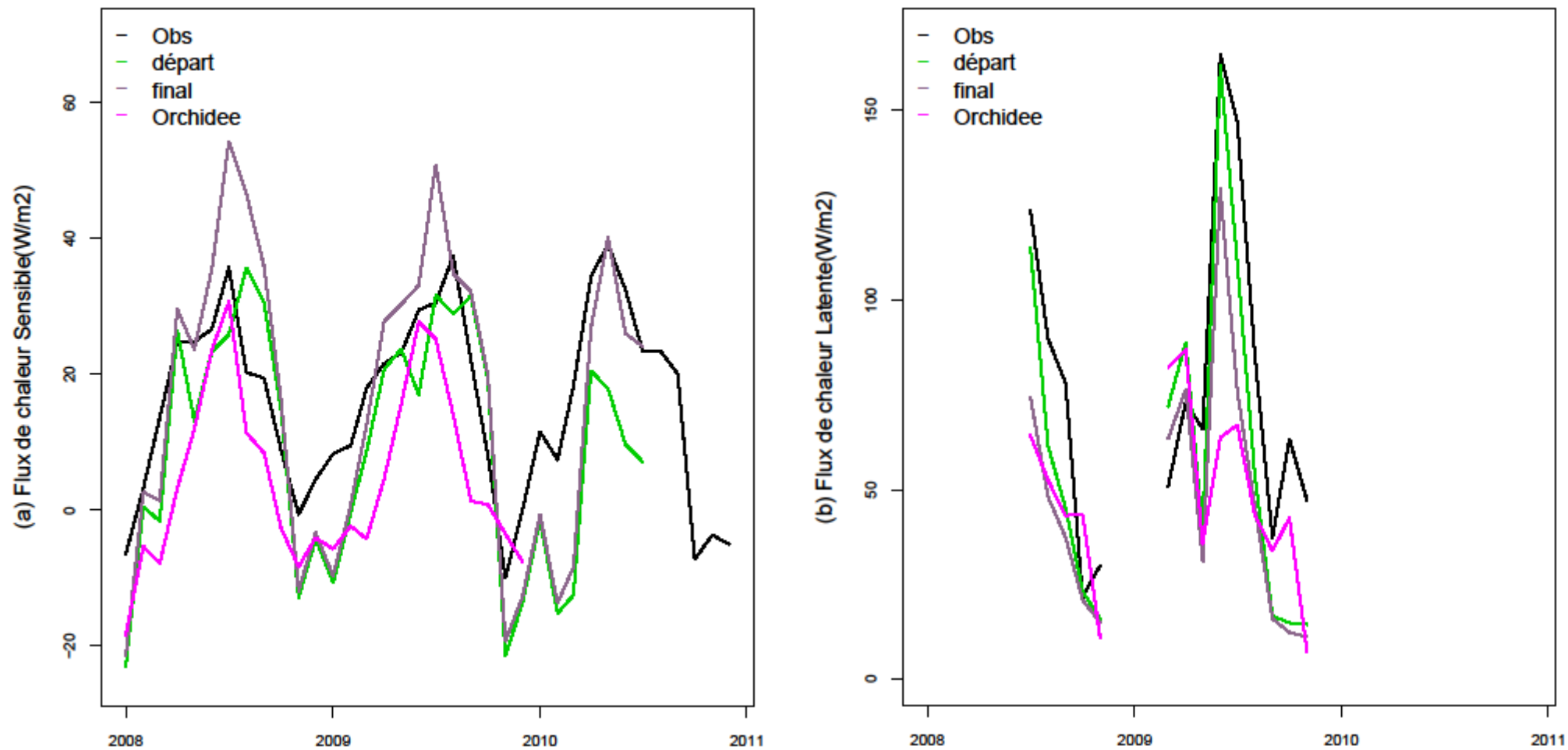


Figure 17. Comparaison des Flux de chaleur Sensible et Latente en (W/m<sup>2</sup>) entre SIRTA observé (en noir) et les simulations (départ en vert, fin en plum4, ORCHIDEE en magenta) réalisées avec CLSM et ORCHIDEE

## **6. CONCLUSION**

Le modèle CLSM a prouvé être capable de simuler correctement le comportement du bassin de l'Yvette ; mais la simulation finale obtenue ne peut être considérée comme totalement acceptable parce que la valeur de Nash obtenue n'est pas supérieure à 0.7. Cependant les bilans d'eau sont corrects et la dynamique saisonnière est bien décrite.

Les différentes simulations réalisées ont conduit à améliorer et à mieux connaître le comportement de CLSM. En particulier, l'étude que nous avons réalisée compare le système réel et le système simulé par CLSM, avec différents jeux de paramètres. Elle amène alors à la conclusion que l'introduction du réservoir linéaire avec une constante de temps convenablement calée permet de se rapprocher du débit observé. La simulation «fin» peut être le départ d'une prochaine étude du bassin de l'Yvette, qui pourrait viser à améliorer encore le réalisme du modèle, par exemple en jouant finement sur les paramètres qui contrôlent la dynamique du réservoir linéaire.

Le comportement hydrologique du SIRTÀ, diffère de celui de l'Yvette, ce qui n'est pas surprenant au vu des différences hydrogéologiques de chaque site (nappe perchée au SIRTÀ, nappe des sables de Fontainebleau à l'échelle de l'Yvette).

Il est intéressant d'effectuer des comparaisons avec les données mesurées du SIRTÀ, puisqu'elles nous indiquent le comportement hydrologique réel du sol. A mon avis, les données mesurées du SIRTÀ décrivent mieux la réalité du sol observé que les données de Banque Hydro. Les comparaisons effectuées avec les données du SIRTÀ ont donc plus de valeur que les comparaisons effectuées avec les données Banque Hydro, à l'échelle locale et pour ce qui relève des processus de la zone non saturée.

Le modèle ORCHIDEE est aussi capable de simuler correctement le comportement hydrodynamique du SIRTÀ, mais moins bien que CLSM.

Finalement, ce stage m'a montré la difficulté de l'utilisation et du calage des variables indépendantes, puisque celles-ci réagissent toutes de façon indépendante les unes des autres, à chaque changement de paramètre tenté. D'un point de vue personnel, cette stage m'a permis de me confronter au domaine de la modélisation en hydrologie et m'a surtout aidé à développer certaines compétences basiques en informatique. Il m'a également montré la complexité de l'interprétation des résultats obtenus, qui est primordiale pour tout modélisateur en général.



## Références

- AMBROISE, B., BEVEN, K. ET FREER, J. (1996). Toward a generalization of the TOPMODEL concepts : Topographic indices of hydrological similarity. *Water Resources Research*, 32:2135–2146.
- BEVEN, K. ET KIRKBY, M. J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24(1):43–69.
- CARLI, M. (2005). *Modélisation du bassin versant de la Somme à l'aide du modèle CaB*. Mémoire de M2, Université Pierre et Marie Curie.
- CLAPP, R. B. ET HORNBERGER, G. M. (1978). Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resources Research*, 14(4):601–604.
- COSBY, B., HORNBERGER, G., CLAPP, R. ET GINN, T. (1984). A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resour. Res.*, 20(6): 682-690.
- DE ROSNAY, P., POLCHER, J., BRUEN, M. ET LAVAL, K. (2002). Impact of a physically based soil water flow and soil-plant interaction representation for modeling large-scale land surface processes. *J. Geophys. Res.*, 107(D11):4118.
- DUCHARNE, A. (2009). Reducing scale dependence in TOPMODEL using a dimensionless topographic index. *HESS*, 13, 2399-2412.
- DUCHARNE, A. (2011). *Hydrologie Continentale et Environnement - Apports de la modélisation pour comprendre le milieu physique et les impacts de l'anthropisation*. Thèse d'Habilitation à Diriger des Recherches, UPMC.
- DUCHARNE, A. ET LAVAL, K. (2000). Influence of the realistic description of soil water-holding capacity on the global water cycle in a GCM. *J. Clim.*, 13:4393\_4413.
- DUCHARNE, A., KOSTER, R. D., SUAREZ, M., STIEGLITZ, M. ET KUMAR, P. (2000). A catchment-based approach to modeling land surface processes in a GCM - Part 2: Parameter estimation and model demonstration. *Journal of Geophysical Research*, 105(D20):24823–24838.
- DUCOUDRÉ, N., LAVAL, K. ET PERRIER, A. (1993). SECHIBA, a new set of parametrizations of the hydrologic exchanges at the land/atmosphere interface within the LMD atmospheric general circulation model. *J. Clim.*, 6(2):248\_273.
- GASCOIN, S. (2009). *Etude des paramétrisations hydrologiques d'un modèle de surface continentale : importance des aquifères et des premiers centimètres du sol*. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France. 236 pp.
- GASCOIN, S., DUCHARNE, A., RIBSTEIN, P., CARLI, M. ET HABETS, F. (2009). Adaptation of a catchment-based land surface model to the hydrogeological setting of the Somme River basin (France). *Journal of Hydrology*, 368:105–116.
- JAMAGNE, M., HARDY, R., KING, D. ET BORNAND, M. (1995). La base de données géographique des sols de France. *Etude et Gestion des sols*, 2(3):153\_172.
- KRINNER, G., VIOVY, N., DE NOBLET-DUCOUDRE, N., OGEE, J., POLCHER, J., FRIEDLINGSTEIN, P., CIAIS, P., SITCH, S. ET PRENTICE, I. (2005). A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochem. Cycles*, 19(1).
- KOSTER, R. D. ET SUAREZ, M. J. (1996). *Energy and water balance calculations in the Mosaic LSM*. Rapport technique 9, NASA Technical Memorandum 104606.

- KOSTER, R. D., SUAREZ, M. J., DUCHARNE, A., STIEGLITZ, M. ET KUMAR, P. (2000A). A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model 1. Model structure. *Journal of Geophysical Research*, 105:24809–24822.
- MASSON, V., CHAMPEAUX, J.-L., CHAUVIN, F., MERIGUET, C. ET LACAZE, R. (2003). A Global Database of Land Surface Parameters at 1-km Resolution in Meteorological and Climate Models. *Journal of Climate*, 16:1261–1282.
- NGO-DUC, T., POLCHER, J. ET LAVAL, K. (2005). A 53-year forcing data set for land surface models. *J. Geophys. Res.*, 110(D6):D06116.
- QUINTANA-SEGUÍ, P., LE MOIGNE, P., DURAND, Y., MARTIN, E., HABETS, F., BAILLON, M., CANELLAS, C., FRANCHISTEGUY, L. ET MOREL, S. (2008). Analysis of Near-Surface Atmospheric Variables : Validation of the SAFRAN Analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(1):92–107.
- RANDALL, D., WOOD, R., BONY, S. AND COLMAN, R., FICHEFET, T., FYFE, J., KATTSOV, V., PITMAN, A., SHUKLA, J., SRINIVASAN, J., STOUFFER, R., SUMI, A. ET TAYLOR, K. (2007). *Climate change 2007 : The physical science basis, chapitre Climate Models and Their Evaluation*. Cambridge University Press.
- VAN GENUCHTEN, M. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44(5):892\_898.
- WOLOCK, D. M. ET MCCABE JR., G. J. (1995). Comparison of single and multiple flow direction algorithms for computing topographic parameters in TOPMODEL. *Water Resour. Res.*, 31:1315-1324.