

MODÉLISATION LOCALE DES TRANSFERTS DE MASSE ET DE CHALEUR SUR UN SITE DE SAVANE À GUEIRA D'HAPEX-SAHEL

I. BRAUD¹, P. BESSEMOULIN², J.P. LHOMME³, B. MONTENY³, M. SICOT⁴,
J.P. VANDERVAERE¹ ET M. VAUCLIN¹

RÉSUMÉ

L'un des objectifs de l'expérience Hapex-Sahel était de collecter les jeux de données nécessaires à la validation et à l'amélioration des modèles de transfert de masse et d'énergie dans le continuum sol-plante-atmosphère, sur couvert végétal épars. On essaie ici de valider un tel modèle (SiSPAT : Simple Soil Plant Atmosphere Transfer model) à l'échelle locale sur un site de jachère du site central est. Le modèle, unidimensionnel, forcé à un niveau de référence par les variables climatiques, résout dans le sol les équations de transferts couplés de masse et d'énergie en incluant la phase vapeur et un module d'extraction racinaire. Le couplage avec l'atmosphère se fait par l'intermédiaire d'une interface où deux couches sont considérées : la végétation et le sol nu. Avec une seule couche de végétation, le modèle ne peut décrire séparément les deux types de végétation prépondérants sur la jachère : la strate herbacée et les arbustes (*gueira*). Une couche de végétation composite a donc été définie, qui permet de décrire assez bien les flux d'évapotranspiration totale observés, mais ne peut rendre compte des contrastes thermiques existants entre les deux végétations.

Lors de l'application du modèle, le maximum de paramètres mesurés ont été utilisés. Une calibration a néanmoins été nécessaire pour les conductivités hydrauliques à saturation des couches profondes et les paramètres contrôlant les

¹LTHE (CNRS URA 1512, INPG, UJF), BP 53, 38041 Grenoble cedex 9.

²Météo-France : CNRM/4M, 42 Avenue G. Coriolis, 31057 Toulouse cedex.

³Orstom, Laboratoire d'Hydrologie, 911 Avenue Agropolis, BP 5045, 34032 Montpellier cedex.

⁴Institut des Radioisotopes, BP 10727, Niamey, Niger.

transferts dans les racines et le feuillage. La calibration a été effectuée sur 3 semaines (du 14/09 au 04/10 1992), incluant une pluie de 23,2 mm le deuxième jour, en essayant de reproduire au mieux les flux atmosphériques et l'évolution des profils de teneur en eau et de température dans le sol. Ensuite, le modèle a été appliqué sur deux périodes de validation : deux semaines suivant la calibration (05 au 18/10/1992) afin de voir si le modèle reproduisait correctement l'assèchement et la diminution du flux observée après l'arrêt des pluies (la dernière pluie est celle de la période de calibration). Les résultats obtenus montrent effectivement une telle décroissance, même si le flux reste en général plus fort que l'observation. La seconde période de validation (26/08 au 18/10/1992) inclut plusieurs événements pluvieux, parfois intenses en début de période. Le modèle, bien qu'utilisant les conductivités hydrauliques mesurées en surface a tendance à laisser trop d'eau s'infiltrer (son comportement était satisfaisant de ce point de vue en calibration), ce qui induit une évapotranspiration trop forte au total, même si la dynamique de l'assèchement du sol est assez bien reproduite. À noter que l'infiltration diminue considérablement si on divise la conductivité à saturation en surface par 20, ce qui correspond à la valeur estimée pour les croûtes rencontrées sur ce site, le ruissellement de surface étant alors largement augmenté. Mentionnons enfin que la contribution du sol nu, calculée par le modèle est significative jusqu'à deux jours après les pluies et devient négligeable par la suite.

INTRODUCTION

L'expérience Hapex-Sahel (GOUTORBE *et al.*, 1994) a été conduite au Niger en 1991-1992, avec une période d'observation intensive d'août à octobre 1992, correspondant à la phase de transition entre saison des pluies et saison sèche. Elle avait pour but de produire les données nécessaires à l'amélioration des paramétrisations de surface à l'échelle de la maille d'un modèle climatique. À cet effet, des données ont été acquises à plusieurs échelles : locale (stations sol réparties sur 3 supersites représentatifs), régionale (mesures aéroportées) et continentale (mesures satellitaires). L'objectif était d'échantillonner à plusieurs échelles, afin de définir des règles d'agrégation des mesures jusqu'à l'échelle continentale.

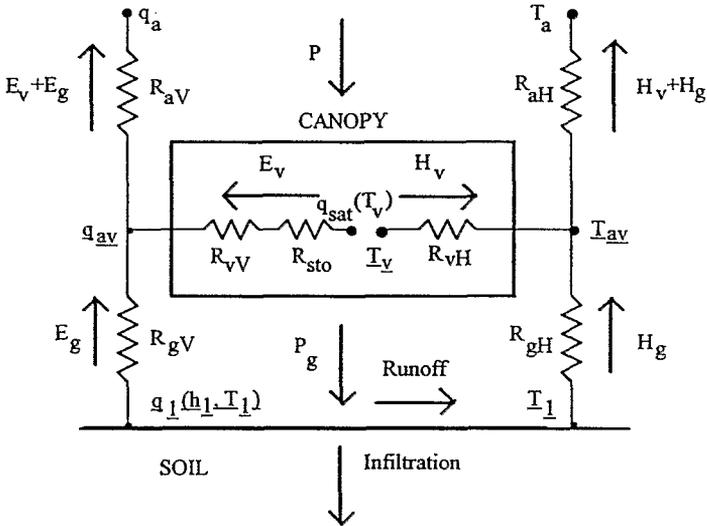
Nous nous intéressons ici à l'échelle locale où nous avons tenté de valider un modèle unidimensionnel décrivant de façon aussi physique que possible l'ensemble des transferts de masse et d'énergie dans le continuum sol-plante-atmosphère. Ce type de modèle peut servir de référence pour définir ou améliorer les paramétrisations simplifiées de cette interface, en faisant ressortir les processus dominants qu'il faut prendre en compte, notamment lorsqu'on s'intéresse à une végétation éparse comme celle du Niger.

Le modèle sera d'abord brièvement décrit, puis on passera aux données disponibles pour assurer son fonctionnement et sa validation, en insistant sur la détermination des différents paramètres nécessaires au modèle. On discutera ensuite les résultats tant en calibration qu'en validation.

LE MODÈLE UTILISÉ

Le modèle unidirectionnel SiSPAT est décrit de façon extensive dans DANTAS-ANTONINO (1992) et BRAUD *et al.* (1994). Les différents compartiments du modèle sont schématisés figure 1.

THE SiSPAT MODEL



$$C_s \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_s^* \frac{\partial h}{\partial z} + D_{mr} \frac{\partial T}{\partial z} - K \right) - \frac{S}{\rho_w}$$

$$C_r \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_s^* \frac{\partial h}{\partial z} + D_{sr} \frac{\partial T}{\partial z} \right)$$

h, T imposed or Flux imposed

Figure 1 :
Description schématique du modèle SiSPAT.

Compartment atmosphère. On définit un niveau de référence où les grandeurs climatiques servant à forcer le modèle sont connues : température et humidité de l'air, vitesse du vent, rayonnements solaire et atmosphérique incidents et précipitations. Les transferts turbulents sont modélisés en terme de résistances aérodynamiques, la stratification thermique étant prise en compte grâce aux fonctions de stabilité de PAULSON (1970).

Compartment sol. Selon la structure du sol, plusieurs horizons de propriétés hydrodynamiques et/ou thermiques différentes peuvent être définis. Les variables descriptives sont le potentiel matriciel (continu aux interfaces contrairement à la teneur en eau) et la température qui sont calculées pour différents nœuds en résolvant les équations couplées de transfert de masse et de chaleur dans le sol. La phase vapeur, ainsi qu'un terme d'extraction racinaire sont pris en compte pour chaque couche. À la limite inférieure de la colonne, la température est imposée. Pour la masse, on peut imposer un flux ou un potentiel, ou choisir un flux gravitaire. La condition à la limite supérieure est donnée par le potentiel et la température calculés par résolution de l'interface sol-plante-atmosphère.

Interface sol-plante-atmosphère. Elle est inspirée du modèle à deux couches : sol nu et végétation de DEARDORFF (1978) et utilise les formules de TACONET *et al.* (1986) pour les diverses résistances aérodynamiques. La résistance stomatique dépend du rayonnement solaire incident et est modulée par une fonction de stress hydrique, elle-même dépendante du potentiel foliaire calculé dans le module sol-plante. Cinq équations : bilans d'énergie sur la végétation et le sol nu, additivité des flux de chaleur latente et sensible et continuité du flux de masse à la surface du sol (équation faisant le lien avec le module sol), permettent de calculer la température du feuillage, la température et l'humidité de l'air dans le couvert, le potentiel matriciel et la température du sol nu en surface ; valeurs à partir desquelles sont calculés les flux de surface.

Module sol-plante. Ce module permet de calculer le potentiel foliaire (intervenant dans le calcul de la résistance stomatique) en écrivant que la transpiration totale Tr (calculée dans l'interface en fonction des données climatiques) est égale à la somme des extractions racinaires dans les différentes couches. Par rapport à la version initiale du modèle, présentée dans BRAUD *et al.* (1994), ce module a été modifié car il ne donnait pas de résultats cohérents dans certains cas. La formulation de FEDERER (1979) a été retenue. Elle nécessite, en plus de la connaissance de la forme du profil racinaire, une connaissance de la densité racinaire

(en m racines/ m³ sol) qui n'apparaissait pas dans le modèle initial. En revanche, une seule résistance totale de la plante R_p est nécessaire dans cette formulation.

$$Tr = \sum_{j=1}^{n_{\text{couche}}} \frac{h_j - h_f - z_f}{R_{solj} + R_{pj}}$$

avec $R_{solj} = \frac{\alpha_j}{K_j FDR_j}$ = résistance sol de la couche j

$R_{pj} = \frac{R_p}{FDR_j}$ = résistance plante de la couche j

où h_j est le potentiel matriciel de la couche j , z_f la hauteur du couvert, K_j la conductivité hydraulique de cette couche et FDR_j sa densité racinaire (en m racines / m² sol) et α_j un coefficient donné par FEDERER (1979) dépendant de la densité des racines et de leur rayon.

LES DONNÉES DISPONIBLES ET LES PARAMÈTRES UTILISÉS

MESURES CLIMATIQUES ET ATMOSPHÉRIQUES

Pour le forçage du modèle, l'évolution temporelle de la température de l'air et de son humidité étaient disponibles à 2 m. La vitesse du vent a été mesurée à 10 m. Le rayonnement global incident est celui du parc climatique de Banizoumbou, multiplié par un facteur 0,95, après calibration avec des mesures du site ouest. Le rayonnement atmosphérique n'a pas été mesuré seul. Pour la nuit, on a utilisé la valeur du rayonnement total incident, disponible sur le site, et pour le jour, la formule de BRUTSAERT (1975), bien que valable uniquement pour ciel clair, a été appliquée à toutes les journées. Un pluviomètre existait sur le site. Le pas de temps des mesures est de 20 mn et ces valeurs ont été interpolées linéairement pour alimenter le modèle qui travaille avec un pas de temps beaucoup plus fin (100 s maximum s'il ne pleut pas et 5 s s'il pleut). Pour la validation des flux de surface, deux mesures étaient disponibles pour le rayonnement net, le flux d'évaporation et de chaleur sensible (méthode des corrélations et du rapport de Bowen) et du flux dans le sol (résidu du bilan d'énergie dans un cas, valeur à 2 cm dans l'autre cas). Les températures radiatives de la strate herbacée et de la *gueira* ont aussi été mesurées séparément.

MESURES DANS LE SOL

Sur le site, 11 tubes étaient implantés et, sur la période considérée, 18 profils de teneur en eau, mesurés par sonde à neutrons, étaient disponibles. Le modèle a été initialisé avec le profil moyen calculé avec les 11 tubes. Des sondes de température à 0,5, 2, 9, 14, 28, 51, 100 cm donnaient l'évolution en continu de

la température dans le sol. La colonne de sol utilisée est de 4 m afin de contenir l'ensemble des racines, celles de la *gueira* allant jusqu'à 3,5 m. Les mesures de teneur en eau s'arrêtant à 2,6 m et celles de température à 1 m, on a supposé des profils constants au-delà de la dernière mesure. Pour la condition à la limite inférieure, le flux de masse a été choisi gravitaire à 4 m et la température au fond croissant lentement et linéairement.

PARAMÈTRES DU MODULE SOL

Le profil de densité sèche (Sicot 1993, dans MONTENY 1993), qui descend jusqu'à 3,5 m permet de dégager trois horizons : 0-20 cm, 20 cm-2,5 m, 2,5-4 m, de densités respectives : 1,68, 1,6 et 1,9 kgm⁻³. À ces trois horizons, il faut associer des propriétés hydrodynamiques.

Pour la couche 0-20 cm, les résultats obtenus par VANDERVAERE *et al.* (1994) ont été utilisés et pour les deux autres horizons, les paramètres de forme de la loi de VAN GENUCHTEN (1980) pour la courbe de succion et de BROOKS et COREY (1964) pour la conductivité hydraulique ont été déduits de la granulométrie, en utilisant les résultats de l'approche fractale de FUENTES *et al.* (1994a, 1994b). Les conductivités à saturation ne peuvent être déduites avec fiabilité par cette méthode et ont donc été calibrées.

Concernant les propriétés thermiques, la formule de DE VRIES (1975) a été retenue pour la capacité calorifique volumique. L'application de la méthode de décomposition en série de Fourier de deux séries de température (HORTON et WIERANGA, 1983) pour déduire la diffusivité, puis la conductivité thermique, qui suppose le sol homogène, conduisait à des résultats incohérents lorsqu'on utilisait la série à 2 cm. Ceci laisse supposer un sol non homogène d'un point de vue thermique, avec un contraste entre une couche 0-2 cm et le reste de la colonne. Un horizon 0-2 cm a donc été ajouté et les valeurs de conductivité thermique pour cette couche de surface et les autres calibrées.

Le tableau 1 résume l'ensemble des paramètres sol retenus.

Fonctions utilisées	$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_{sat} - \theta_r} = \left[1 + \left(\frac{h}{h_g} \right)^q \right]^{-m}$	VAN GENUCHTEN (1980)
	$K(\theta) = K_{sat} \left(\frac{\theta}{\theta_{sat}} \right)^\beta$	BROOKS et COREY (1964)
	$K(\theta) = K_{sat} \exp(ch)$	GARDNER (1958)

Tableau 1

Paramètres des fonctions utilisées pour caractériser les propriétés hydrodynamiques des différentes couches de sol. La teneur en eau résiduelle vaut 0. Les valeurs avec * ont été calibrées

Paramètres	Unité	Couche 1	Couche 2	Couche 3	Couche 4
Densité volumique sèche	Kgm^{-3}	1,68		1,6	1,9
Porosité n		0,354		0,384	0,269
Teneur en eau à saturation θ_{sat}	$cm^3 cm^{-3}$	0,28		0,333	0,255
hg	m	-308		-0,505	-0,44
q		3,527		2,567	2,553
$m=1-2/q$		0,433		0,22	0,217
Conductivité hydraulique à saturation K_{sat}	ms^{-1}	$2.67 \cdot 10^{-5} h(-0.0215$ $5.44 \cdot 10^{-5} h) - 0.0215$		$2 \cdot 10^{-5} *$	$2 \cdot 10^{-5} *$
β				6,09	6
α		$10.1 h(-0.0215$ $43.3 h) - 0.0215$			
Conductivité thermique λ	$Wm^{-1}K^{-1}$	0.8*	1.8*	1.8*	1.8*
Capacité calorifique volumique	$Jm^{-3}K^{-1}$	$1.29 \cdot 10^6$	$1.29 \cdot 10^6$	$1.23 \cdot 10^6$	$1.43 \cdot 10^6$

PARAMÈTRES DE SURFACE

Les valeurs sont résumées dans le tableau 2.

Tableau 2
Paramètres de surface

Albédo du sol nu α_g	$\alpha_g = 0.4(1 - \theta/n) + 0.08\theta/n$ corrigée de la position du soleil	Passerat (1986) cohérent avec des mesures sur un sol de couleur semblable (Roujean, 1994, com. pers.)
Hauteur de déplacement	$d = 0.93$ m	(Lloyd et al., 1992)
Longueur de rugosité pour la quantité de mouvement	$z_{om} = 0.17$ m	(Lloyd et al., 1992)
Longueur de rugosité pour la chaleur	$z_{om}/z_{ch} = 10$	(Gash et al., 1991)
Emissivité du sol nu	$\varepsilon_g = 0.97$	(GSTS Strasbourg dans Monteny, 1993)

PARAMÈTRES DE LA VÉGÉTATION

L'une des variables qu'il est important de connaître, est l'évolution de l'indice foliaire *LAI* qui conditionne fortement la transpiration. Nous avons utilisé des relations biomasse totale/*LAI* calibrées sur le site central ouest (Roujean, 1994, communication personnelle) :

$$LAI = 1\ 250 \text{ (biomasse totale)}$$

Sur les mesures de biomasse du site étudié, une relation de type exponentiel a été calée (Monteny dans MONTENY, 1993) pour la strate herbacée :

$$biomasse\ herbe = 1538(1 + 314 \exp(-0.08(DOY - 206))) \quad (\text{kg/ha})$$

Sur la période considérée, le *LAI* de la strate arbustive (*gueira*) est à peu près constant (0.3), ce qui correspond à une biomasse de 375 kg/ha.

La partition du rayonnement incident se fait par l'intermédiaire d'un coefficient σ_f pour lequel une relation calibrée sur le site ouest a été utilisée (Roujean, 1994, communication personnelle) :

$$\alpha_f = 1 - \exp(-0.5(LAI + 0.1))$$

Un profil racinaire « moyen » a été construit, sachant que les arbustes avaient une profondeur d'enracinement jusqu'à 3,5 m au moins et la strate herbacée jusqu'à 1-1,5 m. La densité racinaire maximale retenue, après calibration est de 9 000 m racines/m³ sol, ce qui donne une densité moyenne de 9 050 m racines/m² sol (figure 2).

Les autres paramètres liés à la végétation sont donnés dans le tableau 3.

Tableau 3

Paramètres de la végétation. Les * signalent les valeurs calibrées qui ont des ordres de grandeur cohérents avec les valeurs issues de la littérature

Albédo végétation	$\alpha_v = 0.2$	(Roujean, 1994, communication personnelle)
Émissivité végétation	$\varepsilon_v = 0.96$	Résultats GSTS Strasbourg dans Monteny (1993)
Potentiel foliaire critique	$h_{fc} = -140m^*$	Valeur au-delà de laquelle la résistance stomatique croît rapidement
Résistance stomatique minimale	$r_{st\min} = 80 sm^{-1}^*$	
Résistance totale de la plante	$R_p = 13 \cdot 10^{13} s/m^3 \text{ racine}^*$	

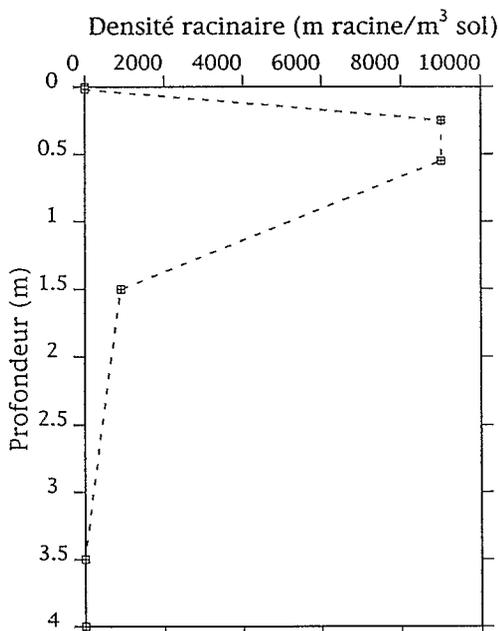


Figure 2 :
Le profil racinaire utilisé dans le modèle.

RÉSULTATS DU MODÈLE

Nous disposons d'un jeu de données complet sur près de 8 semaines (du 26 août (jour 239) au 18 octobre (jour 292) 1992. Les 3 semaines du 14/09 au 04/10/1992 ont été utilisées pour calibrer le modèle. Cette période inclut une pluie de 23,2 mm le second jour (qui est aussi la dernière pluie de la saison), ce qui nous a permis de calibrer les K_{sat} des couches 3 et 4, pour lesquelles il n'y avait pas de mesures. Par ailleurs, comme on entame une longue période d'assèchement du sol, on peut espérer calibrer correctement les paramètres contrôlant le stress hydrique. Les autres semaines ont été utilisées pour la validation. La première période comprend les deux semaines suivant la calibration (du 05 au 18/10/1992), pour lesquelles le modèle n'a pas été réinitialisé : on voulait voir si la diminution de l'évapotranspiration (ETR) observée au cours du temps était reproduite de façon satisfaisante. La seconde période de validation représente toute la période (26/08 au 18/10/1992), soit 54 jours, et est caractérisée par de nombreux épisodes pluvieux intenses sur les 20 premiers jours.

RÉSULTATS OBTENUS EN CALIBRATION

Les résultats concernant les flux atmosphériques sont résumés dans le tableau 4 (régressions valeurs calculées/valeurs mesurées), et on compare l'ETR cumulée à l'observation sur la figure 3a, qui donne aussi la partition transpiration/évaporation prédite par le modèle. Notons que le sol nu ne contribue de façon significative à l'ETR totale que durant 1 à 2 jours après la pluie. Le total reproduit bien l'observation, surtout en première période, mais il tend à le surestimer en fin de période. Mentionnons que, pour obtenir une décroissance significative de la transpiration, il nous a fallu multiplier par mille la résistance sol par rapport aux formules de FEDERER (1979). ZUR *et al.* (1982) trouvent un facteur 10^6 , à partir de mesures, ce qui montre les incertitudes existant sur ce facteur, et qu'une étude de sensibilité spécifique est sûrement nécessaire. En termes de corrélations, le modèle est plus proche des mesures par corrélation que par rapport de Bowen (l'ETR Bowen est en général supérieure à la mesure par corrélation), mais l'accord est globalement satisfaisant. Mentionnons toutefois que la température de surface prédite par le modèle est en général plus faible (de 5 à 6 °C) que l'observation, surtout en fin de période, mais est cohérente avec une ETR plus forte que la mesure. Enfin, bien que reproduisant correctement la dynamique de l'évolution de la température dans le sol, le modèle est « plus froid » que la mesure (pour laquelle existe néanmoins une incertitude sur la profondeur de positionnement des sondes).

Tableau 4

Valeurs des coefficients de corrélation R et de la pente α de la droite de régression valeurs calculées : valeurs observées pour les différentes périodes de calibration et de validation. Pour chaque flux, nous disposons de deux estimations (voir paragraphe : mesures dans le sol)

	Calibration (14/09 au 04/10/1992)		Validation période 1 (05/10 au 18/10/1992)		Validation période totale (28/08 au 18/10/1992)		Simulation d'une crête en surface (28/08 au 18/10/1992)	
	R	α	R	α	R	α	R	α
Rn CNRM	0,99	1,02	0,99	1,05	0,99	1,01	0,99	1
Rn Orstom	0,99	0,92	0,99	0,93	0,99	0,9	0,99	0,89
H Corrélation	0,87	1	0,92	0,8	0,85	0,9	0,89	1
H Bowen	0,79	0,84	0,89	0,52	0,73	0,7	0,76	0,76
LE Corrélation	0,94	0,92	0,97	1,25	0,89	0,89	0,91	0,8
LE Bowen	0,92	0,66	0,85	0,83	0,87	0,64	0,89	0,58
G résidu	0,92	0,9	0,94	0,98	0,9	0,9	0,9	0,93
G (-2cm)	0,91	1,13	0,96	1,24	0,91	1,07	0,91	1,09

Concernant l'eau dans le sol, on peut voir figure 4 la comparaison des valeurs modélisées et observées à 10h. Le profil du jour 258 a été mesuré avant la pluie, et celui du jour 260 après, ce qui permet de visualiser le front d'infiltration, et de voir que le modèle en restitue assez bien la dynamique. On peut ensuite suivre l'assèchement progressif du sol, reproduit de façon correcte, compte tenu de la grande variabilité observée sur le contenu en eau. Les différentes composantes du bilan de masse sont résumées tableau 5. Notons la contribution importante (la moitié de l'ETR) de la percolation vers les couches profondes.

Tableau 5

Composantes du bilan de masse calculées par le modèle (sauf la pluviométrie). On donne aussi une estimation de l'ETR totale observée et la partition transpiration : évaporation sol nu calculée par le modèle. Toutes les valeurs sont données en mm

	Calibration (14/09 au 05/10/1992)	Validation période 1 (05/10 au 18/10/1992)	Validation période totale (26/08 au 18/10/1992)	Simulation d'une crête (26/08 au 18/10/1992)
Pluviométrie	23.2	0	144.4	144.4
ETR observée (méthode des corrélations)	58.6	24.5	139.7	139.7
ETR calculée	65.6	38	160.9	147.1
Transpiration	55.2	36.6	123.1	117.3
Évaporation sol nu	10.2	1.4	37.3	29.4
Percolation	28.5	9.5	65.4	38.9
Ruissellement	0.1	0	2.5	41.9
Variation du stock	-71	-47.5	-84.4	-83.5

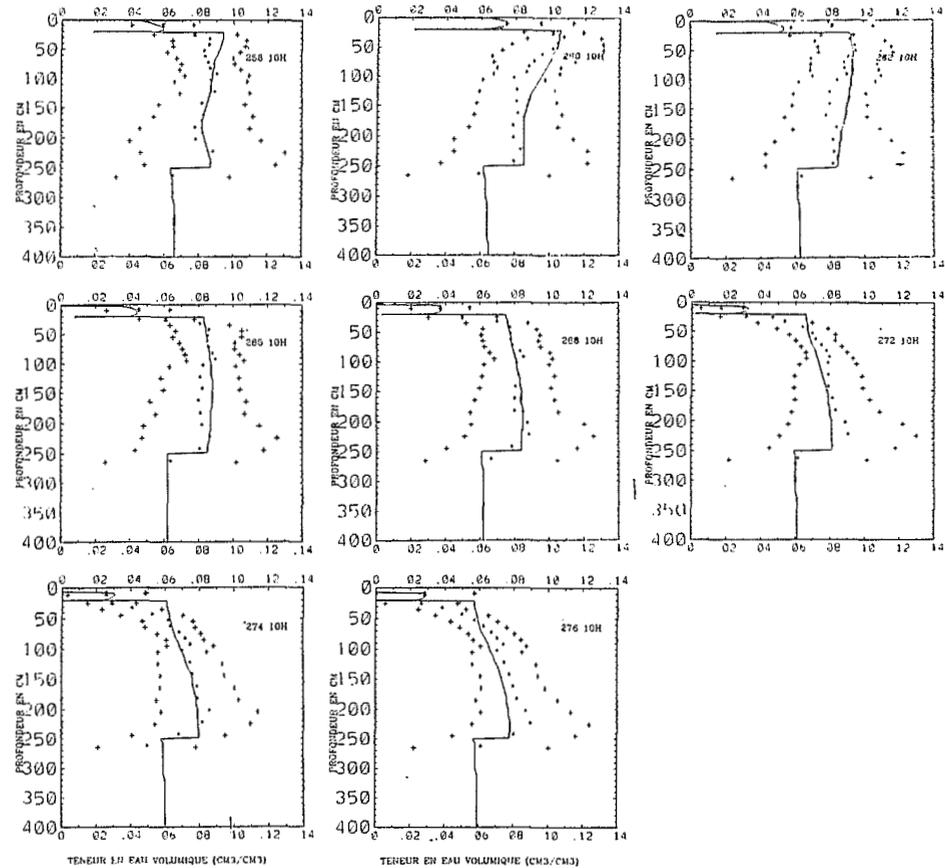


Figure 4 :

Comparaison des profils de teneur en eau calculés (trait continu) et observés à 10 GMT. Les * correspondent à la moyenne de 11 tubes et les + à un écart-type pour la période de calibration. L'épisode pluvieux des jours 258-259 correspond à 23,2 mm.Phase de calibration.

RÉSULTATS EN VALIDATION

Période du 05 au 18/10/1992. La figure 3b montre que la surestimation de l'ETR, amorcée à la fin de la période de calibration se poursuit. Elle est associée à une sous-estimation du flux sensible (voir aussi tableaux 4 et 5). Dans le sol, l'assèchement est trop rapide (non montré), puisqu'on sort de l'intervalle un écart-type au jour 288, dernier profil mesuré. On peut l'associer à une extraction racinaire probablement trop forte, qui pourrait s'expliquer par une densité racinaire trop élevée ou une résistance sol trop faible. Des essais complémentaires devraient permettre de le vérifier.

Période totale (26/08 au 18/10/1992). La figure 3c montre que l'ETR est bien prédite, sauf à la fin où le modèle surestime la transpiration, ce qui a déjà été commenté. Sur la période pluvieuse, la contribution du sol nu, prévue par le modèle, est comparable, voire supérieure à la transpiration, mais, deux jours après la fin des pluies, elle devient négligeable. Sur l'ensemble des flux, la corrélation est plus faible qu'en calibration (tableau 4), mais on observe aussi une dispersion des mesures assez large lorsqu'il pleut. Mentionnons aussi que le modèle a tendance à surestimer le flux de chaleur latente le lendemain d'une pluie, puis à le sous-estimer les jours suivants. En terme de températures dans le sol, le modèle reproduit bien la dynamique (refroidissement après les pluies, puis réchauffement progressif après la fin des pluies), mais, comme en calibration, est plus froid. On peut espérer qu'en affinant la conductivité thermique du sol (au moins en surface), grâce à des analyses minéralogiques non encore exploitées, on pourra s'affranchir de ce problème.

La figure 5 montre les profils de teneur en eau prédits et observés sur la période pluvieuse. Contrairement à ce qu'on observait en calibration, le modèle infiltre beaucoup trop d'eau et il faut presque toute la durée de la simulation pour résorber ce surplus (qui peut expliquer en partie la surestimation de l'ETR, même si en fin de période, comme sur la première période de validation, le modèle a trop asséché le sol). Pour voir si ces différences sur les profils de teneur en eau pouvaient être expliqués par la présence de croûtes en surface (la conductivité hydraulique des couches 1 et 2 correspondait au sol non encroûté), nous avons divisé par 20 le K_{sat} de la couche 1 (2 cm d'épaisseur), toutes choses étant égales par ailleurs. Ceci correspond à un ordre de grandeur estimé par Vandervaere (1994, communication personnelle) sur ce site. Les profils correspondants sont en pointillés sur la figure 5. Dans ce cas, on diminue l'infiltration dans la zone racinaire et l'ETR totale est plus faible (tableau 5). On ne supprime néanmoins pas une dynamique trop rapide de l'ETR en fin de période, ce qui montre que les paramètres contrôlant les transferts dans la plante ne sont pas encore totalement satisfaisants. La modification des propriétés hydrauliques de

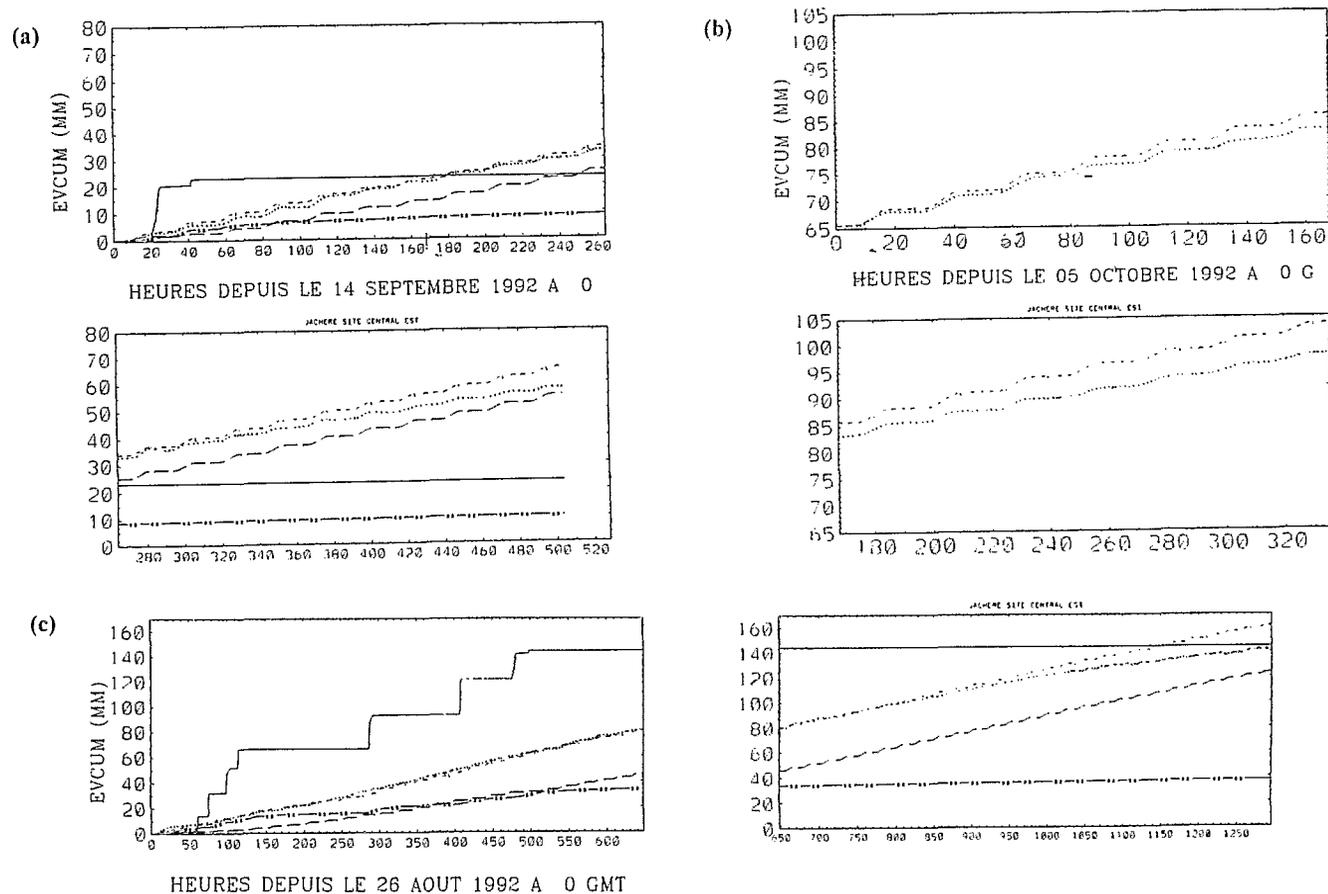


Figure 3 :

Évolution temporelle de la pluie cumulée (trait plein), de l'évapotranspiration cumulée observée (petits points) et calculée (tirets courts). On donne aussi les cumuls de transpiration (tirets longs) et d'évaporation sol nu (étoiles) calculés par le modèle. (a) Calibration du 14/09 au 04/10/1992, (b) Validation période 1 du 05 au 18/10/1992 (c). Validation période totale du 26/08 au 18/10/1992.

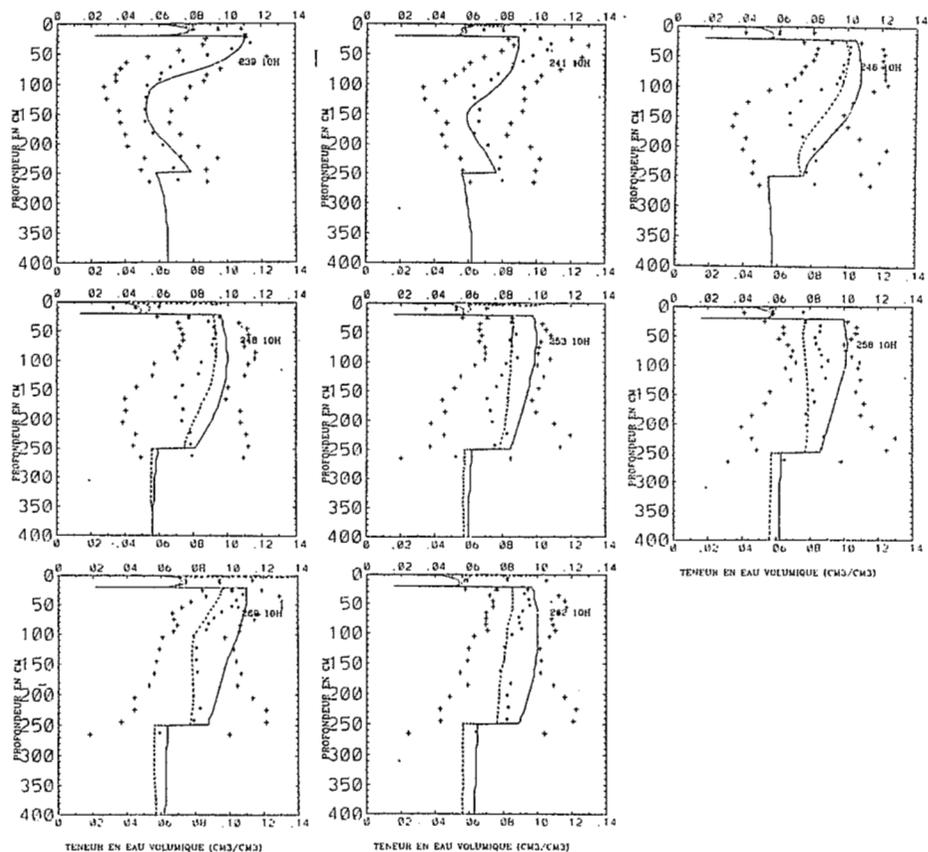


Figure 5 :

Comparaison des profils de teneur en eau calculés (trait continu) et observés à 10 GMT. Les * correspondent à la moyenne de 11 tubes et les + à un écart-type. Période totale de validation (26/08 au 18/10/1992) lors des épisodes pluvieux. Les traits continus en pointillés montrent les résultats du modèle lorsque la conductivité hydraulique à saturation a été divisée par 20 en surface.

la surface a surtout une influence sur le ruissellement (on passe de 2 à 40 mm) et la percolation est presque divisée par 2 (tableau 5). Ce test montre l'importance d'une bonne connaissance des propriétés de surface pour l'hydrologie de la zone. La croûte ne couvrant pas tout le site, on pourrait imaginer une pondération de l'infiltration entre sol encroûté et non encroûté. Compte tenu de la variabilité très forte des teneurs en eau, une approche stochastique serait aussi très intéressante.

CONCLUSIONS

Sur un site aussi complexe que la savane à *gueira* (végétation à deux niveaux, forte contribution du sol nu, forte variabilité spatiale des propriétés et de l'eau dans le sol), les résultats présentés ici montrent qu'un modèle unidimensionnel (qui assimile donc le sol à une entité homogène), après calibration, permet de reproduire de façon assez réaliste les flux atmosphériques et la dynamique de l'eau dans le sol, même si des progrès restent à faire en phase d'assèchement important du sol, et en présence de pluies intenses. Soulignons que, ces résultats encourageants, ont fortement bénéficié du travail expérimental effectué sur le terrain, qui a permis de caractériser de façon assez détaillée les différentes composantes du système (sol et végétation notamment), même si les transferts dans la végétation restent assez mal connus. Ce travail montre la complémentarité des approches expérimentales et de modélisation. Par exemple, l'utilisation de SiSPAT a permis de montrer l'importance qu'il fallait apporter à la caractérisation des états de surface et à leurs propriétés hydrodynamiques. On voit bien comment ces dernières conditionnent le devenir des précipitations, surtout dans un environnement pouvant être encroûté. Ces premiers résultats doivent bien sûr être affinés, et une approche stochastique, permettant de mieux tenir compte de la variabilité de l'eau dans le sol mérite d'être appliquée. Les répercussions sur la modélisation hydrologique de la zone, notamment sur la recharge des nappes, sont en effet importantes. L'effort de modélisation va être poursuivi sur couvert cultivé (mil) et on pourra mettre à profit l'expérience acquise sur la jachère.

REMERCIEMENTS

Le premier auteur tient à remercier tous ses collègues qui lui ont permis de mener à bien ce travail en mettant à sa disposition les mesures qu'ils avaient recueillies. Ce travail a été financé par l'Insu (contrat Pamos).

BIBLIOGRAPHIE

- BRAUD I., DANTAS-ANTONINO A.C., VAUCLIN M., THONY J.L., RUELLE, P., 1994. A Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfer model (SiSPAT) : development and field verification. *J. Hydrol.*, in press.
- BROOKS R.H., and COREY A.T., 1964. Hydraulic properties of porous media, Hydrology paper, 3, Colorado State University, Fort Collins.
- BRUTSAERT W., 1975. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resour. Res.*, 11 : 742-744.
- DANTAS-ANTONINO A.C., 1992. Modélisation des transferts de masse et de chaleur dans le système sol-plante-atmosphère. Influence de la variabilité spatiale des caractéristiques hydrodynamiques du sol. Thèse de l'Université Joseph Fourier Grenoble I, Grenoble, France, 195 p.
- DEARDORFF J.W., 1978. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, 20 : 1889-1903.
- DE VRIES D.A., 1975. Heat transfer in soils, In : D.A. De Vries and N.H. Afgan (Editors), Heat and mass transfer in the biosphere, John Wiley and Sons, 5-28.
- FEDERER C.A., 1979. A soil-plant-atmosphere model for transpiration and availability of soil water. *Water Resour. Res.*, 15 : 555-562.
- FUENTES, C., VAUCLIN M., PARLANGE J.Y., HAVERKAMP R., 1994a. Predicting the water retention curve from particle size distribution. IV determination of the water retention curve using fractal based model. Soumis à *Transp. Por. Media*.
- FUENTES C., HAVERKAMP R., VAUCLIN M., PARLANGE J.Y., 1994b. A note on the soil-water conductivity of a fractal soil. Soumis à *Soil Sci*.
- GARDNER W.A., 1958. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.*, 85 : 228-232.

- GASH J.H.C., WALLACE J.S., LLOYD C.R., DOLMAN A.J., SIVAKUMAR M.V.K., RENARD C., 1991. Measurements of evaporation from fallow sahelian savannah at the start of the dry season. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 117 : 749-760.
- GOUTORBE J.P., LABEL T., TINGA A., BESSEMOULIN P., BROUWER J., DOLMAN A.J., ENGMAN E.T., GASH J.H.C., HOEPPFNER M., KABAT P., KERR Y.H., MONTENY B., PRINCE S.D., SAID F., SELLERS P., WALLACE J.S., 1994. Hapex-Sahel : a large-scale study of land-atmosphere interactions in the semi-arid tropics. *Ann. Geophysicae*, 12 : 53-64.
- HORTON R., WIERENGA P.J., 1983. Estimating the soil heat flux from observations of soil temperature near the surface. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47 : 14-20.
- LLOYD C.R., GASH J.H.C., SIVAKUMAR M.V.K., 1992. Derivation of the aerodynamic roughness parameters for a sahelian savannah site using the eddy correlation technique, *Bound. Layer Meteorol.*, 58 : 261-271.
- MONTENY B.A., 1993. Hapex-Sahel 1992. Campagne de mesures du supersite central est. Synthèse sur les participations et résultats préliminaires. Orstom Montpellier, Avril 1993.
- PASSERAT DE SILANS A., 1986. Transferts de masse et de chaleur dans un sol stratifié soumis à une excitation atmosphérique naturelle. Comparaison modèle-expérience. Thèse de l'Institut National Polytechnique de Grenoble, Grenoble, France, 205 p.
- PAULSON C.A., 1970. The mathematical representation of windspeed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer, *J. Appl. Meteorol.*, 9 : 857-861.
- TACONET O., BERNARD R., VIDAL-MADJAR D., 1986. Evapotranspiration over an agricultural region using a surface flux/temperature model based on NOAA-AVHRR data. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 25 : 284-307.

- VANDERVAERE J.P., ANGULO-JARAMILLO R., PEUGEOT C., VAUCLIN M., 1994. Caractérisation hydrodynamique *in situ* des sols encroûtés. Journées Hydrologiques de l'Orstom, Montpellier, 13-14 Septembre 1994, 10 p.
- VAN GENUCHTEN M.T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44 : 892-898.
- ZUR B., JONES J.W., BOOTE K.J. and HAMMOND L.C., 1982. Total resistance to water flow in field soybeans : II. Limiting soil moisture. *Agronomy Journal*, 74 : 99-105.