

DEA d'Ecologie Générale et Production Végétale

Université de Paris VI

Université de Paris XI

INA-PG

Bilans hydriques dans un modèle de circulation
générale : étude de l'influence de la variabilité
spatiale à échelle inférieure à celle de la maille
du modèle

Agnès DUCHARNE

Laboratoire de Météorologie Dynamique
24, rue Lhomond
75231 Paris Cedex 05

Responsable du stage : Katia LAVAL

Septembre 1993

Table des matières

Introduction	1
1 Présentation du modèle	1
1.1 Le Modèle de Circulation Générale du LMD	1
1.2 La version simplifiée à zéro dimension	2
1.3 SECHIBA	2
1.3.1 Végétation	2
1.3.2 Eau interceptée par le feuillage	3
1.3.3 Humidité du sol	3
1.3.4 Flux de chaleur latente	4
1.3.5 Ruissellement	5
1.3.6 Drainage	5
1.4 Plan de l'étude	7
2 Etudes adimensionnelles	8
2.1 Présentation des connaissances préalables	8
2.2 Analyse de l'influence de deux paramètres d'entrée de SECHIBA	11
2.2.1 Coefficients du drainage superficiel	11
2.2.2 Analyse de la résistance de surface du sol	12
2.3 Limitation de la couche superficielle du sol	13
2.3.1 Pourquoi?	13
2.3.2 Mise en oeuvre de la limitation de la hauteur de la couche superficielle du sol	15
2.3.3 Intérêt vis à vis de l'étude de la sensibilité de SECHIBA à la SSV	17
2.3.4 Illustration de l'influence de la variabilité spatiale du ruissellement en adimensionnel	19
3 Etude de la sensibilité du MCG à l'introduction dans SECHIBA d'une variabilité spatiale à échelle inférieure à celle de la maille	19
3.1 Méthodes	19
3.2 Bilans hydriques annuels globaux	21
3.3 Analyses spatiales	23
3.4 Analyses temporelles sur le bassin du Mississipi	28
Conclusion	32
Références	35

Introduction

La compréhension du climat est un enjeu majeur, tant du point de vue théorique en météorologie que par son importance vis à vis d'autres disciplines, l'écologie notamment. En effet, non seulement le climat est un facteur primordial de l'environnement dans les systèmes écologiques, mais il existe de nombreuses interactions en retour de ceux-ci sur le climat.

Ainsi, plus de la moitié du flux total de vapeur d'eau entre les continents et l'atmosphère transite par les plantes : pour représenter correctement les propriétés de la surface et des processus qui s'y déroulent, afin notamment d'étudier le cycle hydrique global, il est donc capital de considérer la végétation. C'est pourquoi le Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) a récemment développé un modèle de paramétrisation des processus continentaux de surface qui la fait intervenir : ce modèle, SECHIBA (Schématisation des EChanges Hydriques à l'Interface entre la Biosphère et l'Atmosphère [Ducoudre89]), décrit le cycle hydrologique du sol et les flux de chaleur latente entre le système sol/végétation et l'atmosphère.

SECHIBA, conçu pour être implanté dans le modèle de circulation général du LMD, est contraint par une résolution spatiale de très faible définition, qui est une des caractéristiques de ce type de modèles. Mais la répartition de la végétation et surtout l'hydrologie du sol ont une résolution spatiale à beaucoup plus petite échelle : c'est un problème majeur dans la modélisation de processus de surface.

La solution communément envisagée est de mettre en jeu une variabilité spatiale à une échelle inférieure à celle de la maille du modèle (*Subgrid Scale Variability* en anglais, SSV pour la suite de l'étude) : certains processus sont soumis à une fonction de répartition sur la maille. Il est alors important de déterminer si cette complexification de la paramétrisation, qui augmente le degré de liberté du modèle, a bien un effet. Dans le cas contraire, non seulement cette paramétrisation serait inutile mais sans doute préjudiciable à la fiabilité du modèle.

Une telle variabilité spatiale à échelle inférieure à celle de la maille (SSV) a été introduite dans SECHIBA sur la paramétrisation du ruissellement. Les premières études de sensibilité n'ont guère montré d'effet. Nous allons tenter de voir si la sensibilité de SECHIBA à l'introduction d'une telle SSV peut être augmentée par une modification de la paramétrisation de l'humidité du sol.

1 Présentation du modèle

1.1 Le Modèle de Circulation Générale du LMD

Il a été conçu en 1984 par Robert Sadourny et Katia Laval [Sadourny et al.84] dans le but d'étudier la dynamique de l'atmosphère et le climat.

La résolution des équations régissant ces phénomènes nécessite une discrétisation de l'espace et du temps. La surface du globe est divisée selon 64 points en longitude et 50 points en latitude, et le maillage résultant se répète sur 11 niveaux verticaux. L'atmosphère terrestre est ainsi divisée en parallélépipèdes à l'intérieur desquels est simulé le comportement des diverses variables, grâce à des équations d'évolution et de

transfert, qui sont résolues numériquement par la méthode des différences finies, selon un pas de temps de 6 minutes. A chaque étape le globe est traité dans son entier, de manière à coupler toutes les mailles, grâce aux transferts d'énergie et de matière entre ces mailles.

1.2 La version simplifiée à zéro dimension

Le MCG du LMD est un programme Fortran de plus de 90 000 lignes, si bien que son exécution consomme beaucoup de temps de calcul et que les erreurs sont souvent difficiles à diagnostiquer. C'est pourquoi toute modification devant être apportée au MCG, et notamment sur SECHIBA, est préalablement testée sur une version simplifiée : le modèle adimensionnel. L'intégration dans ce modèle n'est plus pratiquée sur tout le maillage, mais seulement sur le premier niveau (surface) d'une maille unique.

Même si tout l'aspect des transferts verticaux et des régulations de maille à maille est perdu dans ce modèle, le gain de temps qu'il permet suffit à justifier son utilisation pour des expériences préliminaires.

1.3 SECHIBA

Ce modèle [Ducoudre et al.93], dont une particularité importante est de tenir compte de la végétation, simule les processus continentaux de surface décrits ci-dessous en accord avec l'équation bilan suivante :

$$\frac{\partial W}{\partial t} = P - C - \Phi_L - R - D \quad (1)$$

où W est l'humidité du sol, P est la précipitation, C est l'eau retenue sur la canopée, Φ_L est le flux total de chaleur latente sur la maille, R est le ruissellement, D est le drainage profond et t le temps.

1.3.1 Végétation

L'originalité de SECHIBA réside dans la possibilité de prendre en compte jusqu'à huit types de végétation simultanément sur une même maille : un type correspond au sol nu et les sept autres sont définis sur la base de sept ensembles phytogéographiques majeurs (toundra, prairie, steppe, savane, forêt caducifoliée, forêt boréale, forêt ombrophile). Chaque maille a un comportement uniforme du point de vue des propriétés radiatives et des flux de chaleur sensible ; pour ce qui est des flux de chaleur latente au contraire, ils sont calculés indépendamment pour chaque type de surface, puis moyennés. Dans ces calculs, chaque classe de végétation :

- évapore au taux potentiel quand elle est mouillée,
- transpire l'eau absorbée au niveau des racines quand elle est sèche,
- empêche le sol qu'elle recouvre d'évaporer.

1.3.2 Eau interceptée par le feuillage

La quantité maximale de cette eau, qui résulte de l'interception des précipitations et de la rosée par le feuillage, est déterminée par l'indice foliaire (LAI). Cette eau ne participe pas au cycle hydrologique du sol, et réévapore au taux potentiel ; tant qu'elle n'a pas disparu, la transpiration est impossible, mais un même pas de temps peut voir la réalisation concomitante des deux phénomènes, si l'évaporation de l'eau interceptée ne suffit pas à satisfaire la demande évaporative.

1.3.3 Humidité du sol

Le sol est caractérisé par sa profondeur utile (profondeur d'enracinement d_{pu} , qui vaut uniformément 1 m dans SECHIBA) et par sa réserve utile maximale (c'est à dire la quantité maximale d'eau, en $kg.m^{-2}$ que peut contenir le sol).

L'infiltration de l'eau dans le sol est déterminée (dans la mesure de la réserve utile) par le modèle de Choissnel [Choissnel77], ou modèle à deux couches (figure 1), régi par les lois suivantes :

- la partie la plus réactive du sol est la couche supérieure,
- quand il pleut, le sol se remplit du haut vers le bas, ce qui crée les couches,
- l'eau nécessaire à l'évapotranspiration est prélevée dans le compartiment où elle est disponible qui est le plus proche de l'atmosphère,
- le nombre de couches est limité à deux.

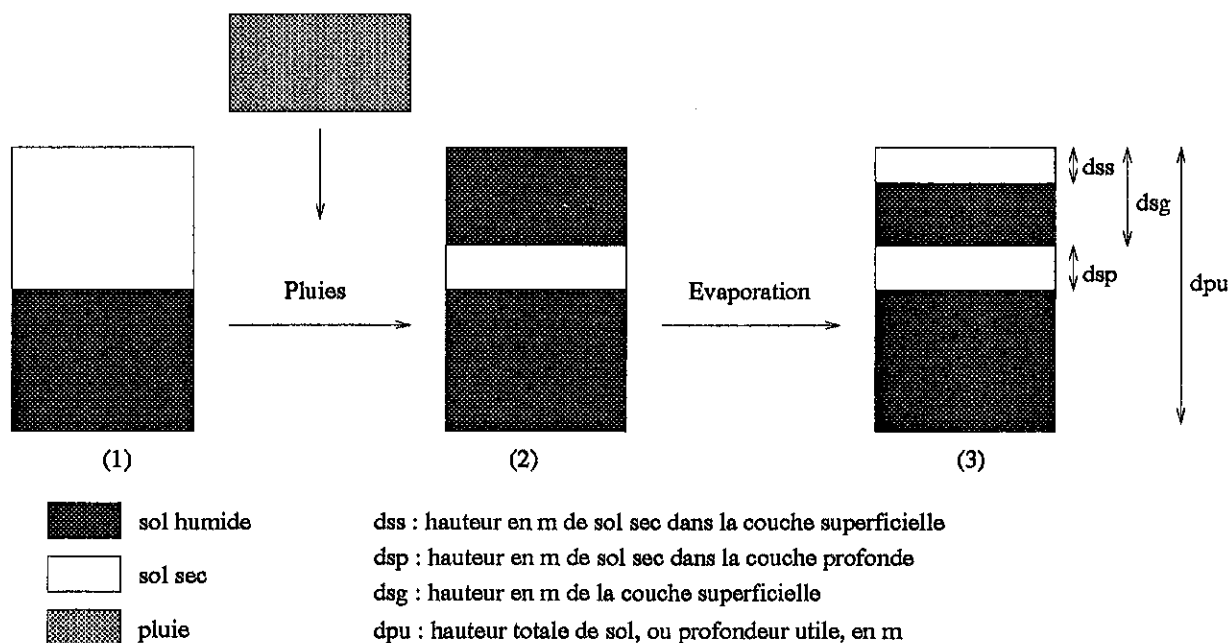


Figure 1 : Evolution des profils d'humidité du sol selon le modèle de Choissnel

1.3.4 Flux de chaleur latente

Le flux de chaleur latente est donné comme la moyenne pondérée de la sublimation de la neige, de l'évaporation de l'eau interceptée par le feuillage, de l'évaporation du sol nu et de la transpiration du couvert végétal. Chacun de ces flux Φ_L est calculé selon l'expression suivante :

$$\Phi_L = \rho C_w \beta \frac{\Delta q}{\sum_i r_i}$$

Ces flux sont donc imposés par Δq le déficit de saturation en eau entre la surface évaporante et l'air sus-jacent, alors qu'ils sont limités par un ensemble de résistances r_i et par une fonction β du déficit hydrique du sol ; C_w est la fraction de la maille soumise au flux de chaleur latente considéré et ρ est la densité volumique de l'air.

Cette équation est connue en ce qui concerne l'évapotranspiration du couvert comme le modèle *big-leaf* ; une des spécificités majeures de SECHIBA est la variabilité spatiale à petite échelle produite par la composition de différents comportements de type *big-leaf* (un pour chacun des huit types de surface) à l'intérieur d'une même maille.

Les formulations détaillées pour la transpiration (T), l'évaporation du sol nu (E_s) et l'évaporation de l'eau interceptée (E_i) sont les suivantes :

$$T = \rho \sigma_f \left(1 - \frac{W_i}{W_{imax}} \right) U_s \frac{q_{sat}(T_s) - q_a}{r_a + r_0 + r_c}$$

$$E_s = \rho (1 - \sigma_f) U_s \frac{q_{sat}(T_s) - q_a}{r_a + r_s}$$

$$E_i = \rho \sigma_f \frac{W_i}{W_{imax}} \frac{q_{sat}(T_s) - q_a}{r_a + r_0}$$

où :

- σ_f est la fraction de la maille couverte par la végétation,
- W_i est la quantité d'eau interceptée par le couvert (mm), tandis que W_{imax} est la quantité maximale d'eau que le couvert peut intercepter en un événement pluvieux,
- U_s est le coefficient de rétention, fonction de l'humidité relative de la couche supérieure de sol,
- $q_{sat}(T_s)$ est l'humidité spécifique saturante à la température du sol T_s , et q_a est l'humidité spécifique de l'air,
- r_a est la résistance aérodynamique (s'opposant aux transferts à travers la couche limite du couvert), r_0 est la résistance architecturale (s'opposant aux transferts entre la couche limite des feuilles et le sommet du couvert), r_c est la résistance dite de canopée, s'opposant aux transferts à travers les stomates et la couche limite des feuilles, et enfin r_s est la résistance du sol, s'opposant aux transferts entre le sol et l'air, et fonction de l'humidité relative de la couche supérieure du sol.

1.3.5 Ruissellement

Une autre destinée possible de l'eau qui arrive au sol est le ruissellement, qui dans SECHIBA est défini selon le modèle de Todini [Todini88], permettant d'introduire une SSV.

On considère différentes classes de sol, caractérisées par leur capacité de stockage de l'eau : en réduisant à l'infini la taille de ces classes, on obtient une distribution continue, assimilable à une densité de probabilité (Figure 2).

Soit f_w cette fonction et soit dS un élément de surface ; alors,

$$dW_m = f_w(S) dS$$

En introduisant la variable sans dimension $s = S/A$, où A est la surface de la maille, on obtient finalement

$$dW_m = f_w(s) ds$$

et la capacité totale W_i de la maille est définie par

$$W_i = \int_0^1 f_w(s) ds$$

La formulation retenue dans SECHIBA pour la fonction f_w est celle proposée par Todini :

$$f_w(s) = W_i (b + 1) s^b$$

où b est un paramètre sans dimension valant 0.2.

Grâce à cette fonction, qui présente l'intérêt d'être facilement intégrable, on décompose alors la maille en une série de réservoirs élémentaires de capacité de stockage de l'eau $dW_m = f_w(s) ds$, et indépendants les uns des autres. Quand il pleut, les réservoirs élémentaires se remplissent : quand ils arrivent à saturation, l'eau excédentaire part en ruissellement.

Comme les niveaux de saturation, qui correspondent à la capacité de stockage, sont variables selon les réservoirs, on peut donc avec ce modèle produire du ruissellement avant que la totalité de la maille ne soit saturée (Figure 3).

1.3.6 Drainage

Ce terme est attribué aux mouvements d'eau descendants à l'intérieur du sol.

Drainage entre les deux couches de sol, ou drainage superficiel

Ce type de drainage permet un couplage entre les deux couches par le transfert d'eau qu'il permet entre la couche superficielle humide et la couche profonde humide. Ce transfert obéit à un système à deux vitesses (figure 4) :

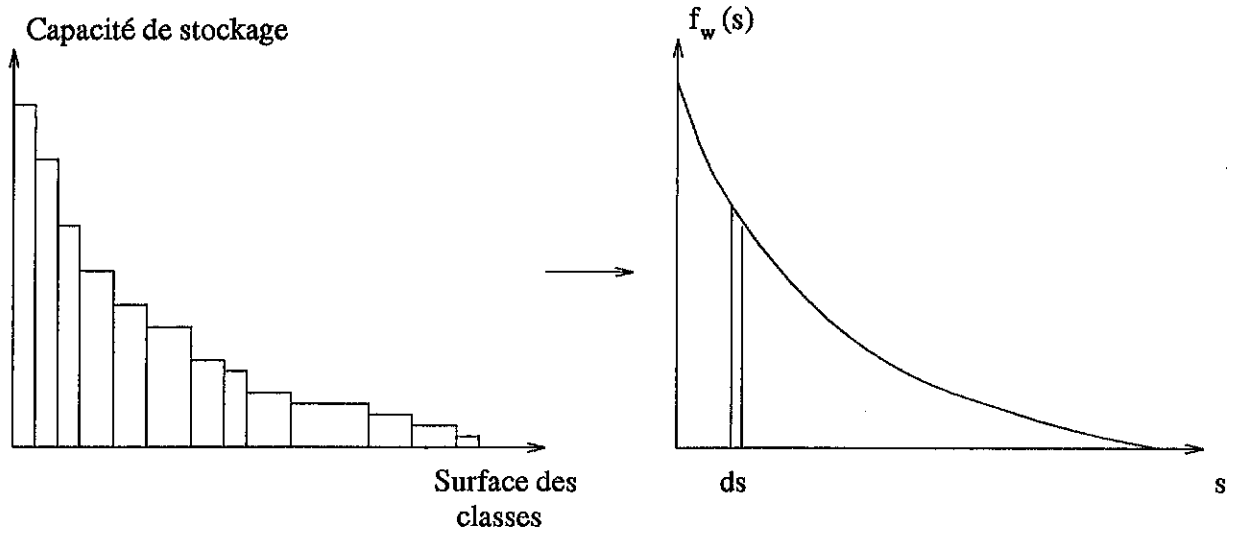


Figure 2 : Passage d'une distribution discrète à une distribution continue des capacités de stockage à l'intérieur d'une maille

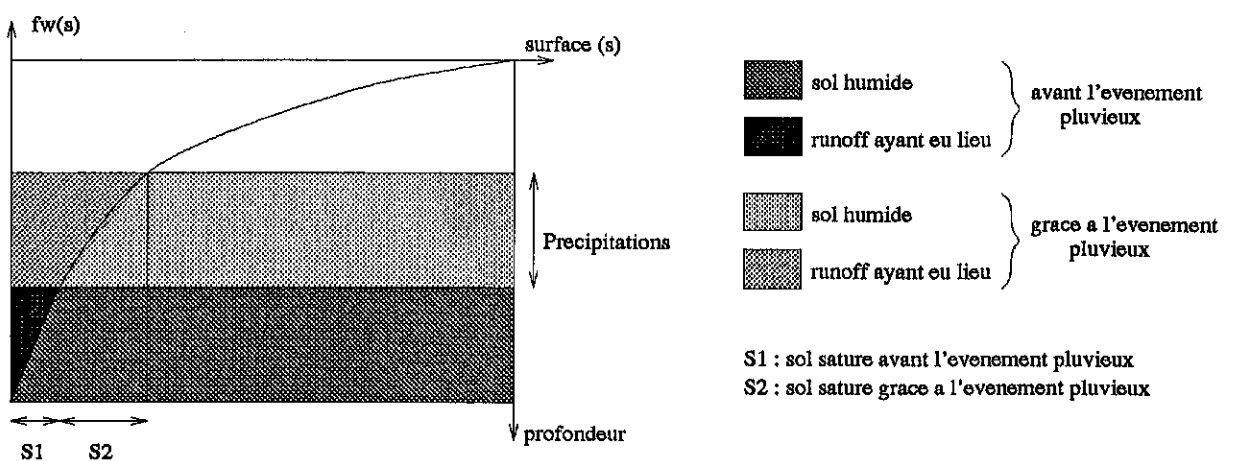


Figure 3 : Schématisation du processus de ruissellement selon le modèle de Todini.

1. si la quantité d'eau contenue dans la couche superficielle est inférieure à 75% de la capacité maximale de cette couche, le drainage superficiel GD est faible :

$$GD = D_{min} \frac{gqsb}{eausup}$$

où $gqsb$ est la hauteur d'eau en mm que contient la couche superficielle ($gqsb = dsg - dss$ selon les notations définies en 1.3.3), $eausup$ est la hauteur d'eau que contiendrait la couche superficielle si elle était saturée, et D_{min} est un coefficient caractéristique de la maille, en mm.

2. sinon, le drainage superficiel est fort :

$$GD = D_{min} \frac{gqsb}{eausup} + (D_{max} - D_{min}) \left(\frac{gqsb - 0.75 eausup}{eausup - 0.75 eausup} \right)^c$$

où D_{max} est un coefficient caractéristique de la maille, et c un paramètre ajustable, posé à 1.5.

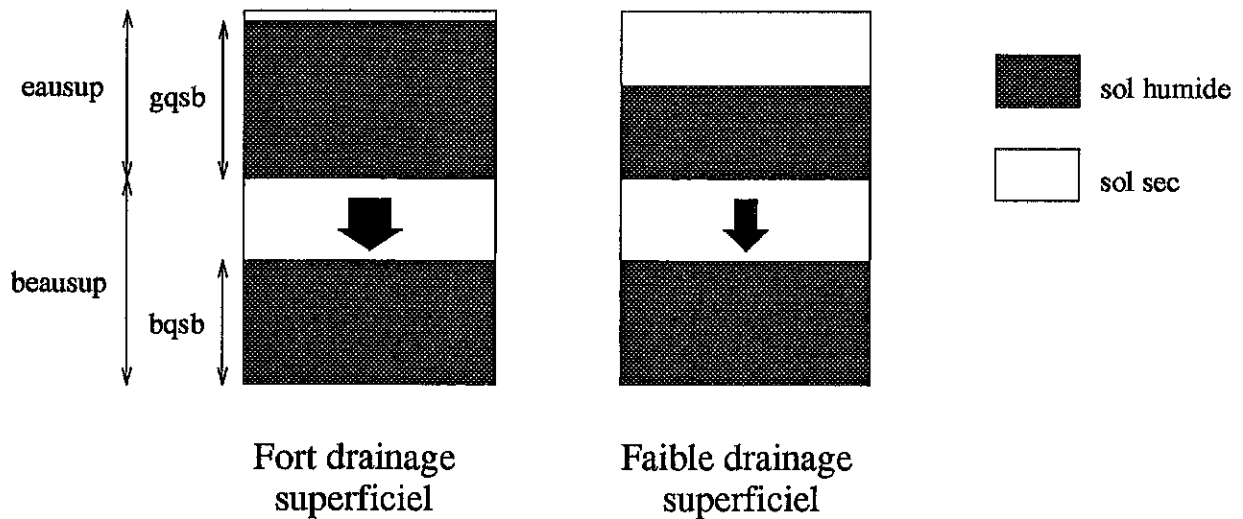


Figure 4 : Les deux types de drainage superficiel dans SECHIBA

Drainage évacuant l'eau de la couche profonde, ou drainage profond BD

Il est défini selon le même modèle que le précédent, où $gqsb$, $eausup$, D_{max} et D_{min} sont respectivement remplacés par $bqsb$, la hauteur d'eau en mm contenue dans la couche profonde, $beausup$ la hauteur d'eau que contiendrait la couche profonde si elle était saturée, et D'_{max} et D'_{min} , 10 fois plus faibles que D_{max} et D_{min} respectivement.

1.4 Plan de l'étude

Nous allons tout d'abord étudier la réponse de SECHIBA à des conditions météorologiques prescrites, à l'aide du modèle adimensionnel. Les premières expériences consistent à modifier quantitativement des paramètres d'entrée afin de mieux comprendre le

fonctionnement de SECHIBA, en particulier l'influence de la SSV et les interactions entre les différents processus de surface (évaporation, drainages, ruissellement). Ensuite sera présentée l'élaboration d'une modification de la paramétrisation de l'humidité du sol, dont nous discuterons l'intérêt vis à vis de l'étude de l'influence de la SSV introduite sur le ruissellement.

Les conclusions de ces expériences permettent d'établir une nouvelle version de SECHIBA, qui est implantée dans le MCG du LMD. Deux simulations de 5 ans chacune sont réalisées, qui ne diffèrent que par la présence ou l'absence de la paramétrisation de la SSV introduite par le modèle de ruissellement de Todini. De nombreuses analyses sont effectuées à partir de leurs résultats : après une étude globale des bilans hydriques, nous rechercherons comment l'influence de la SSV peut s'exprimer géographiquement, puis temporellement.

2 Etudes adimensionnelles

2.1 Présentation des connaissances préalables

Il existe au sein de la Communauté Européenne un projet (SLAPS, [Slaps93]) de comparaison de modèles hydrologiques : certains sont des modèles inclus dans des MCG (modèles paramétriques¹), et SECHIBA fait partie de ceux-ci ; d'autres sont des modèles conçus par des hydrologistes (modèles physiques¹).

Ces comparaisons confrontent des expériences de 1 an, qui sont réalisées sur les versions adimensionnelles des modèles hydrologiques, et qui ont toutes été forcées par des données fournies par le United Kingdom Meteorological Office (UKMO), tant pour les valeurs initiales d'humidité du sol, température, rugosité, albedo et profondeur des réservoirs, que pour les données météorologiques à chaque pas de temps. Il est important de noter qu'une telle démarche de forçage, qui, rappelons le, est nécessaire dans les modèles adimensionnels, revient à imposer une évapotranspiration potentielle.

Les comparaisons ont été réalisées dans 8 cas, caractérisés par leurs forçages climatiques (humide ou semi-aride), par le type de sol considéré (sol sableux ou argileux) et par l'état de la surface (sol nu ou prairie).

Le tableau 1 présente dans deux cas de forçage (les six autres cas n'apportent presque pas d'information supplémentaire) la comparaison du comportement de :

- trois versions de SECHIBA ayant été développées au LMD avant mon arrivée. La première de ces versions est la version initiale, qui ne paramétrise ni la SSV (variabilité spatiale à échelle inférieure à celle de la maille, introduite par le modèle de ruissellement de Todini), ni le drainage. La seconde S2 est la version présentée dans la première partie, où a été introduit le modèle de ruissellement de Todini, ainsi qu'une paramétrisation du drainage où les coefficients du drainage superficiel sont 10 fois supérieurs à ceux du drainage profond. Enfin, la troisième version prise en compte est une version intermédiaire S1, où la SSV est déjà introduite, mais où le seul drainage considéré est le drainage superficiel, selon des coefficients 10

¹ Les modèles paramétriques et physiques sont basés sur les mêmes systèmes d'équations différentielles, mais alors que les modèles physiques les intègrent tels quels, les modèles paramétriques utilisent eux des systèmes simplifiés, obtenus grâce à l'introduction de paramètres, établis empiriquement.

fois inférieurs à ceux du drainage superficiel de S2, c'est à dire identiques à ceux du drainage profond de S2 (Tableau 2),

- UKMO, la version adimensionnelle du modèle utilisé pour obtenir les données de forçage, où la SSV résulte d'une distribution aléatoire des pluies sur la maille,
- deux modèles physiques : HYSWASOR (Department of Water Resources, Agricultural University Wageningen, The Netherlands) est utilisé dans les cas de prairie; CWRR (Centre for Water Resources Research, University College Dublin, Ireland) est lui utilisé dans les cas de sol nu.

Ces trois derniers modèles sont donnés comme référence, surtout les deux modèles physiques, qui se veulent les plus réalistes du point de vue des valeurs simulées.

Tableau 1: Valeurs cumulées sur un an (mm) des précipitations (P), du drainage superficiel (GD), du ruissellement (R), du ruissellement total (R+BD) et de l'évapotranspiration totale (E) calculées par les modèles HYSWASOR en prairie et CWRR en sol nu (H/C), UKMO, LMD, S1, S2.

Prairie Sableuse Humide E15						Sol nu Sableux Humide E19				
P	GD	R	R+BD	E		P	GD	R	R+BD	E
691	-	0	193	445	H/C	667	-	0	422	211
695	-	0	289	413	UKMO	667	-	0	428	240
695	-	268	268	371	LMD	667	-	385	385	151
693	50	283	283	354	S1	665	64	408	408	127
693	250	215	337	313	S2	665	326	264	510	37

Dans les deux cas de forçage, tous les modèles ont sensiblement la même précipitation annuelle, car celle-ci résulte directement du forçage.

Quand la SSV est ajoutée à SECHIBA (on compare S1 à LMD), il est net dans les deux cas que le ruissellement augmente et que l'évapotranspiration diminue. Ceci confirme la théorie du modèle Todini : dans ce schéma, grâce à l'introduction d'une distribution spatiale de l'humidité du sol, du ruissellement se produit avant la saturation de la maille. Le ruissellement résultant est donc plus important que si la SSV n'intervient pas (Figure 5), puisqu'à partir du moment où la maille est saturée, le même ruissellement est simulé dans les deux cas.

L'eau du ruissellement est de l'eau qui quitte la maille : elle n'est donc plus disponible pour l'évapotranspiration, ce qui explique la diminution de celle-ci dans S1 quand on introduit la SSV.

Cette diminution de l'évapotranspiration est de plus accentuée par l'introduction en même temps que le modèle Todini d'un drainage superficiel. Celui-ci assèche la couche superficielle du sol, donc diminue le coefficient de rétention U_s , et par là même diminue la transpiration et l'évaporation du sol nu.

Avec la paramétrisation du drainage profond (BD dans S2), dans les deux cas le ruissellement diminue, car le drainage profond assèche le sol, si bien qu'après les mêmes

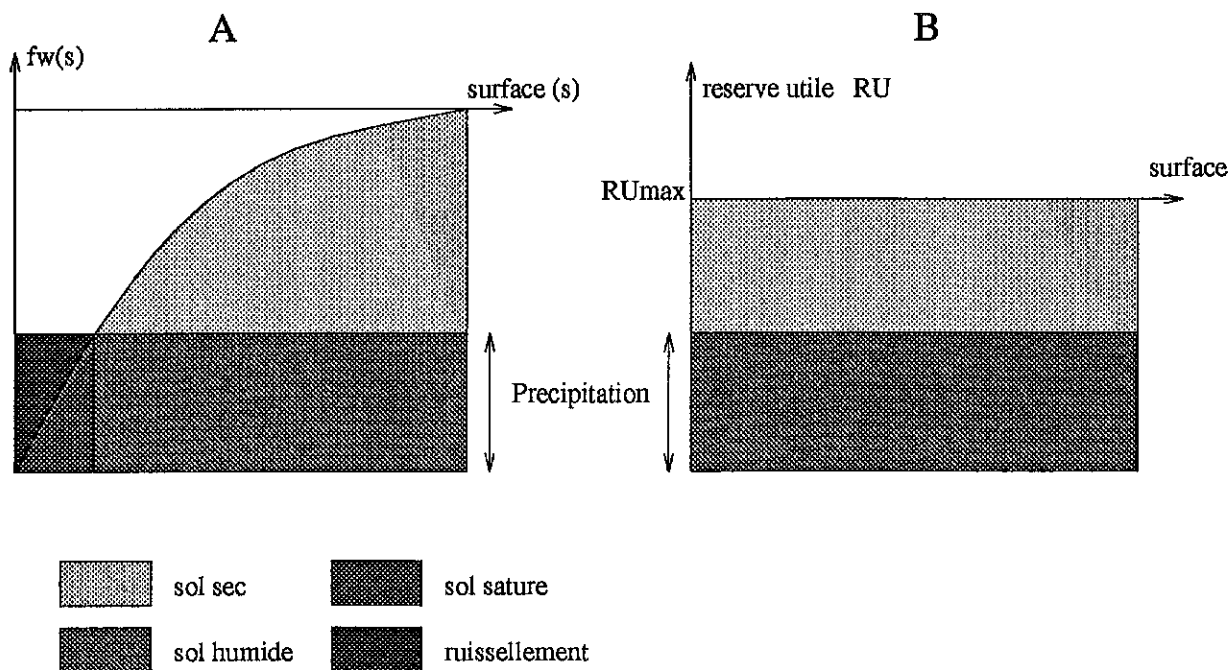


Figure 5 : Schématisation du comportement du ruissellement s'il inclut une paramétrisation de la SSV (A : il existe du ruissellement avant la saturation) et sinon (B : il n'y a pas de ruissellement avant la saturation)

pluies, la fraction de la maille qui est déjà saturée est donc plus faible. Cet assèchement du sol joue également sur l'évapotranspiration, qui diminue : elle atteint même 37 mm annuels en E19, ce qui est *très* faible et probablement irréaliste.

Il est d'ailleurs important de constater que toutes les versions de SECHIBA simulent une évapotranspiration plus faible et un ruissellement total plus fort que ceux simulés par les modèles physiques (et en E19 par UKMO dont le comportement est alors très proche de celui des deux autres modèles). La différence étant déjà marquée entre LMD et ces trois derniers modèles, il semble qu'une caractéristique majeure de SECHIBA soit la sous-estimation de l'évapotranspiration au profit du ruissellement, ce qui est encore plus évident pour la version S2.

La confrontation de ces résultats montre déjà comment agissent la SSV et les drainages, et aussi comment l'équation bilan de SECHIBA (équation 1 du paragraphe 1.3) gère l'allocation de l'eau aux différents postes ruissellement, drainage profond et évapotranspiration : le fait que la somme algébrique de ces flux détermine les variations de l'humidité du sol, et que cette humidité détermine en retour la valeur de ces flux à chaque pas de temps, permet un phénomène de rétroaction. Finalement, le sol exerce un effet tampon sur le cycle hydrique continental.

Tableau 2 : Présentation des coefficients de drainage superficiel et profond des versions de SECHIBA utilisées pour l'analyse du drainage superficiel.

	S1	S2	S2a	S2b
drainage superficiel	$D_{min} = D'_{min}$ $D_{max} = D'_{max}$	$D_{min} = 10 D'_{min}$ $D_{max} = 10 D'_{max}$	$D_{min} = 2 D'_{min}$ $D_{max} = 2 D'_{max}$	$D_{min} = D'_{min}$ $D_{max} = D'_{max}$
drainage profond	- -	D'_{min} D'_{max}	D'_{min} D'_{max}	D'_{min} D'_{max}

Tableau 3 : Valeurs cumulées sur un an (mm) des précipitations (P), des drainages superficiel (GD) et profond (BD), du ruissellement (R) et de l'évaporation totale (E), simulés en conditions de prairie argileuse et humide par les modèles HYSWASOR (HYS), LMD, S1, S2, S2a et S2b.

	Prairie Argileuse Humide E25				
	P	GD	BD	R	E
HYS	692	-	31	168	433
LMD	692	-	-	302	392
S1	690	57	-	324	378
S2	690	274	128	231	356
S2a	690	135	126	228	362
S2b	690	102	120	227	368

2.2 Analyse de l'influence de deux paramètres d'entrée de SECHIBA

2.2.1 Coefficients du drainage superficiel

Cette étude a été réalisée à partir de la version S2 dans le cas E25 d'un sol argileux couvert de prairie, en climat humide. Les coefficients du drainage superficiels ont été modifiés, définissant deux nouvelles versions S2a et S2b, comme le montre le tableau 2.

Le tableau 3 montre que le drainage superficiel augmente en même temps que ses coefficients ; la liaison n'est pas linéaire, ce qui était attendu au vu de la paramétrisation des drainages (drainages à deux vitesses et intervention d'une fonction puissance) et de la non linéarité du modèle.

En revanche, les variations provoquées sur les trois autres variables précipitation, ruissellement et drainage profond sont très faibles. Elles sont non seulement faibles en elles-mêmes, mais semblent négligeables par rapport à la différence entre HYSWASOR et l'ensemble des modèles testés.

Deux conséquences sont tirées de ces résultats :

- La première est l'adoption de nouveaux coefficients pour le drainage superficiel :

$$D_{min} = 4D'_{min} \text{ et } D_{max} = 4D'_{max}$$

Ces valeurs doivent donner un comportement moyen vis à vis de celles déjà observées ; ce choix est bien sûr arbitraire, mais autorisé par la faible influence des valeurs du drainage superficiel sur les autres variables, comme par la faiblesse des connaissances en hydrologie à grande échelle.

- La seconde conséquence est plus importante du point de vue théorique. En effet, comme les valeurs des coefficients du drainage superficiel ne manifestent pas d'effet important, la cause essentielle des différences observées entre S1 et S2 dans le tableau 1 doit être l'introduction du drainage profond dans la paramétrisation.

2.2.2 Analyse de la résistance de surface du sol

Cette résistance, qui limite l'évaporation du sol nu, est fonction de l'humidité relative de la couche superficielle du sol :

$$r_s = r_{sol} dss$$

où r_{sol} est une constante, dont la valeur représente la résistance exercée par 1 mètre de sol sec à l'évaporation de l'eau qui serait située sous cette première couche de sol : dans toutes les versions de SECHIBA déjà présentées, $r_{sol} = 33.10^3 \text{ s.m}^{-2}$. dsg est la hauteur, en mètre, de la couche superficielle, donc est proportionnelle à la quantité d'eau maximale que cette couche pourrait contenir ; dss est la hauteur, en mètre également, de sol sec dans la couche superficielle.

Trois nouvelles versions ont été testées afin de voir comment SECHIBA est susceptible de réagir à une modification de la résistance du sol :

- S1 α : c'est S1 où r_{sol} a été divisée par 2,
- S2 α : c'est S2 où r_{sol} a été divisée par 2,
- S2 β : c'est S2 où r_{sol} a été divisée par 10.

Les tests ont par nécessité été réalisés en conditions de sol nu : le tableau 4 ne présente que les deux cas sableux, humide E19 et semi-aride S19, car les comportements relatifs des nouvelles versions par rapport aux anciennes auxquelles elles sont comparées sont identiques dans les cas de sol argileux.

Que ce soit pour S1 ou pour S2, la diminution de la résistance du sol augmente logiquement l'évaporation annuelle. En contrepartie, le ruissellement diminue, de même que le drainage profond ; la diminution de ce dernier est plus particulièrement nette si l'on compare S2 à S2 β : quand la résistance est divisée par 10, le drainage profond passe de 79 à 3 mm pour l'année. Là encore, l'explication découle simplement de la paramétrisation de SECHIBA : l'assèchement du sol par l'évaporation provoque, conformément à l'équation bilan, la réduction du drainage profond, et aussi du ruissellement.

Tableau 4: Valeurs cumulées sur un an (mm) des précipitations (P), des drainages superficiel (GD) et profond (BD), du ruissellement (R) et de l'évaporation du sol nu (E), simulés par les modèles CWRR, LMD, S1, S1 α , S2, S2 α et S2 β .

Sol nu Sableux Humide E19						Sol nu Sableux Semi-aride S19				
P	GD	BD	R	E		P	GD	BD	R	E
667	-	422	0	211	CWRR	330	-	122	0	164
667	-	-	385	151	LMD	330	-	-	53	145
665	64	-	408	127	S1	329	49	-	97	100
665	64	-	376	159	S1 α	329	40	-	73	125
665	326	246	264	37	S2	329	175	79	67	64
665	313	233	255	60	S2 α	329	154	60	61	90
665	260	182	214	153	S2 β	329	170	3	39	184

Du point de vue quantitatif, si l'on confronte le gain d'évaporation obtenu en divisant r_{sol} par 2 avec l'évaporation simulée par CWRR, celui-là semble assez faible. Cette remarque est bien évidemment davantage justifiée pour la série S2, S2 α , puisque l'évaporation simulée par la première version S2 est extrêmement faible. Cependant, en divisant la résistance par 10, on obtient alors une augmentation spectaculaire de l'évaporation, surtout dans le cas S19 où elle va même jusqu'à dépasser celle simulée par CWRR.

Nous avons déjà remarqué qu'une des caractéristiques communes à toutes les versions de SECHIBA était de sous-estimer l'évaporation totale et de surestimer le ruissellement total: comme la valeur de r_{sol} est très forte dans SECHIBA (c'est la plus forte de toutes les valeurs utilisées par des modèles de processus de surface inclus dans des MCG), il nous a donc semblé raisonnable de diviser r_{sol} par 5, afin de réajuster l'évaporation du sol à la hausse.

De plus, après des études analogues, la résistance de la canopée a elle été divisée par 2.

2.3 Limitation de la couche superficielle du sol

2.3.1 Pourquoi?

La modélisation de l'humidité du sol selon le modèle de Choissnel, qui a la particularité fondamentale de remplir le sol *du haut vers le bas*, offre l'avantage de permettre une évaporation du sol nu au taux potentiel quand il vient de pleuvoir après une longue période sèche, ce qui constitue le comportement réaliste dans une telle situation.

La figure 6 montre le cas idéal où, partant d'une saturation du sol, une longue période sèche amène à la subdivision de l'unique couche en une sous-couche humide et une sous-couche sèche, conformément au modèle. Dans une telle configuration, une pluie de faible amplitude (il est surtout important que la hauteur de pluie p soit inférieure à la hauteur de sol sec dsp) va aboutir à la formation de la seconde couche de sol, la couche superficielle, qui sera saturée (c'est le cas typique des pluies automnales). Il faut

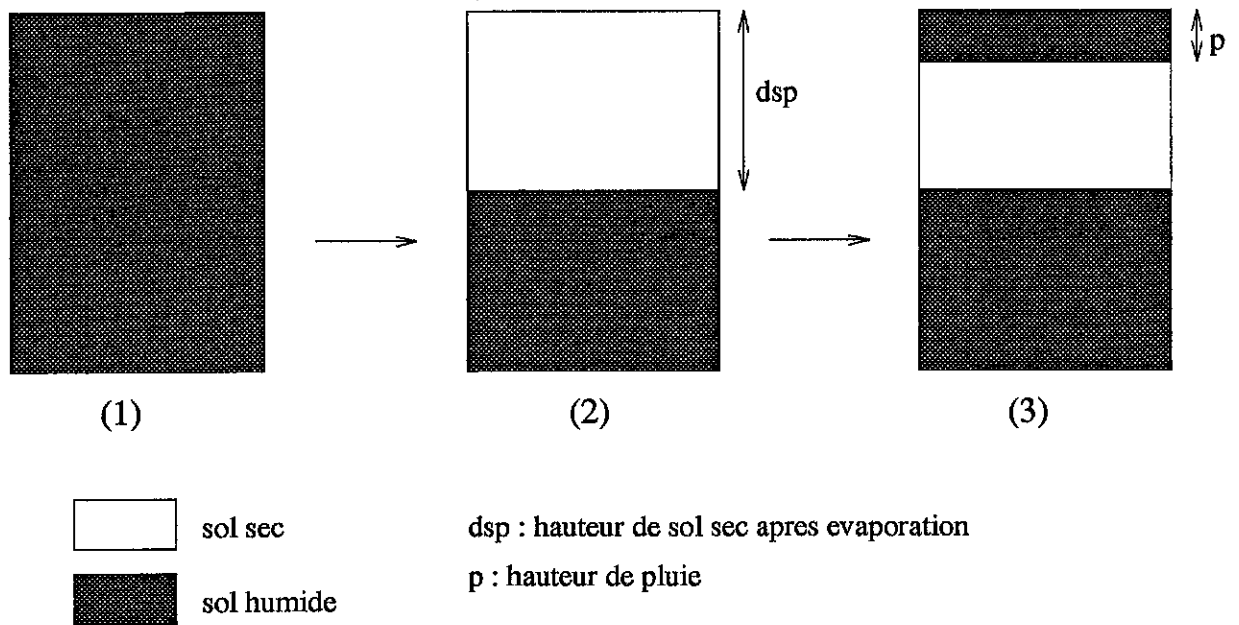


Figure 6: Evolution des profils d'humidité du sol dans le cas idéal.

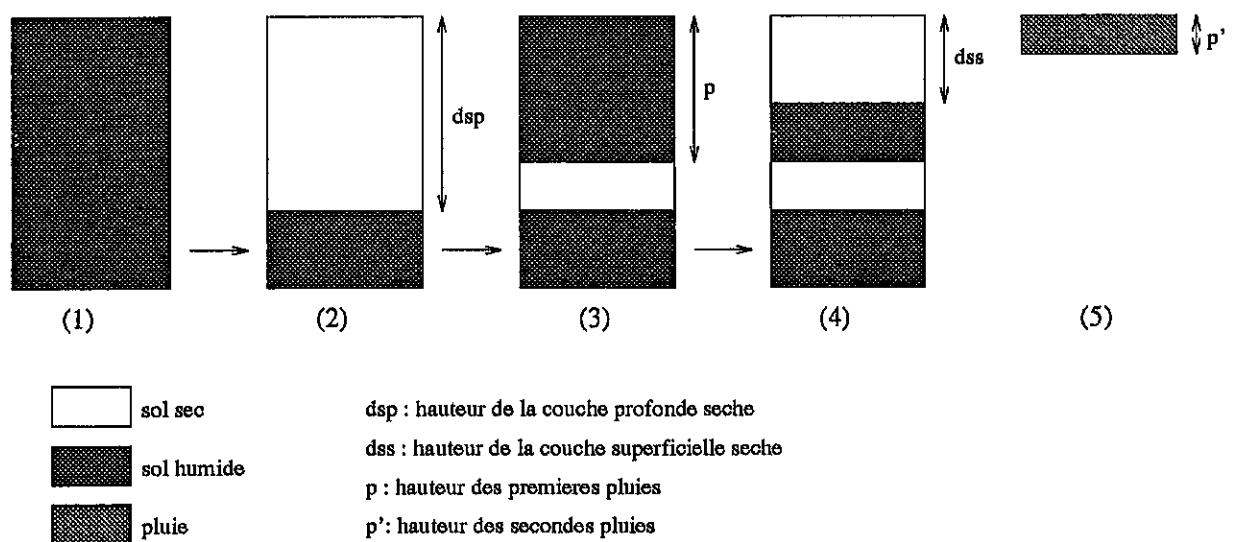


Figure 7: Evolution des profils d'humidité du sol dans le cas du second scenario.

rappeler que l'évaporation puise toujours dans le réservoir humide le plus proche de l'atmosphère, et que toute sous-couche sèche surmontant ce réservoir humide exercera une résistance à l'évaporation. En l'occurrence, l'évaporation aura donc lieu à partir de la couche superficielle, et au taux potentiel.

Imaginons sur cette base un autre scénario (figure 7) où, à partir du même état saturé initial, se succèdent :

- (i) une longue période sèche conduisant à la création d'une couche sèche profonde de hauteur d_{sp} ,
- (ii) un épisode pluvieux important, bien que sa hauteur p soit inférieure à d_{sp} : est alors formée une couche superficielle importante,
- (iii) une nouvelle période sèche conduisant à la subdivision de la couche superficielle en une couche superficielle humide surmontée d'une couche superficielle sèche de hauteur d_{ss} .

S'il se produit dès lors un épisode pluvieux de hauteur p' inférieure à d_{ss} , on s'attendrait à ce que cette eau puisse évaporer au taux potentiel.

Ceci serait réalisé si le remplissage du sol par le haut était encore possible, mais le modèle de Choissnel tel qu'il est implanté dans SECHIBA est restreint par la limitation du nombre de couches à deux seulement. De ce fait, la hauteur d'eau p' s'ajoute à couche superficielle humide, si bien qu'il reste une couche superficielle sèche qui limite l'évaporation.

Deux solutions sont envisageables pour résoudre ce problème : la première consisterait à ne plus limiter le nombre de couches ; la seconde, qui a été retenue car elle était plus simple à programmer, consiste à limiter la hauteur de la couche superficielle.

2.3.2 Mise en oeuvre de la limitation de la hauteur de la couche superficielle du sol

Dans toutes les versions présentées de SECHIBA, la réserve utile maximale d'un sol couvert est de 150 Kg.m^{-2} (cette valeur se rapproche de celle observée en moyenne pour les argiles) et celle d'un sol nu est de 30 Kg.m^{-2} . Cette dernière a été augmentée à 60 Kg.m^{-2} . Ainsi, la sous-estimation flagrante de l'évaporation par SECHIBA en condition de sol nu doit être atténuée par cette augmentation de la capacité du réservoir d'eau disponible : nous avons bien observé une augmentation de 20% environ de l'évaporation dans de nombreux cas qui ne sont pas décrits ici.

La hauteur limite de la couche superficielle a été prise à 0.18 m dans le cas d'un sol couvert, et à 0.08 m dans le cas d'un sol nu.

Il reste enfin à décider du sort de l'eau qui, dans le cas de pluies supérieures à la capacité de la couche superficielle de sol, ne peut plus être absorbée. La possibilité la plus simple consiste à évacuer cette eau sous forme de ruissellement. La seconde consiste à offrir à cette eau la hauteur de sol sec nécessaire à son absorption, par le biais du drainage superficiel, ce qui revient en fait à augmenter le drainage superficiel de cette eau excédentaire en surface.

La limitation de la hauteur de la couche superficielle de sol a été introduite dans SECHIBA en même temps que les modifications présentées précédemment :

- les coefficients du drainage superficiel sont quatre fois supérieurs aux coefficients du drainage profond,
- la résistance du sol est divisée par 5,
- la résistance de la canopée est divisée par 2,
- la réserve utile maximale est de 150 Kg.m^{-2} dans le cas d'un sol couvert de végétation et de 60 Kg.m^{-2} dans le cas d'un sol nu.

Afin de déterminer la meilleure manière de disposer de l'eau excédentaire en surface, produite par la limitation de la couche superficielle, de nouveaux tests ont été réalisés, présentés dans le tableau 5 pour les cas les plus révélateurs (sol nu sableux), et comparant :

- AD0 : SECHIBA avec les modifications ci-dessus exclusivement,
- AD1 : AD0 où la couche supérieure est limitée à 0.18 ou 0.08 m selon la nature de la surface, et où la moitié de l'eau excédentaire est évacuée sous forme de ruissellement alors que l'autre moitié rejoint le drainage superficiel (la solution où toute l'eau est évacuée sous forme de ruissellement a été rejetée car elle augmente vraiment trop le ruissellement aux dépens de l'évaporation)
- AD2 : AD0 où toute l'eau excédentaire rejoint le drainage superficiel,
- UKMO, CWRR et HYSWASOR déjà présentés.

Tableau 5 : Valeurs cumulées sur un an (mm) des précipitations(P), du drainage superficiel(GD), du ruissellement total (R+BD) et de l'évapotranspiration totale (E), calculées par les modèles AD0, AD1, AD2, UKMO et CWRR.

	Sol nu Sableux Humide E19				Sol nu Sableux Semi-aride S19			
	P	GD	R+BD	E	P	GD	R+BD	E
AD0	665	93	495	120	329	42	159	121
AD1	665	165	480	140	329	94	135	152
AD2	665	206	476	141	329	130	124	156
CWRR	667	-	422	211	330	-	122	164
UKMO	667	-	428	240	330	-	124	204

Ce tableau montre que les deux façons de limiter la hauteur de la couche superficielle conduisent à une diminution du ruissellement total et à une augmentation de l'évaporation et du drainage superficiel. Les résultats obtenus avec AD2 sont plus proches de ceux du modèle de référence CWRR, particulièrement dans le cas S19 qui correspond le mieux à la réalité d'un climat sec : c'est donc ce modèle qui a été préféré.

2.3.3 Intérêt vis à vis de l'étude de la sensibilité de SECHIBA à la SSV

La figure 8 illustre comment, après des précipitations de même amplitude, le sol contient plus d'eau, donc peut atteindre plus vite la saturation dans le cas A (hauteur de la couche superficielle limitée) que dans le cas B (où elle ~~ne~~ est pas): en effet, comme l'humidité relative de la couche superficielle après la pluie est réduite dans le cas A, l'évaporation y est donc réduite.

Ce n'est évidemment qu'un exemple théorique simple, qui illustre bien le phénomène. En particulier, il n'y est pas tenu compte de la destinée de l'eau qui, suite à la limitation, ne peut plus être absorbée par le sol. Etant donné le choix qui a été fait d'ajouter cette eau au drainage superficiel, l'humidité du sol doit s'en trouver augmentée dans la couche profonde, ce qui va à l'encontre du raisonnement précédent selon lequel la limitation de la couche superficielle retarde la saturation. Cependant, le taux d'évaporation ne dépend le plus souvent pas de l'humidité relative de la couche profonde, mais de celle de la couche superficielle, qui reste plus faible dans le cas de la limitation; de plus l'augmentation de l'humidité profonde permet d'augmenter le drainage profond. Finalement, la conjonction de ces deux effets permet bien la diminution de l'humidité totale du sol, comme il l'a été observé dans chacun des huit cas (figure 9).

Or, une fois la saturation du sol atteinte, le ruissellement est le même, qu'il soit simulé avec ou sans introduction de SSV. Par conséquent, la limitation de la hauteur de la couche superficielle du sol, en retardant la saturation, permet de garder plus longtemps un comportement différent entre deux modèles qui utiliseraient l'un le modèle de Todini du ruissellement, et l'autre une paramétrisation du ruissellement sans SSV.

Ainsi, la limitation de la hauteur de la couche superficielle peut permettre d'augmenter la sensibilité de SECHIBA à l'introduction sur le ruissellement d'une variabilité spatiale à échelle inférieure à celle de la maille, puisque cette sensibilité est mesurée par la différence entre une simulation avec SSV et une simulation sans SSV, les deux simulations étant effectuées à partir du même état initial.

Toutes les expériences qui seront désormais présentées seront donc basées sur la dernière version de SECHIBA, que l'on nommera désormais AD, et qui est caractérisée par :

- 1 des coefficients du drainage superficiel quatre fois supérieurs à ceux du drainage profond,
- 2 une résistance du sol divisée par 5,
- 3 une résistance de la canopée divisée par 2,
- 4 une réserve utile maximale de 150 Kg.m^{-2} dans le cas d'un sol couvert de végétation et de 60 Kg.m^{-2} dans le cas d'un sol nu,
- 5 une limitation de la hauteur de la couche superficielle de sol à 0.18 m et 0.08, dans les cas de sol couvert et de sol nu respectivement,
- 6 un drainage superficiel supplémentaire à partir du moment où la couche superficielle a atteint sa hauteur limite et est saturée.

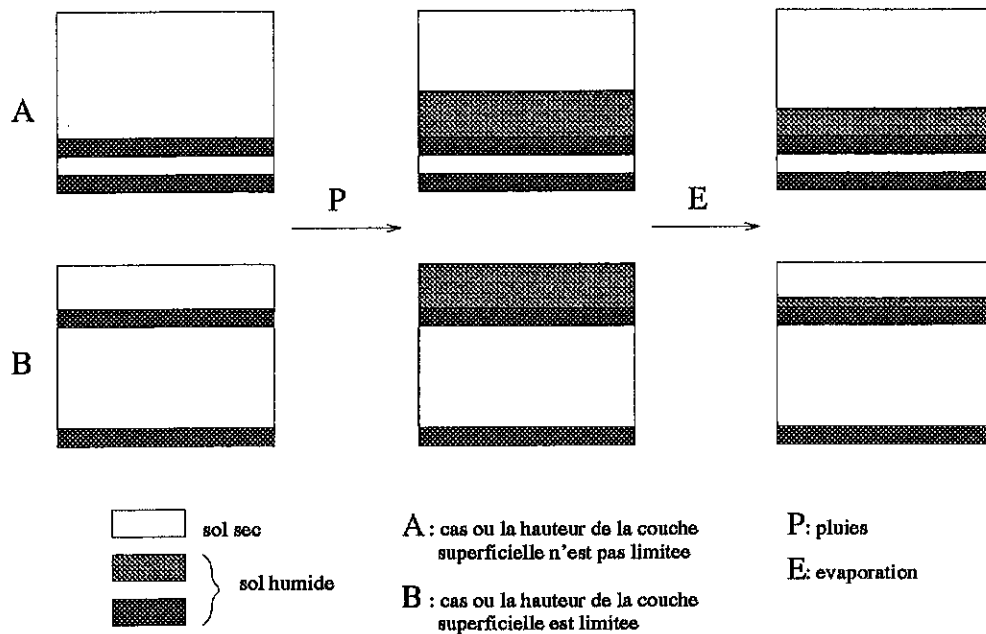
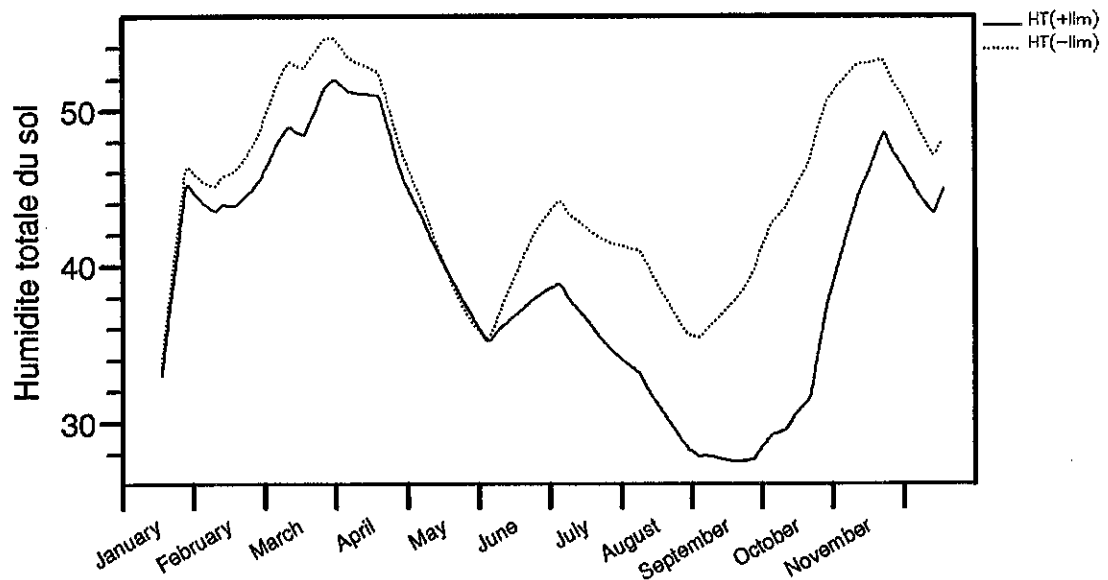


Figure 8: Illustration de la différence de comportement du modèle de sol initial (A), et après l'introduction de la limitation de la hauteur de la couche superficielle (B)



519

Figure 9: Evolutions temporelles lissées par une moyenne glissante de 30 jours, pour un sol nu sableux en climat semi-aride, de l'humidité totale du sol ($Kg.m^{-2}$): HT(+lim) est le cas où la couche superficielle est limitée, et HT(-lim) est le cas où elle ne l'est pas.

2.3.4 Illustration de l'influence de la variabilité spatiale du ruissellement en adimensionnel

La figure 10 montre la comparaison, selon le forçage de sol nu sableux en climat semi-aride (S19), des simulations obtenues d'une part avec cette paramétrisation AD que nous venons de définir, et d'autre part dans le cas où, toutes les conditions étant les mêmes, la SSV est supprimée (AD-SSV).

Des différences apparaissent sur le ruissellement, la variable qui nous intéresse vraiment. Comme les mêmes précipitations sont forcées dans chacune des deux simulations et que l'évaporation y est quasi identique, ces différences sont nécessairement dues à la paramétrisation du ruissellement.

Elles sont particulièrement importantes dans les périodes où les précipitations sont d'intensité moyenne (janvier-février-mars, juin-juillet, octobre): alors le ruissellement simulé par AD est plus fort que celui simulé par AD-SSV. En effet, dans ces périodes intermédiaires, le sol est bien rempli, mais pas saturé: AD produit grâce au modèle de Todini un ruissellement non négligeable, alors que AD-SSV n'en produit pas du tout.

Finalement, en adimensionnel, la paramétrisation de la SSV provoque un déclenchement plus précoce du ruissellement consécutif aux gros événements pluvieux (printemps et automne), ainsi que l'apparition d'un peu de ruissellement quand le sol est sec (été).

Cependant, dans un modèle de circulation générale, la prise en compte des transferts entre les mailles et la variabilité des précipitations provoquée par les différentes rétroactions agissant sur le bilan hydrique, empêche une liaison aussi directe entre les équations et le comportement du modèle, telle qu'elle est permise en adimensionnel.

C'est justement là que réside l'intérêt et la nécessité d'une étude de sensibilité dans un MCG!

3 Etude de la sensibilité du MCG à l'introduction dans SECHIBA d'une variabilité spatiale à échelle inférieure à celle de la maille

3.1 Méthodes

AD et son contrôle (c'est à dire AD-SSV) ont été implantés dans le MCG du LMD, pour des simulations de 5 ans chacune (79-83), réalisées à partir du même état initial.

Les résultats obtenus sont de deux types :

- des évolutions temporelles sur une région donnée : les valeurs de la variable considérée sont moyennées jour après jour sur les points de grille de cette région : c'est donc une moyenne spatiale,
- des cartes : au contraire, les valeurs journalières de la variable considérée pendant une période donnée sont moyennées en chaque point de grille sur un mois : il s'agit donc cette fois d'une moyenne temporelle sur un champ.

Des comparaisons, tant qualitatives que statistiques ont alors été réalisées entre les résultats des deux simulations et, pour les variables du ruissellement et des précipitations, entre ces résultats et des séries de données, mesurées pendant 41 ans sur le bassin du Mississippi [Wallis et al.91].

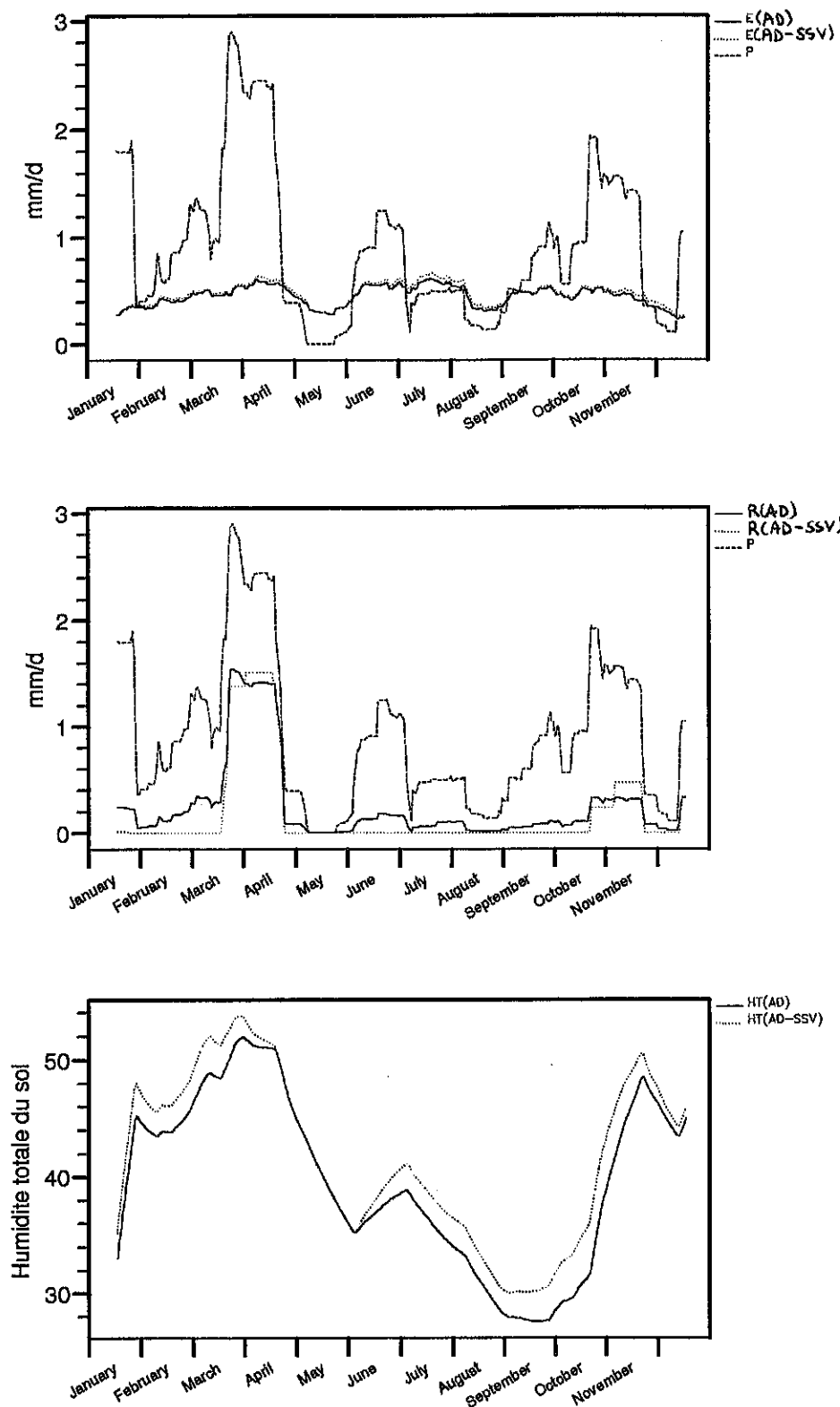


Figure 10: Evolutions annuelles (lissées grâce à une moyenne glissante de 30 jours) des précipitations (P), de l'évaporation (E), du ruissellement (R) en mm/j, et de l'humidité totale (HT) en $Kg.m^{-2}$, pour les deux simulations AD et AD-SSV, dans le cas de forçage S19.

En ce qui concerne les tests statistiques, deux types de tests ont été envisagés : le test du Student (test paramétrique, nécessitant donc une distribution normale des échantillons), et le test de Wilcoxon (test non paramétrique, basé sur les rangs, qui nécessite seulement une distribution symétrique de l'échantillon autour de sa moyenne).

La distribution de toutes les variables devant être testées a été comparée à la distribution de la loi normale, directement et par les quantiles : dans tous les cas, les distributions des variables étudiées s'ajustent bien avec la distribution normale (surtout dans l'intervalle défini autour de la moyenne par l'écart type) et les valeurs extrêmes qui s'éloignent de la distribution normale sont également celles qui perturbent la symétrie de la distribution ; de plus, les échantillons des valeurs simulées par les modèles et ceux des données mesurées sont de taille très différente, ce qui fausse complètement les comparaisons basées sur les rangs.

En conséquence, toutes les analyses statistiques ont été réalisées avec le test du Student. Le résultat de ce test est exprimé par la *valeur p*, qui est la plus petite valeur que l'on peut attribuer au risque de première espèce : plus *p* est petit et moins l'on risque de se tromper en rejetant l'hypothèse nulle (H_0) au profit de l'hypothèse alternative du test (H_1). Dans la suite de l'étude, cette dernière hypothèse H_1 supposera par défaut la différence des deux moyennes comparées.

3.2 Bilans hydriques annuels globaux

Les composantes d'un bilan hydrique global sont présentées dans la figure 11 et les résultats des analyses de ceux qu'ont fourni les deux simulations sont présentés dans la tableau 6.

Le cycle hydrique sur les océans est à peu près identique pour les deux simulations, et dans les deux cas, il apparaît un excédent de vapeur d'eau (Eo-Po), qui sera advecté sur les continents, conformément avec la conservation de l'eau dans le cycle hydrique global. Sur les continents, le cycle hydrique atmosphérique est là encore semblable pour les deux simulations, mais il est déficitaire : les précipitations sont supérieures à l'évaporation. C'est le ruissellement total (R+BD) qui permet de boucler le bilan continental et de lier le cycle continental au cycle océanique. Si cette liaison n'est pas parfaite, et en particulier si le ruissellement total est supérieur à l'excédent de précipitations sur le continent, c'est parce que le cycle hydrique n'est pas complètement fermé : le sol, dont les valeurs initiales de l'humidité ne sont pas en équilibre avec le climat des modèles, est susceptible de fournir (ou prendre) de l'eau au cycle hydrique de surface.

Le plus important dans cette étude est qu'il apparaît une différence significative, au risque de 10%, entre les ruissellements simulés par AD et par son contrôle.

La variable R/P, rapport du ruissellement par les précipitations, est capitale pour l'étude de la sensibilité à la variabilité spatiale du ruissellement, dès lors que l'on travaille dans le MCG. En effet, si les précipitations sont identiques pour tous les modèles en adimensionnel (on travaille sur une seule maille et en conditions forcées), il n'en va plus de même dans un MCG, à cause des transferts d'eau entre les mailles et de la variabilité des précipitations. C'est pourquoi le test de comparaison des rapports R/P est plus significatif que celui qui compare les ruissellements : on peut accepter avec 3% de risque d'erreur seulement que les R/P obtenus avec les deux simulations sont différents.

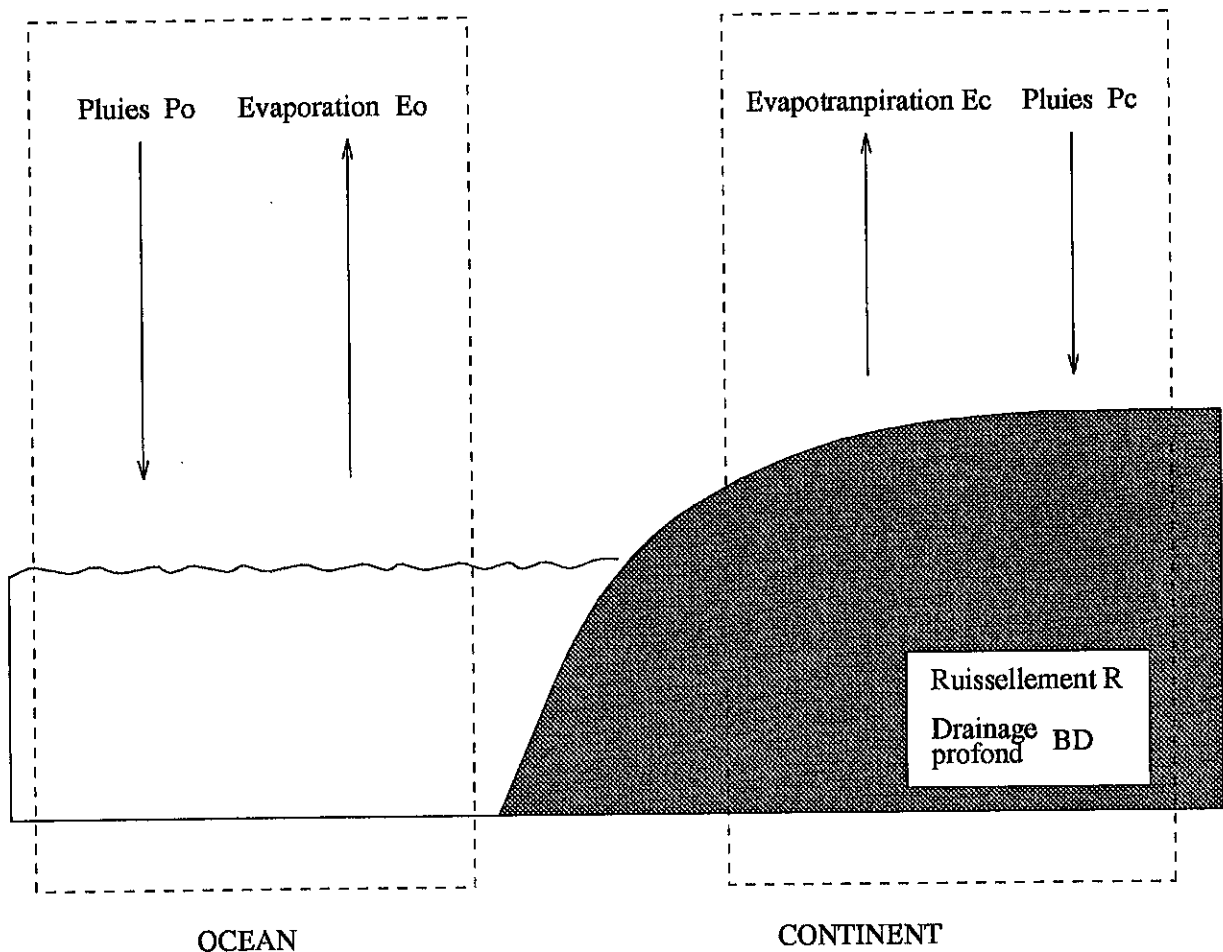


Figure 11 : Schématisation des composantes d'un bilan hydrique global.

Tableau 6 : Comparaison des bilans hydriques annuels globaux : moyennes et tests du Student (p). Les abréviations des variables sont celles décrites dans la figure ci-dessus, R/P est le rapport du ruissellement et des précipitations, et les valeurs à droite des colonnes de moyennes valent respectivement $(E_o - P_o)$, $(E_c - P_c)$ et $(R + BD)$.

		Moyennes annuelles (10^5 m/an)				p (%)
		AD		Contrôle		
Océans	E_o	5188		5176		66.2
	P_o	4344	844	4336	840	72.5
Continents	E_c	883		893		25.1
	P_c	1679	-796	1683	-790	82.4
	R	760		724		10.0
	BD	157	917	188	912	1.2
	R/P	0.4524		0.4301		2.7

Enfin, on peut considérer que le drainage profond a varié, ceci avec un risque de 1.2% seulement.

L'introduction de la SSV dans la paramétrisation du ruissellement affecte donc deux des principales variables de l'hydrologie, le ruissellement et le drainage profond. Cependant, force est de constater que le ruissellement total, somme de ces deux variables, n'est pas différent selon les simulations considérées ($p=75\%$). La seule réelle différence entre le ruissellement et le drainage profond, qui tous deux détournent l'eau du cycle hydrique de surface, réside dans la manière dont ils affectent l'humidité du sol. Or cette dernière variable est différente dans les deux simulations : la moyenne de l'humidité totale du sol est de $55,3 \text{ Kg.m}^{-2}$ dans AD et de $57,8 \text{ Kg.m}^{-2}$ dans son contrôle, et surtout la valeur de p obtenue lors du test de Student sur les moyennes annuelles des humidités des deux simulations est de 16%. C'est sans doute cette différence qui est à l'origine de la différence d'évapotranspiration constatée, au risque de 25.1%, entre les deux simulations. Comme l'évapotranspiration agit non seulement sur les bilans hydriques, mais aussi sur les bilans énergétiques, il semble donc que le MCG est bien sensible à l'introduction de la SSV.

Enfin, il faut noter que sous l'hypothèse alternative H_1 selon laquelle les moyennes de AD sont supérieures à celles de son contrôle, le risque de première espèce p est réduit à 5% pour la comparaison des ruissellements, et à 1.5% pour celle des rapports R/P. Ceci indiquerait que l'introduction de la SSV dans la paramétrisation du ruissellement non seulement montre un effet dans le GCM, mais aussi que comme le voudrait la théorie, cet effet consiste en une augmentation du ruissellement.

Afin de compléter cette étude globale, qui corrobore les résultats obtenus en adimensionnel, nous allons maintenant étudier le comportement spatial des deux modèles comparés.

3.3 Analyses spatiales

Un problème important pour l'analyse des résultats de simulations par des MCG réside dans l'autocorrélation, tant spatiale que temporelle, entre les valeurs obtenues pour une même variable. Pour l'analyse spatiale, le problème de l'autocorrélation temporelle a été résolu en utilisant des cartes mensuelles, obtenues en faisant la moyenne des champs considérés sur la période définie par la réunion des 5 mêmes mois (par exemple les 5 mois de janvier).

Certaines de ces cartes présentent les différences entre les champs simulés par les deux modèles : dans tous les cas, c'est le champ du contrôle qui est soustrait au champ simulé par AD.

Une étude de sensibilité à l'introduction de la SSV sur le ruissellement a été réalisée précédemment au LMD [Suna92], et n'a montré que peu d'effet de la SSV, comme le montre la figure 12 : au mois de janvier, les isolignes de différence entre les ruissellements simulés avec et sans SSV (mais dans les deux cas sans limitation de la hauteur de la couche superficielle de sol) ne délimitent qu'une zone de faible surface et ne représentent de plus qu'une différence très faible, le plus souvent négative de surcroît.

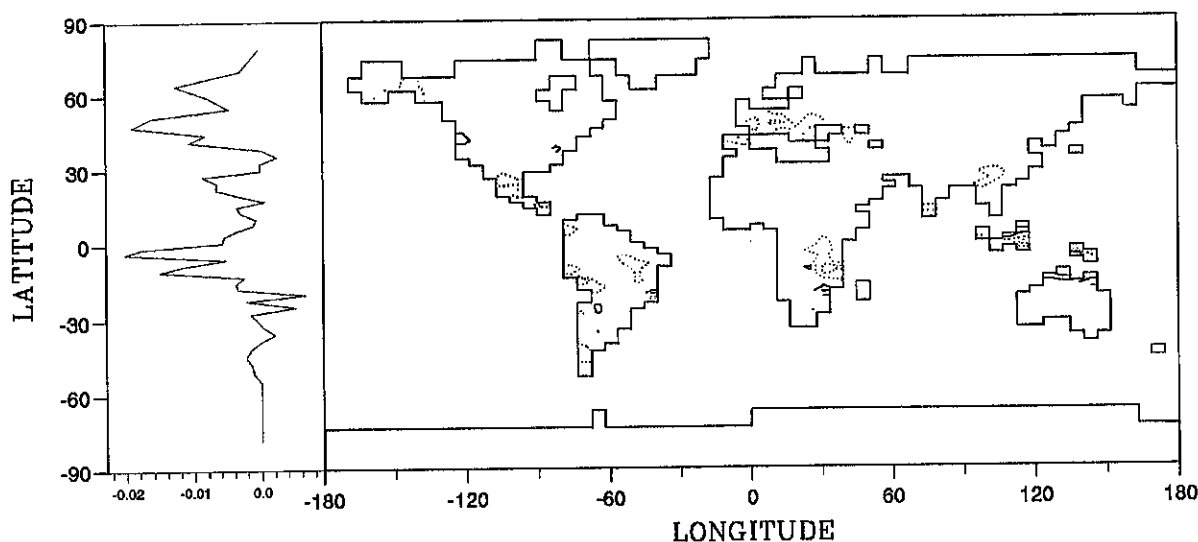


Figure 12: Carte de janvier des différences entre le ruissellement simulé avec et sans SSV, dans le cas où la hauteur de la couche superficielle de sol n'est pas limitée. Les isolignes en pointillé correspondent à des différences négatives (-0.1, -0.3 et -0.6 mm/j) alors que les isolignes en trait plein correspondent à des différences positives (+0.1, +0.3, +0.6 mm/j). Le cadre à gauche de la carte donne la moyenne zonale en janvier de ces différences.

Une analyse semblable a été réalisée avec AD et son contrôle au mois de janvier, et les résultats sont présentés sur les figures 13, 14 et 15, pour les variables ruissellement, précipitation et humidité totale du sol respectivement.

Les différences de ruissellement présentées sur la figure 13 sont beaucoup plus marquées que celles obtenues quand la hauteur de la couche superficielle du sol n'est pas limitée (figure 12). Cependant, alors que l'on s'attendait, au vu de la théorie Todini et des résultats obtenus tant en adimensionnel que sur les bilans hydriques, à ce que le ruissellement simulé par AD soit supérieur à celui simulé par le contrôle, les différences observées sont positives et négatives. Mais, ces différences négatives sont le plus souvent associées à des différences positives fortes, dans des régions qui sont caractérisées par une forte pluviométrie au mois de janvier (figure 14, dans le bassin amazonien, et le sud de l'Afrique surtout). Or, en observant les différences de précipitation dans ces régions, on y retrouve à peu près les mêmes motifs que pour les différences de ruissellement.

Finalement dans les régions très arrosées, les variations de ruissellement semblent corrélées aux variations de précipitation, ce qui traduit l'influence de la variabilité de la précipitation entre les deux modèles.

Il existe en revanche des régions où les différences de ruissellement sont principalement positives : c'est le cas de l'Amérique du nord et de l'Europe de l'ouest notamment. Dans de telles régions, les différences de ruissellement ne sont accompagnées que d'une très faible différence de précipitation, toujours inférieure à 0.5 mm/j en valeur absolue (figure 14) si bien que l'on peut considérer que ces différences de ruissellement traduisent bel et bien une réponse de AD à la SSV. De plus, cette augmentation du

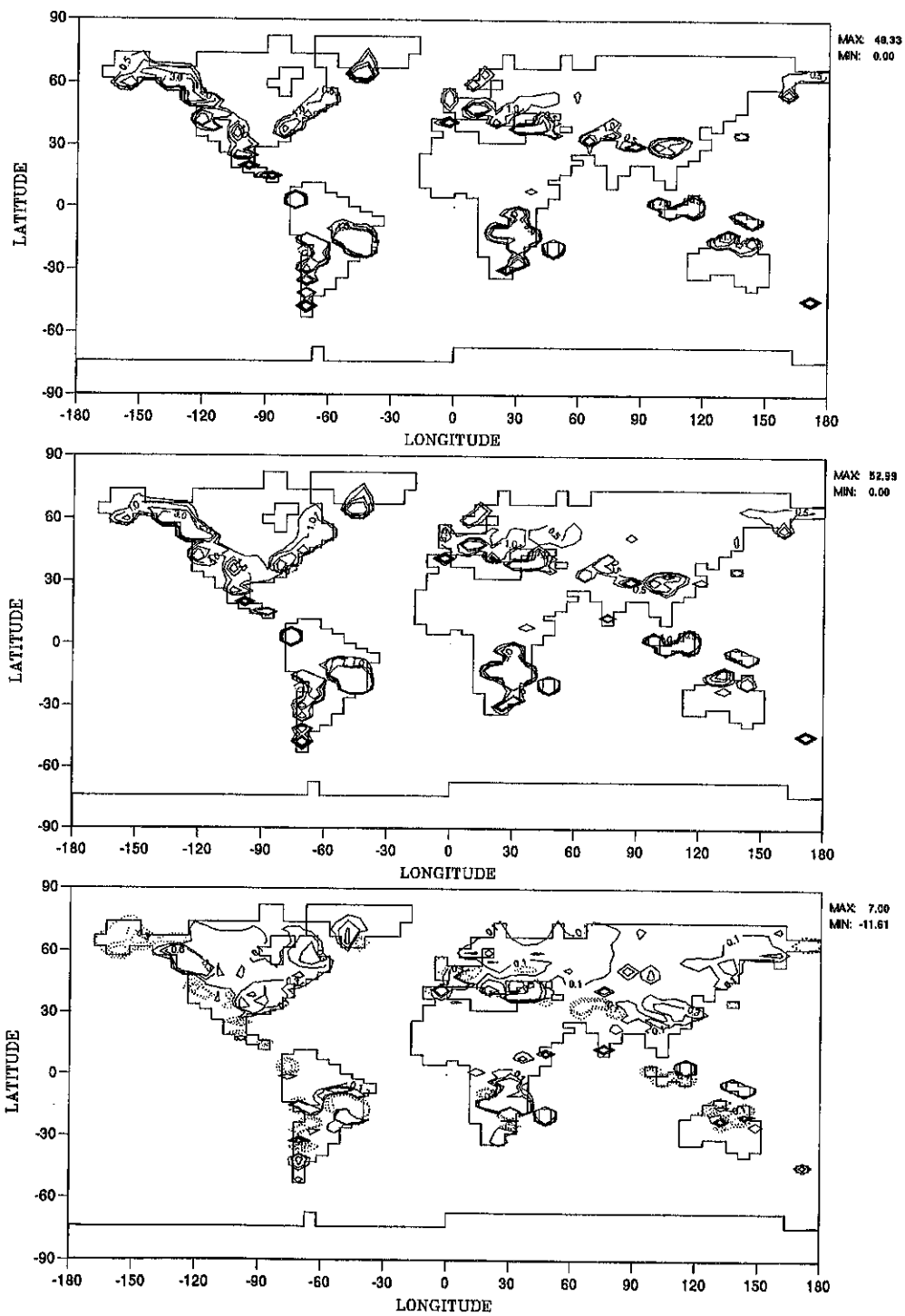


Figure 13: Ruissellement au mois de janvier: la carte du haut est obtenue avec le contrôle, celle du milieu avec AD, et celle du bas présente la différence des deux, où les isolignes en trait plein et en pointillés correspondent à des différences positives et négatives respectivement.

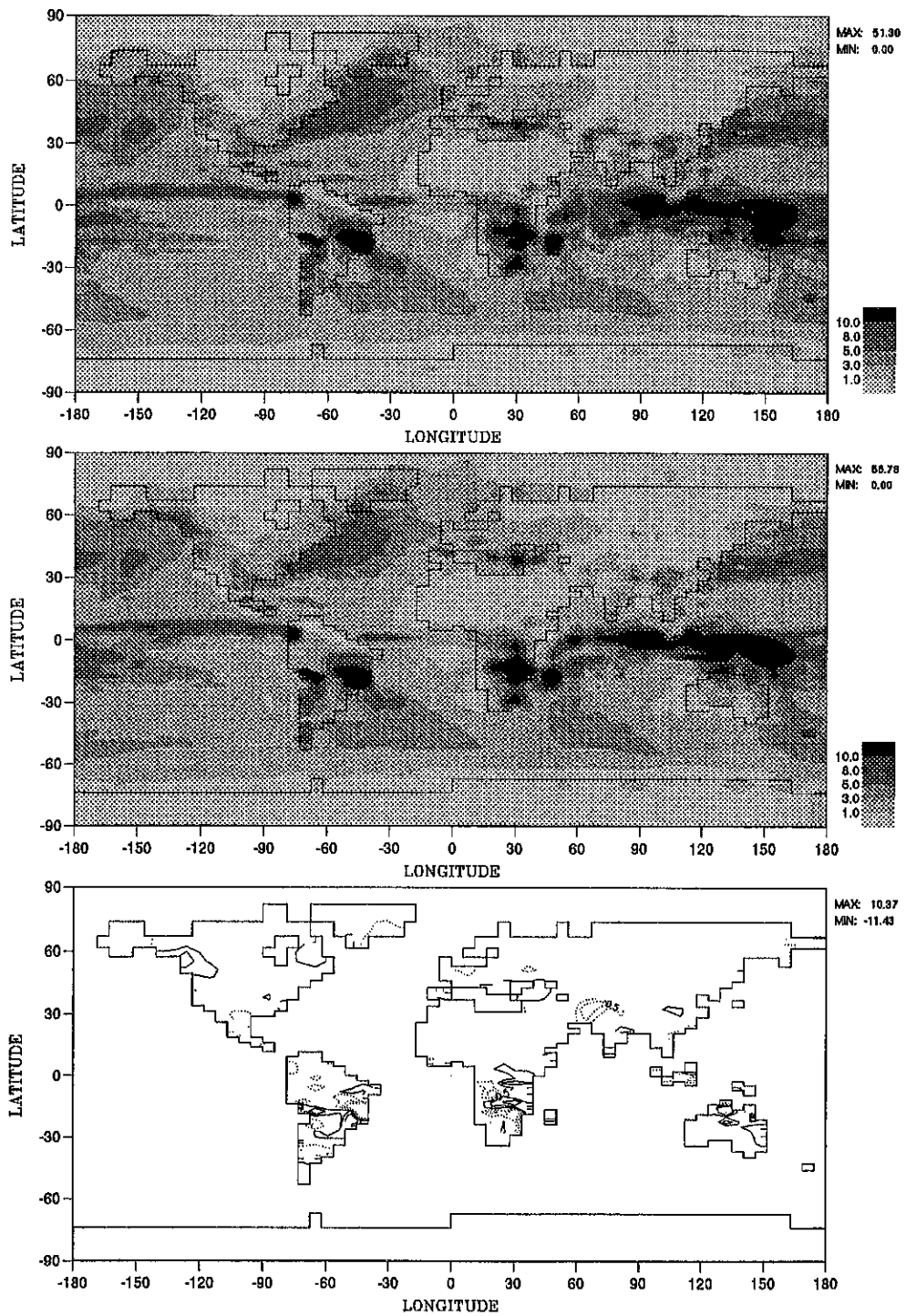


Figure 14: Précipitations au mois de janvier: la carte du haut est obtenue avec le contrôle, celle du milieu avec AD, et celle du bas présente la différence des deux, où les isolignes en trait plein et en pointillés correspondent à des différences positives et négatives respectivement.

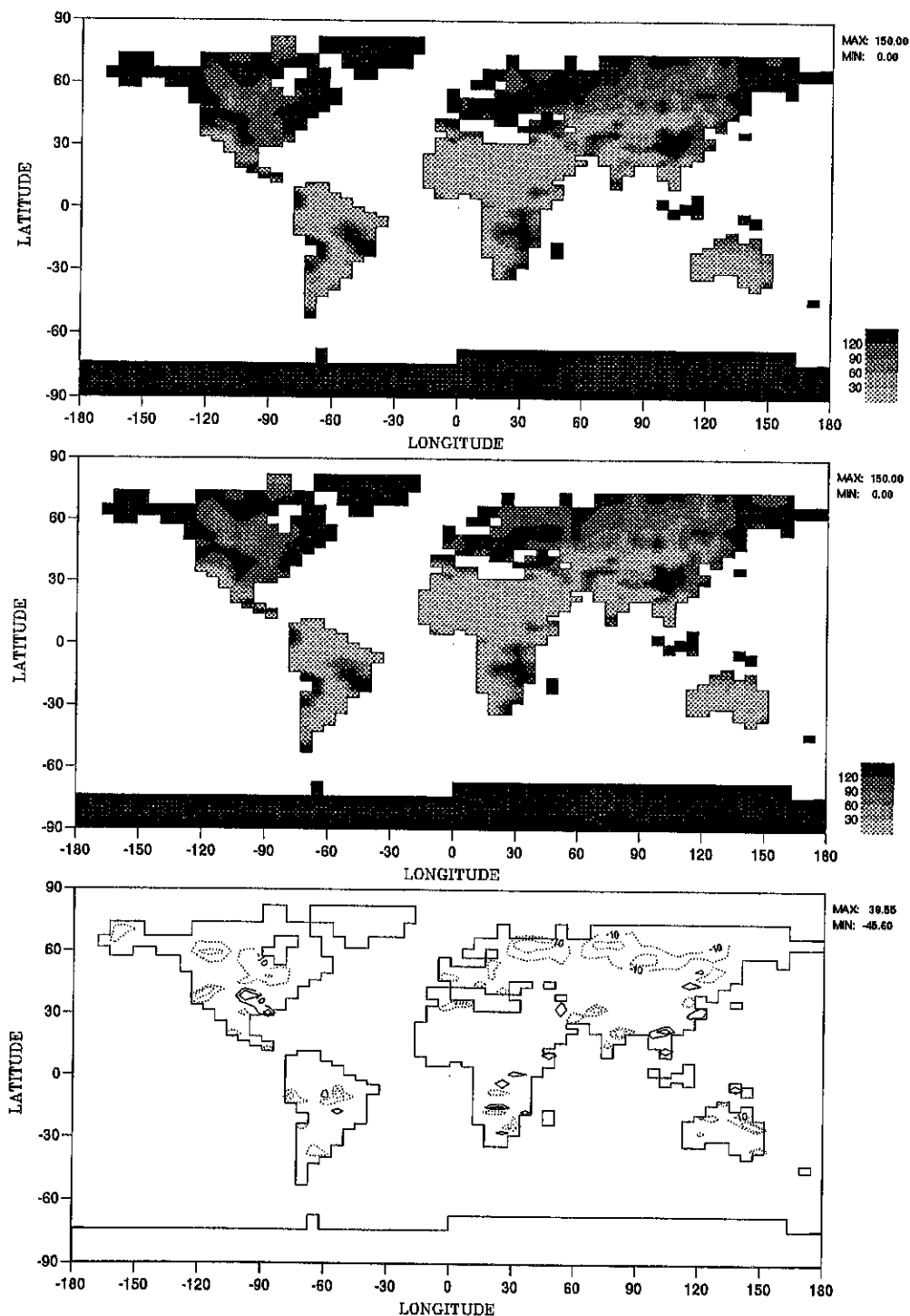


Figure 15 : Humidité totale du sol au mois de janvier : la carte du haut est obtenue avec le contrôle, celle du milieu avec AD, et celle du bas présente la différence des deux, où les isolignes en trait plein et en pointillés correspondent à des différences positives et négatives respectivement.

ruissellement est liée à une légère diminution de l'humidité du sol (figure 15), qui accompagne toujours l'augmentation du ruissellement produite par la SSV du modèle de Todini.

Il est important de noter que dans ces régions sensibles, la pluviométrie est moyenne et que l'humidité du sol est assez élevée, quoique sans doute non saturante. La situation dans ces régions est donc une des ces situations intermédiaires du point de vue hydrologique, dont nous avons déjà vu en adimensionnel combien elles étaient propices à une sensibilité importante de SECHIBA à la SSV.

La sensibilité est beaucoup moins nette en juillet (cartes non présentées), car c'est la saison sèche sur la majorité des continents (hémisphère nord). En fait les seules zones vraiment arrosées sont les zones de convergence intertropicales et les zones de mousson : on retrouve dans ces régions les associations spatiales de différences positives mais aussi négatives, qui sont associées aux mêmes différences de pluviométrie. En revanche, il pleut très peu au mois de juillet sur le reste des continents et le ruissellement est donc forcément très faible : alors, même si la SSV pouvait produire un effet, il serait très faible.

Finalement, cette étude spatiale montre elle aussi un effet de l'introduction de la SSV dans la paramétrisation du ruissellement par le modèle de Todini. Cependant, cet effet est restreint à certaines régions particulières, caractérisées par un régime hydrologique moyen.

3.4 Analyses temporelles sur le bassin du Mississippi

Pour résoudre les problèmes d'autocorrélation spatiale gênants dès que l'on envisage l'analyse temporelle de simulations de MCG, nous avons choisi de réaliser cette étude sur une région homogène du point de vue hydrologique. Alors, même si l'autocorrélation existe (elle est même très forte), elle n'introduit pas de biais dans les résultats.

La région retenue est celle du grand bassin du Mississippi, aux Etats-Unis, et ce pour plusieurs raisons :

- ce bassin est une de ces régions dont le régime hydrologique est moyen, c'est à dire intermédiaire entre celui très fort des zones de convergence intertropicale et celui très faible des régions arides par exemple, et l'on y a déjà remarqué un effet de la SSV en janvier,
- il existe une importante banque de données, établie sur 41 ans, concernant les précipitations et le ruissellement [Wallis et al.91],
- enfin, ce bassin est l'objet de plusieurs projets de coopération internationale (GEWEX-GCIP) : de nombreux travaux le concernent donc, ce qui pourra sans doute permettre des comparaisons fructueuses.

La figure 16 définit ce bassin vis à vis du MCG du LMD et de l'échantillonnage de mesures (apparaît également une région couvrant l'ensemble des Etats-Unis, qui a traitée de la même manière que celle du bassin du Mississippi : les résultats obtenus étant similaires à ceux obtenus sur le bassin du Mississippi, ils ne seront pas présentés).

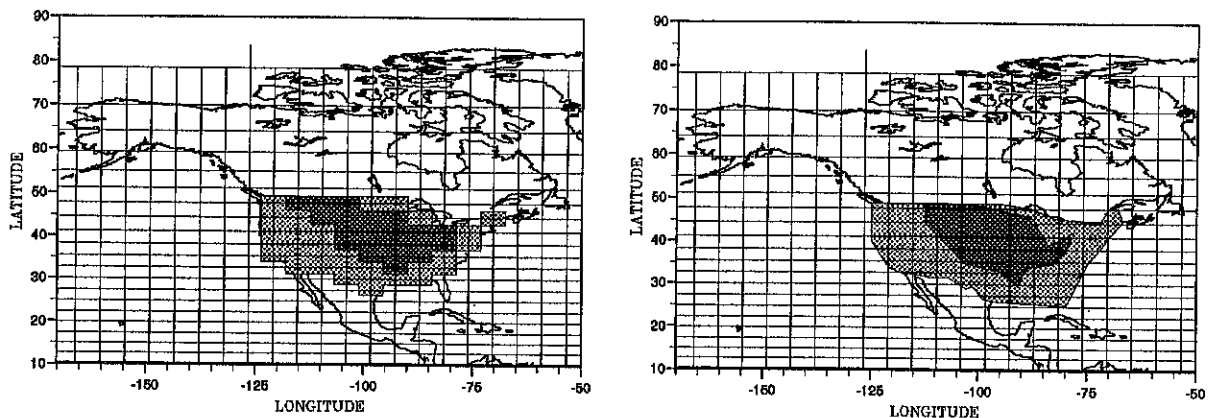


Figure 16: Définition des régions du grand bassin du Mississippi (gris foncé) et des Etats-Unis (gris clair), dans le MCG du LMD (à gauche) et pour l'échantillonnage des données (à droite).

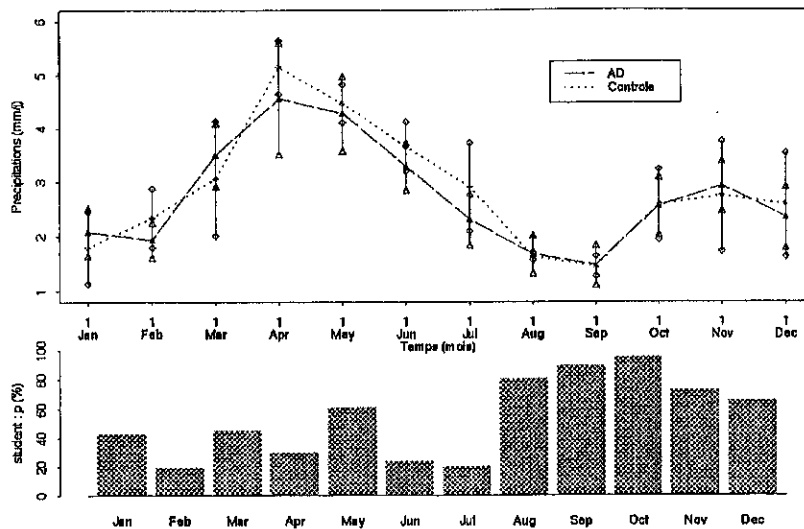
La figure 17 compare les évolutions annuelles moyennes des trois variables précipitations, ruissellement et du rapport des deux (R/P) pour les deux simulations. Si pour chacune des trois variables, les évolutions sont de même forme, il est difficile, étant donné les importants écarts types révélés, de statuer sur la différence entre les deux simulations sans avoir recours aux statistiques.

Afin d'éviter les problèmes d'autocorrélation temporelle sur ces variables (autocorrélation sur trois à quatre mois due à l'importance des saisons dans le cycle annuel), trois modalités de tests ont été utilisées :

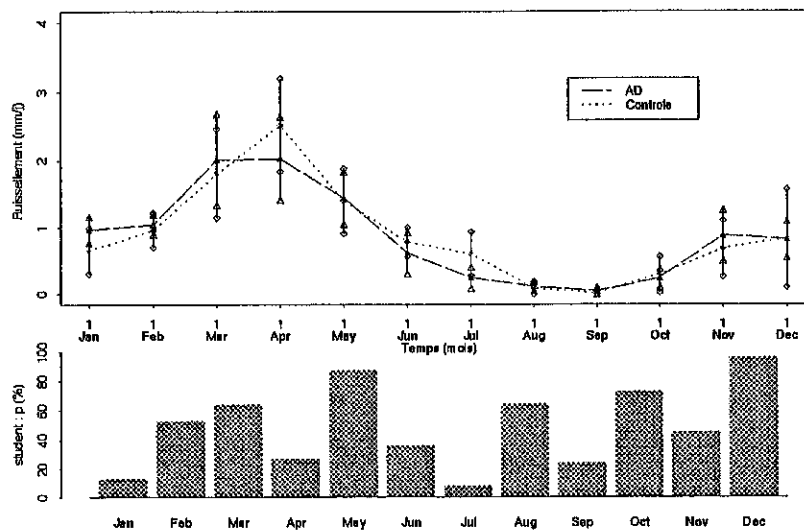
- 1 L'évolution annuelle moyenne du contrôle a été soustraite à chacune des 5 évolutions annuelles obtenues avec AD et son contrôle : on obtient alors deux séries de 5 fois 12 valeurs, désormais nommées les anomalies de la variable étudiée, et ce sont ces deux séries qui forment les échantillons comparés.
- 2 Les échantillons constitués par les 5 moyennes annuelles de chacune des deux simulations ont également été testés.
- 3 Des tests ont enfin comparé mois par mois les échantillons des 5 moyennes mensuelles de chaque simulation.

Quelque soit la variable considérée, les tests faits sur les anomalies sont toujours cohérents avec ceux faits sur les moyennes annuelles (tableau 7), et, sous l'hypothèse alternative H_1 d'égalité des moyennes des échantillons, aucun des deux types de tests n'est significatif. Cependant, si l'on restreint l'hypothèse alternative, certains des tests le deviennent : on peut conclure ainsi , au risque de 15% environ, que les précipitations simulées par AD sont en moyenne plus faibles que celles simulées par le contrôle. Aucun des tests ne permet par contre de conclure au sujet du ruissellement, mais celui-ci dépend des précipitations, et l'on peut affirmer (avec 20 à 25% de risque de faire erreur) que le rapport R/P simulé par AD est supérieur à celui simulé par le contrôle.

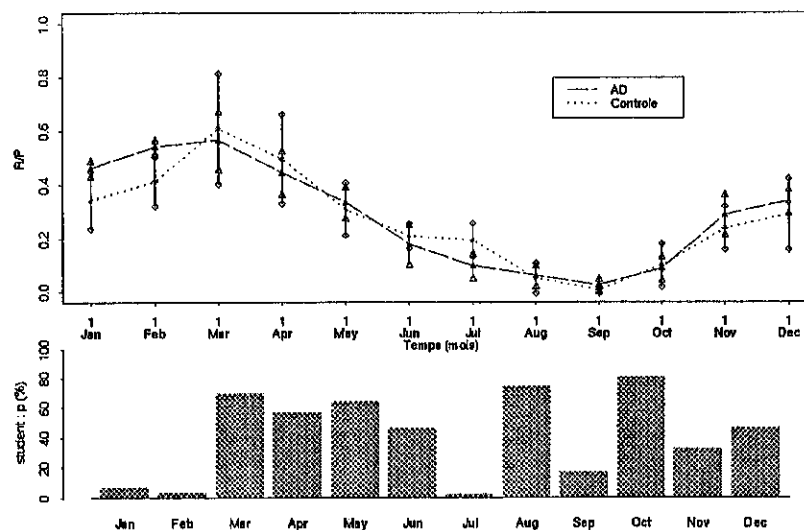
De plus, si l'on s'intéresse maintenant, pour cette variable R/P qui est la plus démonstrative, aux tests réalisés mois par mois (histogrammes de la figure 17), il apparait



A : Precipitations



B : Ruissellement



C : Ruissellement/Precipitation

Figure 17: Histogrammes des tests du Student réalisés mois par mois et évolutions annuelles moyennes : les barres verticales sont définies de part et d'autre de la moyenne à partir de l'écart type, et terminées par un triangle pour AD, par un losange pour son contrôle.

Tableau 7 : Résultats des tests du Student réalisés entre les échantillon issus de AD (de moyenne μ_{AD}) et ceux issus de son contrôle (de moyenne $\mu_{contrôle}$).

		H_1 $\mu_{AD} \neq \mu_{contrôle}$	H'_1 $\mu_{AD} < \mu_{contrôle}$	H''_1 $\mu_{AD} > \mu_{contrôle}$
Précipitations	Anomalies	28.12	14.06	85.94
	Moyennes annuelles	30.70	15.35	84.65
Ruissellement	Anomalies	84.52	42.26	57.74
	Moyennes annuelles	84.99	42.49	57.51
R/P	Anomalies	38.81	80.60	19.40
	Moyennes annuelles	51.73	74.14	25.86

que les deux simulations sont différentes pendant certains mois, notamment janvier, février et juillet, où p est inférieur à 7%. Comme une sensibilité du modèle à la SSV impliquerait une augmentation du rapport R/P avec l'introduction de cette SSV, les deux simulations ont aussi été testées mois par mois sous l'hypothèse alternative que la moyenne des échantillons mensuels de AD est supérieure à celle du contrôle (H''_1). Les résultats alors obtenus correspondent bien aux évolutions annuelles des deux simulations : en juillet, où R/P est bien différent selon les deux simulations, mais inférieur dans AD, p vaut 98.7% ; au contraire, dans les cas où les évolutions annuelles montrent que R/P est supérieur dans AD, cela est confirmé par le student mois par mois : p vaut 3.4% en janvier, 1.6% en février, 16.1% en novembre, 23.1% en décembre et 8.4% en septembre sous l'hypothèse H''_1 .

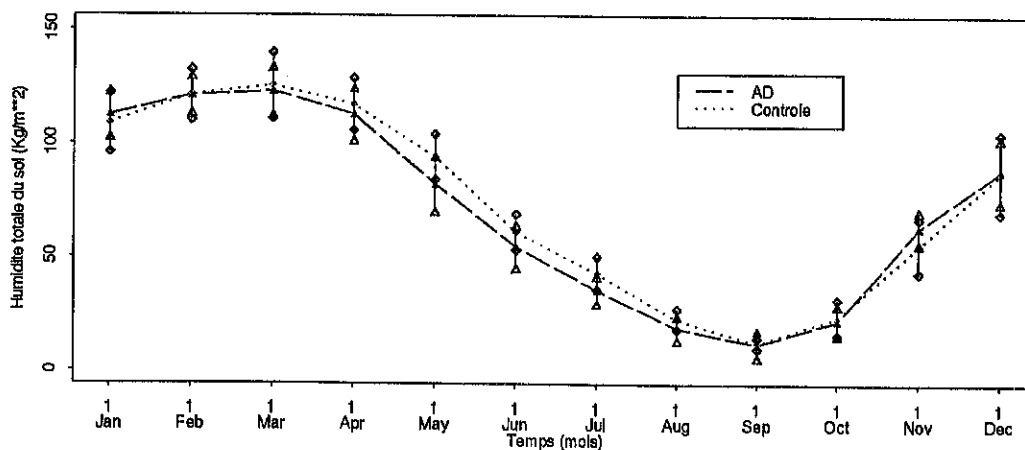


Figure 18 : Evolutions annuelles moyennes de l'humidité totale du sol, simulée par AD et son contrôle. Les barres verticales sont définies de part et d'autre de la moyenne à partir de l'écart type, et terminées par un triangle pour AD, par un losange pour son contrôle.

Au cours d'un cycle annuel se succèdent plusieurs comportements physiques très différents, et c'est ce qui explique sans doute (avec la petitesse des échantillons) que les tests annuels soient si peu significatifs, quand ils peuvent être considérés comme tels. Or il a déjà été montré que le modèle n'est vraiment sensible à la SSV que dans certaines conditions hydrologiques particulières, qui sont celles qui existent dans le bassin du Mississippi de novembre à février : il pleut, mais pas trop, et le sol contient déjà de l'eau, mais sans être encore saturé (figure 18). C'est pourquoi le modèle s'avère bel et bien sensible à la SSV, pendant cette période de remplissage du sol par les pluies hivernales.

Enfin, la figure 19 confronte les évolutions annuelles moyennes des deux simulations à celles obtenues à partir des données : aucune des simulations ne ressemble aux données du point de vue quantitatif (les valeurs de p obtenues sous l'hypothèse H_1 d'égalité des moyennes sont toutes inférieures à 0.5% pour les tests annuels). Cette différence était attendue car il est impossible de simuler exactement le cycle hydrique moyen de 41 ans ; c'est le placement des évolutions des deux simulations par rapport à celles des données qui est susceptible d'augmenter nos connaissances sur l'effet que peut exercer l'introduction dans le modèle d'une variabilité spatiale à échelle inférieure à celle de la maille par le modèle de ruissellement de Todini.

Il semble que AD soit la simulation la plus proche des données, notamment au niveau du ruissellement qui est mieux calé sur celui qui a été mesuré : AD présente le même plateau que les données pendant les fortes pluies printanières, et son évolution est beaucoup plus régulière. Ceci est encore plus net si l'on regarde les évolutions annuelles de R/P : l'accident de juillet disparaît si l'on introduit la SSV (en permettant la production de ruissellement tout au long de l'année, elle réduit les contrastes), et surtout, l'augmentation du ruissellement consécutive au remplissage du sol en hiver (de novembre à mars) est dans AD exactement en phase avec celle observée sur les données, parce qu'elle est plus précoce que pour le contrôle, conformément à ce qui a déjà été observé en adimensionnel.

Conclusion

Les analyses présentées dans la dernière partie mettent toutes en évidence une sensibilité du modèle de circulation générale à la variabilité spatiale à échelle inférieure à celle de la maille (SSV), qui a été introduite dans la paramétrisation du ruissellement. Elles confirment de plus le raisonnement qui a conduit à la limitation de la hauteur de la couche superficielle du sol : la sensibilité ne s'exprime que dans des conditions hydrologiques intermédiaires entre la saturation et la sécheresse, les seules en fait où des paramétrisations du ruissellement avec et sans SSV peuvent conduire à des comportements différents.

En fait, les seules régions où la sensibilité s'exprime nettement sur le ruissellement sont celles qui présentent une variabilité saisonnière importante de leur régime hydrologique, puisque cette variabilité favorise les périodes de transition entre des périodes sèches et humides. La SSV permet justement de rendre plus progressive la transition entre les extrêmes : la réponse aux conditions hydriques n'est plus du type "tout ou rien" mais est beaucoup plus modulée, ce qui augmente les possibilités de rétroaction.

Il semble donc important de poursuivre les études concernant la variabilité spatiale

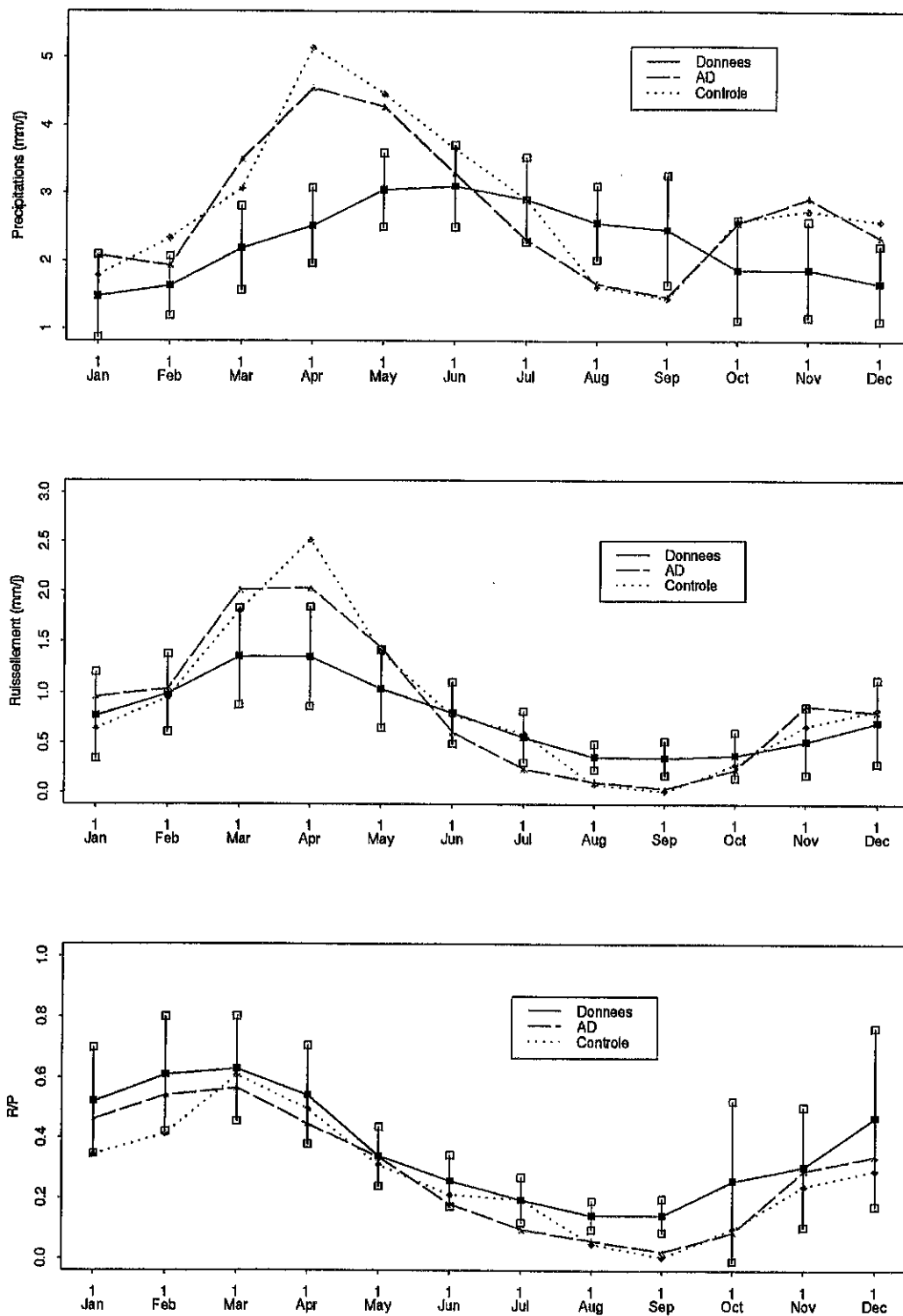


Figure 19: Evolutions annuelles moyennes des précipitations, du ruissellement et du rapport des deux R/P, à partir des deux simulations et des données. Les barres verticales sont définies, pour les données, de part et d'autre de la moyenne à partir de l'écart type.

à petite échelle. Une première étape pourrait être de confirmer les résultats établis ci-dessus dans d'autres régions (l'Europe de l'ouest par exemple), et de déterminer les éventuels effets de la SSV sur d'autres variables : l'évapotranspiration est très importante à ce titre puisqu'elle relie le cycle hydrique au cycle énergétique, mais on pourra s'intéresser aussi aux températures, aux nuages, etc... De telles études passent toutes par l'augmentation de la durée des simulations.

Il faudra ensuite approfondir notre connaissance du modèle de Todini, et en particulier de l'influence d'une variation du paramètre b , qui définit la densité de probabilité du ruissellement à l'intérieur de la maille, et qui jusqu'alors valait constamment 0.2.

Enfin, la sensibilité du MCG du LMD à une variabilité spatiale à échelle inférieure à celle de la maille étant avérée, on pourra envisager d'introduire une telle variabilité dans d'autres paramétrisations, celle des précipitations par exemple, ou sur les propriétés physiques du sol.

Références

- [Choisnel77] Choisnel (E.). – Le bilan d'Énergie et le bilan hydrique du sol. *La Météorologie*, vol. 11, 1977, pp. 103–160.
- [Ducoudre et al.93] Ducoudré (Nathalie), Laval (Katia) et Perrier (Alain). – SECHIBA, a new set of parametrizations of the hydrologic exchanges at the land/atmosphere interface within the LMD atmospheric general circulation model. *J Climate*, vol. 6, n° 2, février 1993, pp. 248–273.
- [Ducoudre89] Ducoudré (Nathalie). – *Sensibilité du climat simulé à la paramétrisation des échanges de vapeur d'eau entre la biosphère et l'atmosphère*. – Laboratoire de Météorologie Dynamique, Thèse de PhD, Université Paris 6, 1989.
- [Sadourny et al.84] Sadourny (Robert) et Laval (Katia). – January and July performance of the LMD general circulation model. *New perspectives in climate modelling*, éd. par Berger (A. L.) et Nicolis (C.). pp. 173–197. – Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 1984.
- [Slaps93] SLAPS (members). – *Comparison of Some Soil Moisture Codes Used in GCM's and Hydrology*. – Rapport technique, European Community, 1993.
- [Suna92] Suna (Mustafa). – Modélisation des échanges d'eau entre le sol et l'atmosphère: ruissellement. – 1992. Mémoire de Maîtrise.
- [Todini88] Todini (E.). – *Il Modello Afflussi deflussi del fiume Arno*. – University of Bologna, 1988.
- [Wallis et al.91] Wallis (James R.), Lettenmaier (Dennis P.) et Wood (Eric F.). – A daily hydroclimatological data set for the continental united states. *Water Resources Research*, vol. 27, juillet 1991, pp. 1657–1663.