

TENTATIVE DE SPATIALISATION DES PARAMÈTRES D'UN MODÈLE S.V.A.T. APPLICATION AU BASSIN DE BANIZOUMBOU - NIGER

A. PASSERAT DE SILANS¹, B. MONTENY¹, J.P. LHOMME¹

RÉSUMÉ

Un modèle de transferts de masse et de chaleur dans le complexe sol-végétation-atmosphère a été développé, s'appliquant à des végétations éparées. Le modèle s'inspire largement du modèle de NOILHAN et PLANTON (1989) et fait appel au concept de Force-Restore pour la modélisation des transferts dans le sol. Il est validé sur des valeurs expérimentales de flux mesurés sur différents types de végétation dans le cadre de l'expérience Hapex-Sahel. Afin de pouvoir appliquer ce même modèle à une échelle spatiale beaucoup plus grande que la parcelle où il a été validé, on regarde d'un point de vue théorique l'agrégation des paramètres pertinents des flux de surface. On montre que les paramètres effectifs (spatialisés) font intervenir des termes de pondération basés sur les résistances aux transferts. La variation des coefficients de pondération en fonction de différentes répartitions spatiales fictives de l'humidité est évaluée et l'on montre que la contribution individuelle de chaque type de végétation aux paramètres spatialisés varie en fonction de cette répartition. La température radiative de la surface à grande échelle peut être assez correctement obtenue comme une valeur moyenne pondérée par leur surface relative des températures radiatives de chaque unité.

¹Orstom Laboratoire d'hydrologie - 34032 Montpellier cedex.

INTRODUCTION

La prise en compte des processus de surface dans les modèles de circulation atmosphérique se heurte au problème de leur paramétrisation aux échelles pertinentes : méso-échelle pour la représentativité spatiale et micro-échelle pour la représentativité temporelle. En effet, l'atmosphère ne constitue pas un système linéaire, des variations ou des oscillations de ses entrées à court terme génèrent des perturbation non seulement à court terme mais aussi à long terme (SHUTTLEWORTH, 1988).

Dans les modèles hydrologiques, les processus de surface relatifs à l'évapotranspiration, au flux de chaleur sensible et au bilan d'énergie ne sont que très grossièrement pris en compte. L'hydrologue s'intéresse plutôt aux processus générateurs de ruissellement et de recharge hydrique du sol. Ceux-ci sont essentiellement liés aux états de surface et à l'humidité de la couche superficielle du sol. Les hydrologues s'efforcent à l'heure actuelle de représenter les transferts hydriques latéraux afin de disposer d'une carte des humidités de surface aux pas de temps compatibles avec la simulation des écoulements superficiels ou de l'infiltration. Les bioclimatologues ont développé des modèles SVAT pour obtenir les flux et les bilans d'énergie à la surface avec des pas de temps relativement faibles (SiB de SELLERS *et al.*, 1986 ; BATS de DICKINSON, 1984, NOILHAN et PLANTON 1989...). Ces modèles font appel à des paramètres descriptifs du sol, de la végétation et de la surface. Ils sont appliqués à une maille ou une sous maille de GCM et nécessitent donc de paramètres représentatifs à cette échelle malgré toute l'hétérogénéité. La plupart des utilisateurs de ces modèles considèrent les paramètres les plus représentatifs sur la maille ou des moyennes pondérées de ces paramètres généralement déduites d'observations par télé-détection. La question qui se pose alors est de savoir si une paramétrisation basée sur une distribution statistique quelconque de ces paramètres est pertinente ou pas, compte tenu des non linéarités des processus mis en cause.

Dans ce travail, nous avons développé un modèle SVAT qui s'inspire largement du modèle de NOILHAN et PLANTON (1989). Nous l'avons appliqué à micro-échelle sur des parcelles avec différentes végétations du bassin de Banizoumbou-Niger. Dans celui-ci, une première spatialisation à micro-échelle a été effectuée pour tenir compte du caractère épars de la végétation, s'inspirant des travaux de LHOMME *et al.* (1994a et b). En supposant l'additivité des flux de surface sur l'ensemble du bassin, nous avons regardé théoriquement comment les termes intervenant dans les équations de transferts atmosphériques doivent être agrégés pour que celles-ci soient aussi représentatives de l'ensemble de la surface. Considérant que le sol sur toute l'étendue du bassin versant appartient à la même classe au sens de CLAPP et HORNBERGER (1978), nous avons pu simuler différents champs spatiaux d'humidité et regarder en fonction du couvert végétal, l'influence de la répartition spatiale de l'humidité sur les paramètres effectifs à être utilisés dans un modèle à l'échelle du bassin versant.

CONSIDÉRATIONS THÉORIQUES

DESCRIPTION DU MODÈLE

Le modèle utilisé dans ce travail s'inspire du modèle de NOILHAN et PLANTON (1989). S'il en reprend le schéma *Force-Restore* dû à DEARDORFF (1977, 1978) et les paramétrisations apportées par ces auteurs pour les transferts dans le sol, il en diffère par l'expression des flux à la surface. La végétation étant généralement éparse, nous avons représenté les flux de chaleur sensible par le modèle bi-couche de LHOMME *et al.*, (1994a, b) et les flux de chaleur latente par l'équation (3), établie en suivant la même démarche (voir la déduction en annexe). En introduisant la température radiative de la surface T_{Rad} :

$$T_{Rad} = fT_f + (1-f)T_G \quad (1)$$

où :

T_f et T_G sont respectivement les températures de la végétation et du sol et f la fraction de recouvrement du sol, et introduisant en (1) le terme $\delta T = (T_G - T_f)$, ce qui donne $T_{Rad} = T_G - f\delta T$.

On obtient pour les flux des expressions formellement identiques à une représentation monocouche dans lesquelles des facteurs correctifs sont introduits sur les différences de température et sur les résistances aux transferts. En outre, ces expressions font intervenir la température radiative de la surface ;

$$H = \rho C_p \left((T_{Rad} - T_a) - c\delta T \right) / R_H^* \quad (2)$$

et :

$$LE = \frac{\rho C_p}{\gamma} \frac{\Delta^*}{R_v^*} \left[(T_{Rad} - T_a) - c'\delta T + \frac{D'_a}{\Delta^*} \right] \quad (3)$$

où :

R_H^* et R_v^* sont la somme de la résistance aérodynamique R_a et d'une résistance additionnelle R_{et} et R_{ev} respectivement :

$$R_{et} = \frac{R_{af} \cdot R_{as}}{R_{af} + R_{as}}, \quad R_{ev} = \frac{R_{as} + (R_{af} + R_c)}{R_{as} + R_{af} + R_c}.$$

Les résistances R_{af} et R_{as} sont respectivement les résistances de couche limite dans la canopée et aux transferts du sol vers la canopée et sont calculées suivant les expressions dues à SHUTTLEWOTH et WALLACE, (1985). La résistance R_c est la résistance du couvert végétal, inverse de la conductance, calculée par $g_c = g_{max} \cdot F_1^{-1} F_2 F_3 F_4$, les fonctions F_i étant des facteurs de réduction liées aux conditions ambiantes (NOILHAN et PLANTON, 1989). Les autres termes de l'équation (3) sont explicités en annexe.

En reprenant les notations de NOILHAN et PLANTON (1989), nous écrivons pour les transferts dans le sol :

$$\frac{\partial T_G}{\partial t} = C_T \cdot G - \frac{2\pi}{\tau} (T_G - T_2) \quad (4a)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{\tau} (T_G - T_2) \quad (4b)$$

avec $G = Rn - H - LE$, et :

$$\frac{\partial W_G}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w d_1} (P_G - E_G) - \frac{C_2}{\tau} (W_G - W_{Geq}) \quad 0 < W_G \leq W_{sat} \quad (5a)$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2} (P_G - E_G - E_{TR} - D_R) \quad 0 < W_2 \leq W_{sat} \quad (5b)$$

Les paramètres C_T , C_p , C_2 et W_{Geq} sont fonction de la texture du sol et de son humidité volumique (NOILHAN et PLANTON, 1989) et sont déterminés à partir de paramètres primaires établis par ces auteurs pour différentes classes de sol suivant la classification de CLAPP et HORNBERGER (1978). P_G est la pluie nette, déduite dans le cadre de cette étude, des travaux de PEUGEOT et ESTÈVES (1993) sur le ruissellement en fonction des états de surface. D_R est un terme de drainage que l'on calcule supposant un drainage gravitaire (SISSON, 1987). Ce terme n'intervient que pour de très fortes pluies. La profondeur d_1 est fixée à 0,10 mètre et la profondeur d_2 , cote à laquelle théoriquement les flux sont nuls est égale à la profondeur racinaire.

Le rayonnement net R_n est calculé par :

$$R_n = (1 - albedo) R_G + \varepsilon (R_{atm} - \sigma T_{Rad}^4) \quad (6)$$

où :

R_{atm} est le rayonnement atmosphérique calculé par l'expression de BRUTSAERT (1982).

Le système d'équation (1), ..., (6), sera fermé si l'on connaît l'expression de δT . Sur les expériences menées dans le cadre de Hapex-Sahel, LHOMME *et al.* (1994a, b) note une relation très significative entre δT et la différence de température entre la température radiative de la surface et la température de l'air, sous la forme empirique :

$$\delta T = \alpha (T_{Rad} - T_a)^\beta \quad (7)$$

Cette expression sera utilisée pour passer de T_{rad} à T_G et *vice versa*, avec les coefficients adéquats à chaque type de végétation.

La résolution du système d'équation se fait par un processus itératif sur la température radiative avec un schéma semi-implicite d'intégration numérique.

THÉORIE DE L'AGRÉGATION SPATIALE DES FLUX DE SURFACE

On souhaite utiliser le modèle présenté au paragraphe 1 pour représenter les flux à l'échelle régionale, par exemple à l'échelle d'un bassin versant ou d'une sous-maille d'un modèle climatique. La question qui se pose alors est de savoir quels sont les paramètres que l'on doit fournir au modèle. Nous allons aborder ce problème en agrégeant spatialement les flux d'évaporation et de chaleur sensible

En admettant que les *patches* représentatifs d'une unité hydrologique au sens large du terme (même type de végétation, d'état de surface, de sol et de topographie), soient à la fois suffisamment grands pour pouvoir être considérés comme homogènes vis-à-vis des flux et suffisamment petits pour que la couche limite convective (CBL) soit bien mélangée et donc uniforme sur la région (type « A » Land Surface Cover suivant SHUTTLEWORTH, 1988), on peut considérer que les flux de chaleur sensible et latente s'additionnent proportionnellement à la surface relative de chaque unité. Les flux à l'échelle régionale seront donc donnés par :

$$\langle H \rangle = \sum a_i H_i \quad (8)$$

et

$$\langle LE \rangle = \sum a_i LE_i \quad (9)$$

où les a_i correspondent aux surfaces relatives de chaque unité.

En admettant l'hypothèse de linéarité dans l'équation (7), ($\beta = 1$), les équations (2) et (3), peuvent s'écrire pour chaque unité :

$$H_i = \frac{\rho C_P (T_{Rad,i} - T_a)}{R'_{H,i}} \quad (10)$$

et

$$LE_i = \frac{\rho \cdot C_P}{\gamma} \frac{(\Delta (T_{Rad,i} - T_a) + \Gamma_i D_a)}{R'_{V,i}} \quad (11)$$

$$\text{où : } R'_{H,i} = \frac{R^*_{H,i}}{(1-c\alpha)_i}, R'_{V,i} = \frac{R^*_{V,i}}{\gamma_{3,i}}, \Gamma_i = \frac{\gamma'_i}{\gamma_{3,i}} \quad \text{et} \quad \gamma_{3,i} = \gamma_{2,i} (1 - c'_i \alpha_i)$$

On admettra alors que l'on puisse à l'échelle régionale écrire les flux suivant des expressions formellement identiques, en utilisant des termes effectifs notés $\langle \rangle$ et en introduisant des conductances à la place des résistances :

$$H = \rho \cdot C_P \langle G_H \rangle (\langle T_{Rad} \rangle - T_a) \quad (12)$$

$$LE = \frac{\rho \cdot C_P}{\gamma} \langle G_V \rangle (\Delta (\langle T_{Rad} \rangle - T_a) + \langle \Gamma \rangle D_a) \quad (13)$$

Les expressions $\langle \rangle$ sont obtenues de l'identification des équations (8) et (9), dans lesquelles on a introduit les équations (10) et (11), aux équations (12) et (13).

On trouve alors :

$$\langle G_V \rangle = \sum_{i=1}^N a_i g'_{V,i} ; \quad \langle \Gamma \rangle = \frac{\sum_{i=1}^N a_i g'_{V,i} \Gamma_i}{\langle G_V \rangle} \quad \text{et} \quad \langle T_{Rad} \rangle = \frac{\sum_{i=1}^N a_i \cdot g'_{V,i} T_{Rad,i}}{\langle G_V \rangle} \quad (14)$$

On observe dans les expressions (14), que la conductance régionale est égale à la moyenne pondérée par les surfaces relatives des conductances locales et que les termes régionaux $\langle \Gamma \rangle$ et $\langle T_{Rad} \rangle$ sont en outre pondérés par les conductances locales. Ces conductances dépendent à la fois des paramètres descriptifs du sol et de la végétation, pour lesquels une cartographie peut être faite, et des variables d'état du système, à savoir les températures et les humidités. Il ne peut donc *a priori* être question d'utiliser le modèle décrit au paragraphe 1, ou tout autre similaire, avec des paramètres moyens ou ayant une quelconque représentativité statistique, sans regarder la liaison entre les expressions d'agrégation et les variables d'état. Nous nous limiterons dans ce travail à regarder l'influence de l'humidité du sol sur les valeurs agrégées.

Le bilan radiatif à la surface du sol s'écrit approximativement :

$$\langle R_n \rangle = (1 - \langle albedo \rangle) R_G + \varepsilon \cdot (R_a - 4 \sigma \cdot T_a^3 \cdot (\langle T_{Rad} \rangle - T_a)) \quad (15)$$

avec : $\langle albedo \rangle = \sum_{i=1}^N a_i \cdot albedo_i$

RÉSULTATS ET ANALYSES

VALIDATION DU MODÈLE

Des mesures de flux ont été effectuées par la méthode du bilan d'énergie basée sur le rapport de Bowen sur trois sites expérimentaux, deux de savane, l'un n'étant recouvert que d'herbe et l'autre d'herbe et d'arbuste de *Guiera senegalensis* et le troisième d'une plantation de mil. Nous donnons sur la figure 1, l'évolution des différents paramètres utiles au modèle pour ces trois végétations. Pour ces trois sites, le sol est sableux et nous avons pu utiliser les paramètres de NOILHAN et PLANTON (1989) relatifs à cette classe. Cependant, dû à la valeur élevée de la densité sèche apparente du sol ($\rho_b = 1,78$), nous avons corrigé les valeurs de W_{sat} , W_{fc} (la capacité au champ) et W_{wilt} (l'humidité du sol correspondant au point de flétrissement).

Nous avons fait tourner le modèle présenté ci-dessus de la semaine 36 à la semaine 41. La semaine 36 débute 24 heures après une série de pluies ce qui nous permet d'initialiser nos simulations en considérant que le sol se trouve à la capacité au champ. Les dernières pluies significatives ont eu lieu le 15 septembre, (semaine 38). Nous présentons sur la figure 2 les résultats relatifs à la semaine 37, semaine où le sol est humide au départ et vers la fin de laquelle une pluie intense

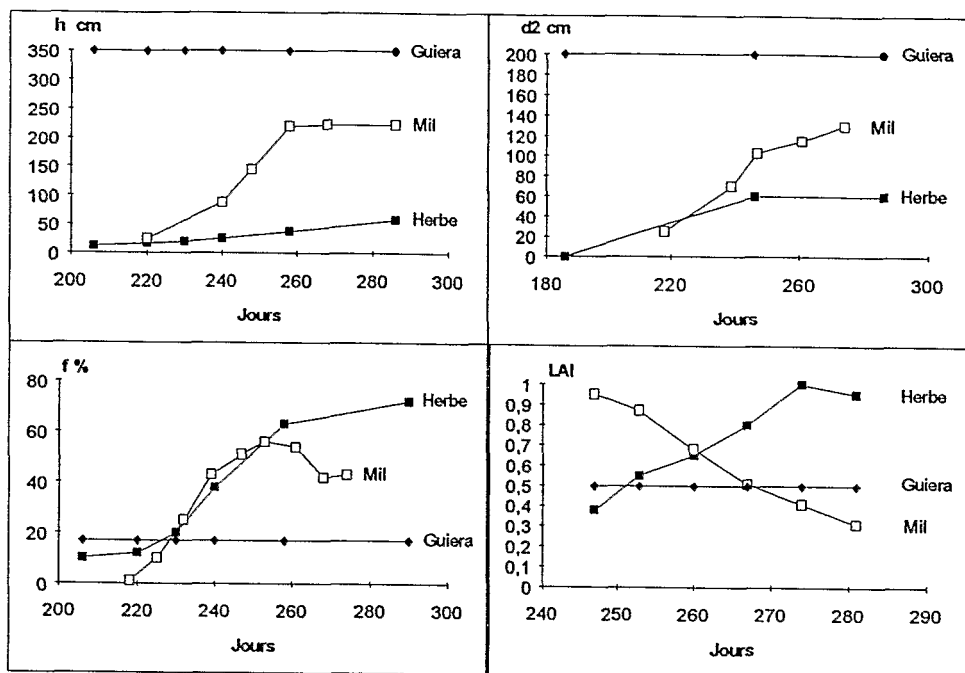
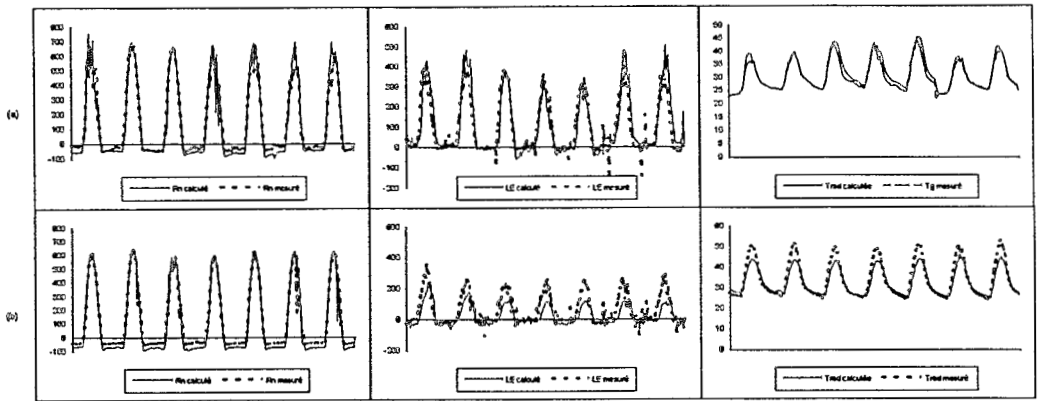


Figure 1 :
Paramètres relatifs à la végétation.

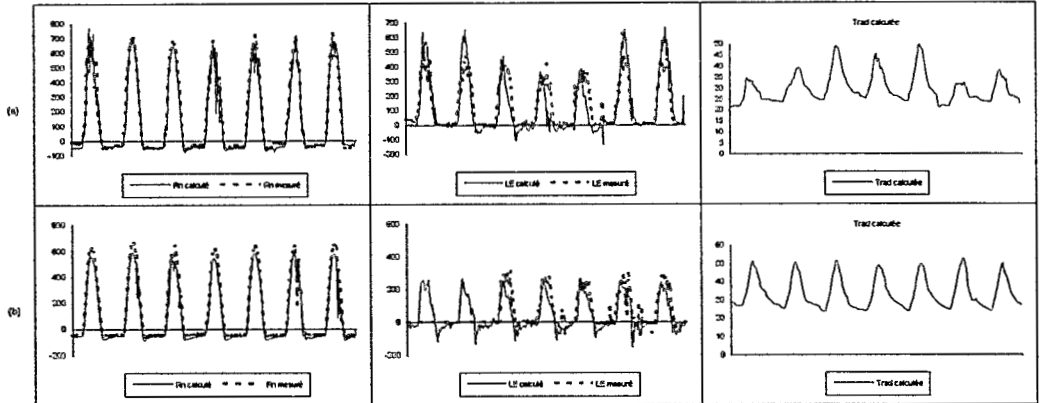
a eu lieu, ainsi que les résultats relatifs à la semaine 40 où le sol est très sec (semaine 41 pour la plantation de mil à cause d'une panne du système d'acquisition de données).

Dans la figure 2, nous comparons les valeurs calculées et mesurées de rayonnement net, chaleur latente d'évaporation et température radiative à la surface. Compte tenu du fait qu'aucun calage n'a été fait, les résultats du modèle sont tout à fait satisfaisants. De moins bons résultats sont obtenus pour le mil. Nous constatons aussi, que, sauf dans le cas du mil, les résultats sont moins bons en période sèche qu'en période humide. Une analyse plus détaillée du modèle nous a montré qu'en période sèche, le modèle ne peut pas prendre en compte les remontées capillaires capables d'alimenter les racines. De fait, la profondeur d_2 dans le modèle correspond à une cote au niveau de laquelle les flux sont nuls, limitant dans le temps son utilisation. Cependant, la bonne comparaison entre les valeurs de la température radiative mesurées à la surface avec les valeurs calculées nous permet d'imaginer que celles-ci, obtenues par exemple par des images satellitaires, puissent être utilisées pour un calage périodique de cette profondeur. Dans le cas de la parcelle de mil, ce problème n'apparaît pas puisque les simulations ont été effectuées lors d'une période où les racines continuent à croître pour puiser l'eau plus en profondeur au fur et à mesure que le sol s'assèche.

Parcelle recouverte d'herbe



Savane à Guiera



Parcelle de Mil

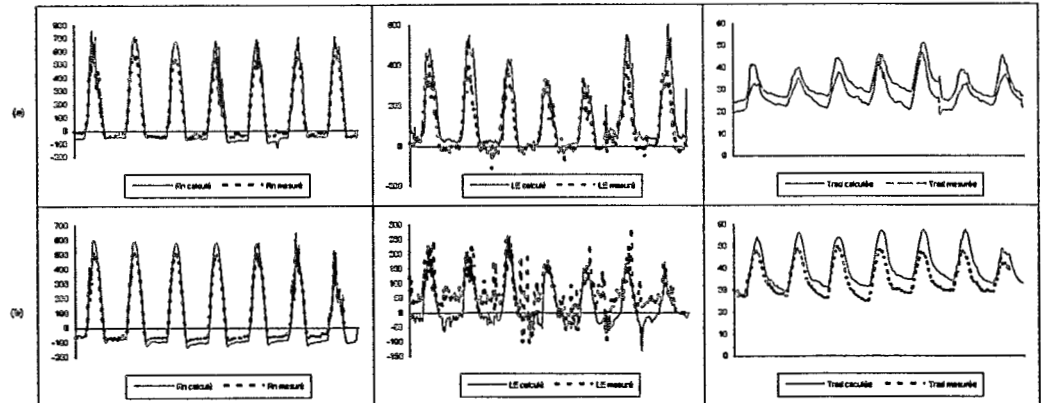


Figure 2 :
 Résultats de la validation sur trois types de végétation
 (a) semaine humide
 (b) semaine sèche.

APPLICATION DE LA TECHNIQUE D'AGRÉGATION SPATIALE

Nous avons utilisé le bassin de Banizoumbou au Niger, comme support géographique à l'utilisation de la technique d'agrégation spatiale des flux à la surface. Nous avons schématisé le bassin en trois unités, référées (5, 6 et 8 sur la carte des unités établies par ESTÈVES (1993) et considéré les deux types de végétation présentes sur ces unités, à savoir la savane à *Guiera* et les plantations de Mil. Nous avons volontairement fait abstraction de la brousse tigrée où la représentation bicouche de la végétation telle qu'elle est incluse dans le modèle, n'est pas valable, puisque ce type de végétation présente une structure organisée spatialement. Quoiqu'il en soit, le bassin de Banizoumbou n'est ici qu'un support à la discussion sur l'aspect de base de la technique d'agrégation spatiale, à savoir la prise en compte des conductances globales dans les coefficients de pondération des moyennes spatiales des termes entrant dans les équations des flux.

Nous avons donc divisé le bassin en 5 unités décrites dans le tableau 1, les surfaces relatives de chacune étant indiquées dans la colonne (A).

Tableau 1
Unités hydrologiques à Banizoumbou

Unité N°	Localisation	Végétation	A
2-1	Jupe sableuse	Savane à <i>Guiera</i> (17 %)	0,16
2-2	Bas-Fonds	Savane à <i>Guiera</i> (17 %)	0,29
2-3	Bas-Fonds	Savane à <i>Guiera</i> (30 %)	0,12
3-1	Jupe sableuse	Mil	0,24
3-2	Bas-Fonds	Mil	0,19

Nous avons aussi effectué 5 simulations différentes sur l'ensemble du bassin, avec les données climatiques de la semaine 37, rapportées à 12 mètres de hauteur, en faisant varier les conditions initiales et éventuellement la répartition spatiale de la pluie. Ceci nous permet de considérer l'agrégation spatiale suivant des champs initialement uniformes (humide (1), sec (4) ou sec sans occurrence de pluies (5)), et non uniformes (sec et sans pluie sur la jupe sableuse (2) ou sec et sans pluie sur les bas-fonds (3)) (voir tableau 2).

Tableau 2
Conditions de simulations

Simulations	Conditions initiales				Conditions de pluie
	W_g	W_2	T_g	T_2	
1	W_{FC}	W_{FC}	23	25	Uniformes sur la surface
Jupe sableuse	W_{wilt}	W_{wilt}	27	29	Pas de pluie
2					
Bas-Fonds	W_{FC}	W_{FC}	23	25	Pluies possibles
Jupe sableuse	W_{FC}	W_{FC}	23	25	Pluies possibles
3					
Bas-Fonds	W_{wilt}	W_{wilt}	27	29	Pas de pluie
4	W_{wilt}	W_{wilt}	27	29	Uniformes sur la surface
5	W_{wilt}	W_{wilt}	27	29	Pas de pluie

Pour toutes ces simulations, nous avons calculé les valeurs régionalisées de la conductance des flux, du terme Γ et de la température radiative (équation 14). Sur la figure 3, nous avons représenté les valeurs de $\langle \Gamma \rangle$ et de $\langle \text{Trad} \rangle$, normalisées par leur moyenne pondérée par les surfaces relatives de chaque unité. Nous constatons que, quelle que soit la simulation effectuée, le paramètre $\langle \Gamma \rangle$ est proche de la valeur $\Sigma a_i \Gamma_i$, sauf pour un certain nombre de points où le rapport de ces deux grandeurs est anormalement élevé en valeur absolue. Il s'agit là de points pour lesquels $\Sigma a_i \Gamma_i$ est très proche de 0, les valeurs de Γ_i pouvant être positives ou négatives. Par rapport aux températures radiatives de surface, il est intéressant de noter que $\langle \text{Trad} \rangle$ est toujours proche de $\Sigma a_i \text{Trad}_i$. Les écarts *maxima* s'observant lorsque le sol est très sec, sont de l'ordre de 5 %. On peut donc admettre que la température effective à l'échelle du bassin versant est correctement donnée par la moyenne pondérée par les surfaces relatives des températures radiatives de chaque unité. Il s'en suit que l'équation du bilan d'énergie (équation 15) est alors applicable à l'ensemble du bassin en utilisant la température radiative calculée par le modèle lorsque celui-ci est appliqué à tout le bassin avec des paramètres effectifs qui restent à préciser.

Sur la figure 3, nous avons représenté la contribution relative de la conductance de 3 unités (deux de savane à *Guiera* et une de mil), à la conductance régionale, indépendamment de leur surface de contribution. La valeur lue en ordonnée sur le graphique correspond au facteur duquel il faudrait réduire les valeurs de flux dans le modèle, si la végétation en question était considérée comme représentative à l'échelle régionale. On constate que ce facteur varie avec l'humidité du sol ainsi qu'en fonction de la répartition spatiale de cette humidité.

Les résultats présentés ne sont qu'un début d'approche du problème de l'agrégation. De plus amples investigations sont nécessaires pour savoir quelles sont effectivement les résistances qui, en fonction de la variabilité de l'humidité, affectent le plus la contribution d'une unité déterminée.

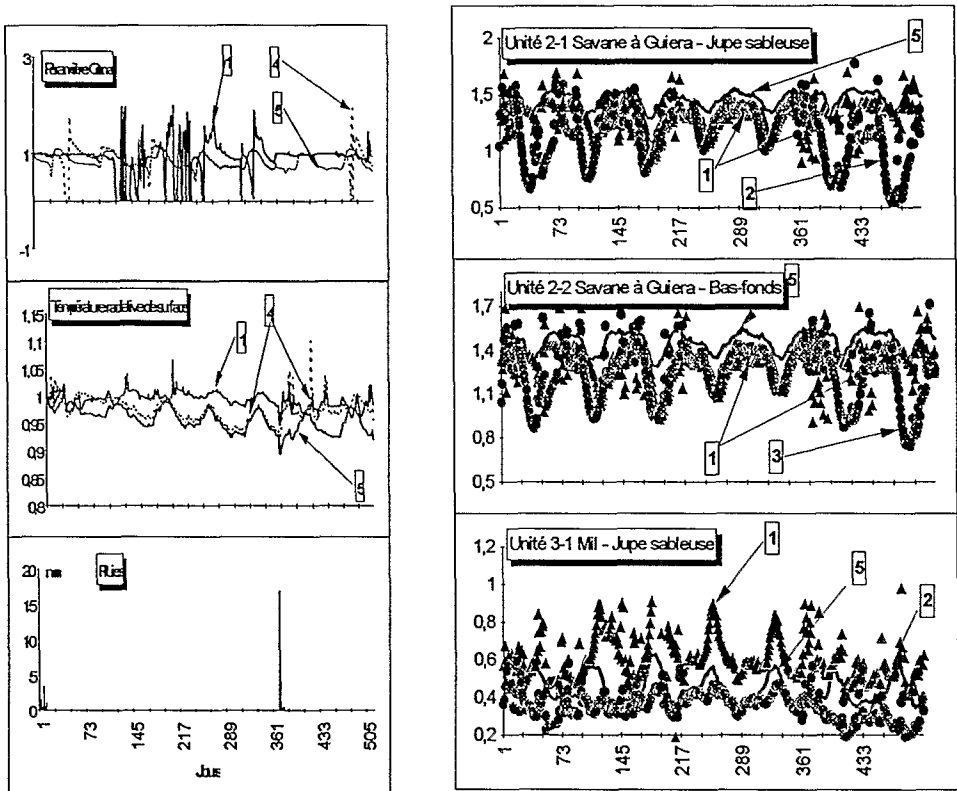


Figure 3 :

Évolution comparée de la conductance d'une unité par rapport à la conductance régionale

() Le n° sur les flèches correspond au n° de la simulation.*

CONCLUSIONS

Nous avons utilisé dans ce travail, un modèle de transferts dans le système sol-végétation-atmosphère capable de simuler les flux à la surface de différentes végétations éparées sous diverses conditions d'humidité et d'aridité. Nous avons montré théoriquement que ce modèle validé à micro-échelle peut aussi être utilisé à une échelle régionale. Pour cela, les paramètres de transfert du modèle doivent être régionalisés par une technique d'agrégation faisant intervenir les conductances

de chacune des unités. Nous nous posons alors la question de savoir si les valeurs régionales de ces paramètres seront affectées par des variations spatiales et temporelles de l'humidité. Les résultats obtenus nous montrent que le terme Γ et la température radiative régionale sont correctement représentés par leur moyenne respective, pondérée par la surface de contribution de chaque unité. L'équation du bilan d'énergie peut donc être appliquée à l'échelle régionale, ce qui permet d'affirmer que l'application du modèle à cette échelle est cohérente. En outre, nous montrons que la contribution relative de chaque parcelle à la conductance régionale est nettement plus élevée pour la savane à *Guiera* que pour le mil. Cette contribution variant significativement avec le stock hydrique et la répartition spatiale de l'humidité, nous en déduisons que de plus amples investigations sont nécessaires pour chercher à introduire des fonctions descriptives de cette variabilité dans la régionalisation des paramètres physiques de la végétation et de la surface.

BIBLIOGRAPHIE

- BRUTSAERT W., 1982. Evaporation into the atmosphere. D. Reidel Publishing.
- CLAPP R., HORNBERGER G., 1978. Empirical equations for some hydraulic properties. *Water Resour. Res.*, 14 : 601-604.
- DEARDORFF J.W., 1977. A parameterization of ground surface moisture content for use in Atmospheric Prediction Models. *J. Appl. Meteor.*, 16 : 1182-1185.
- 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.
- DICKINSON R.E., 1984. Modelling evapotranspiration for the three dimensional Global Climate Models. Climate Processes and Climate sensitivity. Geophysical monograph. 29 : 58-72
- ESTÈVES, M., 1993. Cartography of the hydrological units at the Central East Supersite at the Hapex-Sahel 92 Experiment. Congrès de l'A.G.U. San Francisco. Dec. 1993.
- LHOMME J.P., MONTENY B., AMADOU M., 1994a. Estimating sensible heat flux from radiometric temperature over sparse millet. *Agr. and Forest Meteorol.* 68 : 77-91.
- LHOMME J.P., MONTENY B., CHEHBOUNI A., TROUFLEAU D., 1994b. Determination of sensible heat flux over Sahelian fallow Savannah using infra-red thermometry. *Agr. and Forest Meteorol.*, 68 : 93-105.
- NOILHAN J., PLANTON S., 1989. A Simple parameterization of Land-Surface Processes for Meteorological Models. *Mon. Wea. Rev.*, 117 : 536-549.
- PEUGEOT C., ESTÈVES M., 1993. Runoff generation at the plot and small catchment scale. Congrès de l'A.G.U., San Francisco, Dec. 1993.
- SELLERS P.J., MINTZ Y., SUD Y., DALCHER A., 1986. The design of a simple Bio-Sphere Model (SiB) for use within general Circulation Model. *J. Atmos. Sci.*, 43 : 505-531.

SHUTTLEWORTH W.J., 1988. Macrohydrology - The new Challenge for process hydrology. *J. of Hydrol.*, 100 : 31-56.

SHUTTLEWORTH W.J. WALLACE J.S., 1985. Evaporation from sparse crops - an energy combination theory. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 111: 839-855.

SISSON J.B., 1987. Drainage from layered field soils : fixed gradient models. *Water Res. Res.* , 23(11) : 2071-2075.

ANNEXES

Estimation de la chaleur latente d'évapotranspiration par un modèle bi-couche.

En suivant les notations de LHOMME (1994), la chaleur latente d'évapotranspiration s'écrira :

$$LE = f \cdot LE_f + (1 - f) LE_s$$

où les indices f et s se réfèrent respectivement à la végétation et au sol. La végétation couvre une fraction f du sol. Combinant les expressions pour LE_f et LE_s :

$$LE = \frac{\rho \cdot C_P}{\gamma} \left[\frac{f(e_f - e_o)}{R_{af} + R_c} + (1-f) \frac{e_s - e_o}{Ras} \right]$$

qui peut s'écrire :

$$LE = \frac{\rho \cdot C_P}{\gamma} \frac{(e_e - e_o)}{Re}$$

où par identification, on trouve les expressions de e_e et Re :

$$Re = \frac{Ras \cdot (Raf + Rc)}{fRas + (1-f)(Raf + Rc)} \quad \text{et} \quad e_e = \frac{f \cdot Ras \cdot e_f + (1-f)(Raf + Rc)e_s}{f \cdot Ras + (1-f)(Raf + Rc)}$$

On peut alors écrire : $LE = \frac{\rho \cdot C_P}{\gamma} \frac{(e_e - e_a)}{Ra + Re}$

avec $e_f = e^*(T_f)$; $e_s = h_R e^*(T_s)$ et $\delta T = T_s - T_f$

où e^* est la pression de vapeur à saturation, on trouve pour la chaleur latente :

$$LE = \frac{\rho \cdot C_p}{\gamma} \left[\frac{\Delta^* ((T_s - T_a) - c' \delta \cdot T) + D_a^*}{Ra + Re} \right]$$

avec $D_a^* = (e^*(T_a) - e_a) \cdot \gamma'$ et $\Delta^* = \Delta \cdot \gamma_2$

$$c = \frac{f \cdot Ras}{f \cdot Ras + h_R (1-f)(Raf + Rc)}$$

$$\gamma' = \frac{f \cdot Ras + (1-f)(Raf + Rc) \frac{h_R (e_{(T_a)}^* - e_a)}{e_{(T_a)}^* - e_a}}{f \cdot Ras + (1-f)(Raf + Rc)}$$

$$\gamma_2 = \frac{f \cdot Ras + h_R (1-f)(Raf + Rc)}{f \cdot Ras + (1-f)(Raf + Rc)}$$