
Table des matières

1	Introduction : les surfaces continentales dans la modélisation du climat	7
1.1	Introduction générale	7
1.2	Le bilan d'énergie en surface	12
1.3	Les flux entre la surface et l'atmosphère	13
1.3.1	Les flux de surface	13
1.3.2	Le coefficient d'aridité	14
1.4	La modélisation de l'hydrologie des sols dans les MCG	15
1.5	La représentation de la végétation dans les MCG	17
2	Rôle de la représentation des profils racinaires pour la modélisation de l'interaction biosphère-atmosphère	21
2.1	Résumé	21
2.2	Introduction	23
2.3	Description of the land surface scheme SECHIBA	24
2.4	GCM Experiments with SECHIBA	28
2.5	Modifications to SECHIBA	34
2.6	Experiments with the modified version of SECHIBA	37
2.7	Discussion	41
2.8	Conclusions	45
3	Développement de l'hydrologie des sols dans SECHIBA	47
3.1	Introduction du chapitre	47
3.2	Les mouvements de l'eau dans le sol	48
3.2.1	Le sol	48
3.2.2	Le potentiel de l'eau dans le sol	49
3.2.3	Quelques notions physiques sur la courbe caractéristique	52
3.2.4	Equation de flux en milieu poreux saturé	52
3.2.5	Quelques notions physiques sur la conductivité hydraulique	54
3.2.6	Equations du mouvement dans un sol non saturé	54
3.3	Description de l'hydrologie du sol dans SECHIBA	55
3.3.1	Le modèle hydrologique du Center for Water Resources Research	55
3.3.2	Description générale de l'hydrologie de SECHIBA	58
3.3.3	Prise en compte d'un terme puits : la transpiration	60
3.3.4	Couplage implicite et calcul de l'évaporation du sol nu	64
3.3.5	Fonctions de rétention et de conductivité hydraulique	67

3.3.6	Carte de répartition des types de sols	71
3.3.7	Variabilité sous-maille de la texture du sol	73
3.3.8	Quelques considérations numériques	75
3.4	Conclusion du chapitre	76
4	Simulations forcées	77
4.1	Expériences Odim	77
4.1.1	Nécessité de linéariser par morceaux les fonctions hydrauliques	78
4.1.2	Impact de la résolution verticale sur les flux calculés	84
4.2	Expérience PILPS 2(d) : un forçage non récursif	89
4.2.1	Petit historique de PILPS	89
4.2.2	Introduction sur la phase 2(d) de PILPS	89
4.2.3	Les données	90
4.2.4	Les différentes simulations	92
4.2.5	Résultats de PILPS 2(d)	92
4.2.6	Conclusions sur PILPS 2(d)	99
4.3	Conclusion du chapitre	101
5	Impact de la nouvelle hydrologie sur les processus de surface simulés dans un MCG	103
5.1	Description des simulations	104
5.2	Modélisation des processus d'interaction entre la biosphère et l'atmosphère	105
5.2.1	Importance de la texture du sol sur les flux hydriques	106
5.2.2	Interactions entre les variabilités sous-maille de la texture du sol et de la végétation	113
5.2.3	Interactions entre les profils verticaux de racines et d'eau dans le sol	120
5.3	Etude des bilans hydrologiques globaux	123
5.3.1	Les estimations	123
5.3.2	Les simulations	123
5.4	Évaporation potentielle et évaporation du sol nu	127
5.4.1	Le problème de l'évaporation potentielle	127
5.4.2	Les solutions. La simulation SOIL1b	130
5.4.3	Résultats de la simulation SOIL1b	130
5.5	Conclusion du chapitre	133
6	Conclusions et Perspectives	135
6.1	Conclusions	135
6.2	Perspectives	138
	Annexes	142
A	Acronymes	143
B	Discrétisation des équations du modèle de Dublin	147
C	Nouvelle version de SECHIBA : quelques équations discrétisées	153
C.1	Equations du mouvement	153
C.2	Discrétisation du profil racinaire	156

D	Stabilité numérique du modèle hydrologique	157
D.1	Stabilité numérique du modèle de Dublin	157
D.2	Stabilité numérique du modèle hydrologique de SECHIBA	158
E	Le calcul de l'évaporation	161
E.1	De la formulation de Budyko (1956) à celle de Penman (1948)	161
E.2	Evaluation, d'après Milly (1992), de l'erreur commise sur le calcul de l'évaporation potentielle	162
	Références bibliographiques	164

Résumé

Cette thèse a pour objectif d'améliorer la compréhension et la représentation des échanges hydriques et énergétiques entre le sol la végétation et l'atmosphère dans le Modèle de Circulation Générale du Laboratoire de Météorologie Dynamique. Dans une première partie, la représentation de la variabilité sous-maille de la végétation est étendue aux systèmes racinaires et à l'humidité du sol. La possibilité d'un réservoir d'eau du sol commun aux différents biomes est toutefois retenue. Ce choix permet d'étudier, à travers plusieurs simulations, différents degrés d'hétérogénéité de la surface. Il est montré que la représentation sous-maille des profils racinaires est essentielle pour la modélisation, à grande échelle, des interactions sol-plante-atmosphère. La représentation de ces processus d'interaction reste cependant limitée par une modélisation encore trop rudimentaire de l'hydrologie des sols. Dans une seconde partie, la composante hydrologique du modèle de surface SECHIBA est développée. Elle est basée sur le modèle d'hydrologie physique du Center for Water Resources Research, adapté aux besoins de la représentation de l'interaction sol-plante-atmosphère à grande échelle, et aux contraintes liées au couplage avec le modèle climatique. L'interaction sol-plante repose sur les notions de profil d'humidité et profil racinaire, et de leurs actions réciproques, et permet un meilleur contrôle du système sol-plante sur l'évapotranspiration des surfaces continentales. SECHIBA représente une variabilité spatiale de la texture du sol. Différentes combinaisons entre les variabilités sous-maillles du sol et de la végétation permettent de représenter diverses possibilités d'interactions sol-plante-atmosphère. Il est montré que la texture du sol et la distribution de la végétation sur celui-ci conditionnent le régime d'interaction entre la biosphère et l'atmosphère.

Summary

The aim of this thesis is to improve our understanding and representation of hydrological and energetic exchanges between the soil, the vegetation and the atmosphere in the General Circulation Model of the Laboratoire de Météorologie Dynamique. Firstly, the representation of the sub-grid scale variability of vegetation is extended to root profiles and soil moisture. The possibility of choosing between distinct or common soil moisture for all vegetation tiles within a grid is retained. This choice allows the role of surface heterogeneity to be studied in very contrasting simulations. It is shown that the sub-grid scale representation of root profiles is crucial for the large scale simulation of land surface fluxes. The representation of soil-plant-atmosphere interaction is however limited by a too simple soil hydrology model. Secondly, the soil hydrology of the land surface scheme SECHIBA is improved. It is derived from the physically based hydrological model of the Center for Water Resources Research, and adapted to the representation of soil-plant-atmosphere interactions at large scale, and to the coupling with atmospheric model. In the new model, soil-plant interactions result from roots/soil moisture profiles interactions, represented on a fine vertical resolution. This allows a better control of land evapotranspiration by soil-vegetation systems. SECHIBA in this new version represents a sub-grid scale variability of soil texture. Different possibilities of interactions between soil and vegetation variabilities allow the representation of various soil-plants-atmosphere systems. It is shown that the distribution of vegetation on the soil, and the soil texture influence the way by which soil-plant-atmosphere interact.

Chapitre 1

Introduction : les surfaces continentales dans la modélisation du climat

1.1 Introduction générale

Le cycle de l'eau est une composante essentielle du système climatique de la Terre. Les processus d'évaporation qui se produisent à la surface des océans et des continents nécessitent un apport d'énergie important, qui est libérée dans l'atmosphère lors de la condensation. De cette façon, le cycle de l'eau transporte de l'énergie de la surface vers l'atmosphère. Cette énergie est redistribuée par la circulation générale de l'atmosphère qui induit des mouvements de grande échelle. De plus, la vapeur d'eau est un gaz à effet de serre très efficace dont la présence dans l'atmosphère influence considérablement le bilan énergétique de la planète. Sans effet de serre, la température moyenne de notre planète serait de -18 °C , au lieu des $+15\text{ °C}$ que nous connaissons. Par ailleurs, la formation des nuages et le déclenchement des précipitations sont des processus *visibles* du cycle hydrologique et du climat qui conditionnent la vie végétale et animale. Les précipitations qui tombent sur les continents sont infiltrées à travers le sol, ruissellées, drainées, évaporées par le sol et transpirées par la végétation. Ces processus qui interviennent dans la gestion de l'eau continentale sont très importants tant pour le climat que pour l'hydrologie et l'agronomie où les ressources en eau sont déterminantes pour le développement et la vie de nos sociétés.

Sur les continents, le cycle hydrologique est constitué de deux branches distinctes couplées entre elles : l'une concerne l'atmosphère, l'autre le sol.

La branche atmosphérique du cycle de l'eau est directement liée au climat, et elle est associée à des processus d'échelles spatiales très variées. En effet, les processus de vaporisation et de condensation sont d'échelle locale, alors que la circulation générale entraîne des mouvements de l'eau atmosphérique à grande échelle. Les flux d'évaporation et de précipitation en moyenne globale s'équilibrent et sont de l'ordre d'un mètre d'eau par an. Le stock d'eau atmosphérique est, relativement à ces flux, assez faible. Il correspondrait, réparti sur l'ensemble de la surface de la planète, à une couche d'eau liquide d'environ 2.5 cm. Le temps de résidence de l'eau dans l'atmosphère qui s'en déduit est donc très court, de l'ordre de 10 jours. Ce temps moyen traduit des mouvements de l'eau rapides.

Sur les continents, le cycle de l'eau est au contraire caractérisé par des mouvements de l'eau relativement lents, qui impliquent des échelles temporelles plus longues que dans l'atmosphère. La quantité d'eau qui est évaporée et transpirée par la végétation dépend beaucoup de l'énergie solaire disponible

en surface et fait intervenir des processus complexes de résistance à l'évaporation liés à la distribution de l'eau et des racines dans le sol, à la texture de ce dernier, au mode d'extraction racinaire, à la structure de la végétation ainsi qu'à l'ouverture des stomates de son feuillage. L'eau qui est finalement évapotranspirée est renvoyée dans l'atmosphère, et contribue à 65% des précipitations continentales. Une partie des précipitations qui tombent au sol est infiltrée. Elle constitue une réserve d'eau pour le sol et les plantes qui peut être utilisée sur des périodes couvrant plusieurs saisons. Lorsque les précipitations dépassent la capacité d'infiltration du sol, ou que celui-ci est saturé en eau, du ruissellement se déclenche. Ce processus est très variable spatialement et temporellement. Il dépend aussi beaucoup de la nature du sol, et de l'orographie. L'eau ruissellée et drainée alimente les nappes souterraines, les rivières et les fleuves et conduit à un flux des surfaces continentales vers les océans, qui représente à peu près 35% des précipitations continentales.

L'existence de deux branches si différentes et complexes du cycle hydrologique continental confère aux processus qui ont lieu à leur interface une importance toute particulière. Ils sont définis par le terme de *processus de surface*, et désignent les mécanismes d'interaction entre le sol, les plantes et l'atmosphère. Ces processus déterminent les flux hydriques entre le sol et l'atmosphère, ainsi que la répartition de l'énergie entre les chaleurs sensible et latente.

Dans les Modèles de Circulation Générale (MCG), la représentation des processus de surface joue un rôle clé sur le cycle hydrologique global et le climat simulés. Elle comporte de multiples aspects, allant du bilan énergétique en surface, au calcul du profil de température dans le sol, la prise en compte des processus de neige, la représentation explicite de la végétation, de l'hydrologie des sols, et des échanges hydriques et énergétiques entre la biosphère et l'atmosphère.

Dans ce contexte, cette thèse a pour but d'améliorer la compréhension et la représentation des échanges hydriques et énergétiques entre le sol la végétation et l'atmosphère dans un modèle de circulation générale, celui du Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD).

Motivations de la thèse

Une des difficultés de la modélisation des processus de surface réside dans l'hétérogénéité importante de la surface. La résolution spatiale des MCG est grossière, avec typiquement des mailles de l'ordre de plusieurs centaines de kilomètres de côté. Une maille de modèle climatique englobe par conséquent une vaste région à l'intérieur de laquelle la végétation et les sols sont très variés. Compte tenu des non-linéarités importantes qui caractérisent les processus d'évapotranspiration et de diffusion de l'eau dans le sol, il est nécessaire de tenir compte de la variabilité d'échelle inférieure à la résolution des MCG. La méthode dite de la *variabilité sous-maille* permet d'augmenter artificiellement la résolution des MCG à un coût numérique raisonnable, en considérant une diversité des caractéristiques et des propriétés de la surface dans chaque maille. Son utilisation est pour cela de plus en plus fréquente en modélisation du climat.

Dans le schéma de surface du Laboratoire de Météorologie Dynamique, nommé SECHIBA pour Schématisation des Echanges Hydriques à l'Interface entre la Biosphère et l'Atmosphère, l'hétérogénéité sous-maille de la couverture végétale est partiellement représentée (Ducoudré et al. 1993). La présence simultanée de sept types de végétation et d'un sol nu est permise sur chaque point de grille du modèle climatique. Les différents biomes se distinguent par leur caractéristiques surfaciques comme les résistances stomatale et structurale.

D'autres modèles de processus de surface représentent une variabilité spatiale de la capacité d'infiltration du sol ou de certaines caractéristiques de la végétation (Bonan 1995; Bonan et al. 1993; Ducoudré et al. 1993; Johnson et al. 1993; Koster and Suarez 1992; Wood et al. 1992; Avissar and Pielke 1989; Entekhabi and Eagleson 1989). Cependant, la représentation de la variabilité spatiale par les schémas de surface utilisés dans les modèles climatiques se limite à ces considérations, et ni les réservoirs d'eau du sol, ni les systèmes racinaires des biomes ne sont modélisés à une échelle inférieure à la maille. La diversité des processus d'interaction entre le sol, les plantes et l'atmosphère est fortement sous-estimée, et les flux représentés à grande échelle résultant des différentes contributions sous-maille sont erronés.

D'autre part, la représentation de l'hydrologie des sols dans SECHIBA est basée sur un modèle très simple. Le sol est profond de un mètre seulement, discrétisé sur deux couches dont la profondeur évolue avec le temps. Les processus fondamentaux d'infiltration dans le sol, de diffusion verticale, de drainage ne sont pas représentés. Le ruissellement ne se déclenche que lorsque le sol est saturé sur l'ensemble de sa profondeur. Enfin la nature du sol, dont on connaît le rôle fondamental sur les mouvements de l'eau et les processus d'évapotranspiration, n'est pas considérée. Quelques schémas de processus de surface utilisés dans les modèles climatiques résolvent l'équation de diffusion de Darcy (1856) pour représenter l'infiltration de l'eau dans le sol. Cette équation est hautement non-linéaire et doit être résolue, pour représenter correctement les flux dans le sol, sur une discrétisation fine dans le sol. Mais dans les MCG, la limitation du temps de calcul conduit à résoudre cette équation sur trois ou quatre couches maximum dans le sol (Cox et al. 1999; Xue et al. 1996; Viterbo and Beljaars 1995; Pitman et al. 1991; Verseghy 1991; Dickinson et al. 1993; Sellers et al. 1986), ce qui introduit des erreurs numériques importantes (Blyth and Daamen 1997).

Dans ces conditions la modélisation par les schémas de surface de grande échelle de la gestion spatiale et temporelle de l'eau dans le sol en interaction avec l'atmosphère et les plantes via leurs profils racinaires reste, à l'heure actuelle, très limitée.

Organisation de la thèse

Cette thèse propose de combler les différentes lacunes, évoquées ci-dessus, de la modélisation des processus de surface à grande échelle. Les différents chapitres qui la composent, exposent les développements du modèle SECHIBA, et leur impact sur les processus de surface et le climat simulés. Leur but est de conduire à une représentation pertinente des processus complexes et variés d'interaction sol-plante-atmosphère dans le modèle de circulation générale du LMD.

Dans ce premier chapitre, après l'introduction, quelques éléments théoriques de la représentation des processus de surface dans les modèles climatiques sont brièvement exposés.

Le chapitre 2, consiste à étudier l'importance de la modélisation sous-maille des systèmes racinaires et de l'hydrologie des sols. Tout d'abord, une description détaillée de la version originale de SECHIBA est donnée. Puis une étude des résultats de simulations climatiques conduites avec SECHIBA permet de mettre en évidence plusieurs points faibles de la représentation des processus de surface. Il est montré qu'une profondeur de sol de un mètre est insuffisante pour représenter le stockage inter-saisonnier de l'eau dans le sol, et engendre des sécheresses importantes sur l'ensemble des surfaces continentales. Considérer un sol profond de deux mètres permet d'éviter les sécheresses importantes, mais accentue l'excès d'évaporation continentale. Nous montrons que la représentation sous-maille de

la végétation en surface n'est pas complète, et qu'il est nécessaire de prendre en compte une variabilité sous-maille *dans* le sol. Différents profils racinaires sont donc associés aux divers biomes représentés dans SECHIBA, en s'appuyant sur des profils de longueur racinaire mesurés. De plus, une variabilité spatiale de l'humidité du sol est associée à chacune des canopées présentes sur la maille. La possibilité d'un réservoir d'eau du sol commun aux différents types de végétation est toutefois retenue. Ce choix permet d'étudier, à travers plusieurs simulations, différents degrés d'hétérogénéité de la surface. L'influence des modifications de SECHIBA sur la variabilité inter-annuelle de l'humidité du sol, et de l'évapotranspiration est abordé.

Ce travail a donné lieu à une publication dans *Hydrology and Earth System Sciences* (de Rosnay and Polcher 1998), et il est exposé, après un résumé en français, tel quel dans ce chapitre, en langue anglaise. Il s'en dégage le fait que la représentation sous-maille des profils racinaires est essentielle pour la modélisation de l'interaction entre la surface et l'atmosphère.

Cependant, la qualité de SECHIBA quant à la représentation de l'interaction entre le sol les plantes et l'atmosphère reste limitée par une modélisation encore trop rudimentaire de l'hydrologie des sols. La notion de profil racinaire introduite dans le chapitre 2 est mal exploitée du fait de l'absence de prise en compte des processus de diffusion verticale dans le sol. En outre, une représentation correcte de la partie continentale du cycle hydrique dans les Modèles de Circulation Générale nécessite une modélisation adéquate de l'eau dans le sol, tant spatialement que temporellement.

Le chapitre 3 expose la méthodologie et les choix du développement d'une version de SECHIBA dans laquelle l'hydrologie des sols et l'interaction sol-plante sont complètement repensés. L'hydrologie des sols s'inspire du modèle hydrologique, du Center for Water Resources Research, de Dublin (Bruen 1997; Dooge et al. 1993). Ce modèle résout l'équation de Darcy sur un grand nombre de couches dans le sol. La méthode de linéarisation par morceaux des fonctions hydrauliques qu'il utilise permet d'en limiter le coût en temps de calcul numérique. Dans SECHIBA, il est remanié et adapté aux besoins de la représentation de l'interaction sol-plante-atmosphère, de la modélisation à grande échelle, et aux contraintes liées au couplage avec le modèle atmosphérique. Par exemple, la modification fondamentale de la représentation de l'eau dans le sol nécessite de reformuler la paramétrisation de l'interaction entre les profils racinaires et l'humidité du sol. Le problème des données disponibles à grande échelle constitue une contrainte importante sur le choix des paramétrisations des fonctions hydrauliques. Outre les aspects de physique de l'eau dans le sol, la problématique de la représentation sous-maille de la texture du sol en interaction avec celle de la végétation est étudiée.

Dans le chapitre 4, les choix que nous avons faits concernant la résolution verticale du modèle dans le sol, et la linéarisation par morceaux des fonctions hydrauliques, sont justifiés à l'aide de simulations forcées, découplées du MCG. La nouvelle version de SECHIBA est ensuite validée, en mode forcé, au cours de l'expérience PILPS 2(d) (Project for Intercomparison of Land-surface Parametrisation Schemes). SECHIBA et vingt autres schémas de surface ont participé à ce projet, dont deux articles sont issus (Schlosser et al. 1999; Slater et al. 1999).

Le chapitre 5 est consacré à l'étude de l'interaction entre la biosphère et l'atmosphère dans le modèle de circulation générale couplé à la nouvelle version de SECHIBA. Dans cette version, SECHIBA permet une large gamme de possibilités de représentation de l'interaction entre le sol les plantes et l'atmosphère, selon que les variabilités sous-maille du sol et de la végétation interagissent ou non. Différentes approches sont explorées à travers plusieurs simulations numériques. En particulier, le

rôle de la texture du sol, et de la distribution différentielle de la végétation selon la texture du sol, sur les processus de surface seront étudiés. Au cours de ces études, nous avons mis en évidence un problème d'évaporation potentielle sur le sol nu qui a été résolu.

1.2 Le bilan d'énergie en surface

La répartition spectrale du rayonnement solaire dans l'ultraviolet, le visible et l'infrarouge s'apparente à celle d'un corps noir à environ 6000 K (degrés Kelvin). Une grande partie de l'énergie est émise par le soleil sous forme de rayonnement de longueur d'onde comprise entre 0.4 et 2 μm .

En moyenne globale annuelle la Terre reçoit une énergie égale à 342 Wm^{-2} . Environ un tiers de cette énergie est réfléchi vers l'espace par le sol et les processus de diffusion et réflexion dus aux nuages et aux poussières atmosphériques, sans avoir été absorbée. L'énergie qui est absorbée par le système terre-océan-atmosphère correspond à 240 Wm^{-2} .

On peut considérer que le système climatique de la Terre est à l'équilibre : sa température reste relativement constante au cours du temps, et la Terre émet vers l'espace une quantité d'énergie égale à celle qu'elle reçoit. Etant à une température plus faible que le Soleil, la Terre émet principalement dans l'infrarouge à des longueurs d'onde entre 4 et 100 μm .

Au sol, le rayonnement net R_n résulte de l'équilibre entre énergies solaire et infrarouge. Le rayonnement solaire incident R_s est la somme des flux directs et diffus. Une fraction α_s (l'albédo de surface) de ce rayonnement est réfléchi. Le rayonnement solaire net au sol est donc $(1 - \alpha_s)R_s$. Le rayonnement infrarouge provenant de l'atmosphère R_{atm} dépend du profil de température et de la composition de l'atmosphère (quantité de nuage, de vapeur d'eau, de gaz à effet de serre, d'aérosols...). L'émissivité de la surface est ϵ ; l'énergie infrarouge absorbée est par conséquent ϵR_{atm} . La surface émet, selon la loi de Stefan-Boltzmann, la quantité d'énergie $\epsilon\sigma T_s^4$, dans l'infrarouge (σ est la constante de Stefan-Boltzmann).

$$R_n = (1 - \alpha_s)R_s + \epsilon R_{atm} - \epsilon\sigma T_s^4 \quad (1.1)$$

Le rayonnement net qui arrive au sol s'équilibre avec les processus qui ont lieu en surface :

$$R_n = LE + H + G + P_h \quad (1.2)$$

Ces différents termes sont exprimés en W/m^2 . LE est le flux de chaleur latente, H le flux de chaleur sensible, G est le flux de chaleur dans le sol, et P_h l'énergie utilisée pour la photosynthèse. Cette dernière est très faible comparativement aux autres flux (elle représente moins de 1% du rayonnement net), et elle est négligée dans les modèles climatiques. Sur une période d'un jour ou plus, le flux de chaleur dans le sol G , est relativement petit. La majeure partie de l'énergie disponible en surface est donc répartie entre les flux des chaleurs latente et sensible. Le flux de chaleur sensible chauffe l'atmosphère localement, au dessus de la surface. Le flux de chaleur latente, qui résulte de l'évapotranspiration en surface, soustrait de l'énergie au sol. Cette énergie est transportée par l'atmosphère sur de grandes échelles spatiales et libérée par la condensation.

Le flux de chaleur dans le sol

Le flux de chaleur dans le sol G est généralement modélisé dans les MCG par le système constitué des équations de Fourier et de la chaleur. Ce système suppose que les transferts ont lieu sur la verticale uniquement, les effets des changements de phase dans le sol et les échanges de chaleur dus aux mouvements de l'eau étant négligés (de Vries 1975).

$$\begin{cases} G = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \\ \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda}{C} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \end{cases} \quad (1.3)$$

λ et C sont la conductivité et la capacité thermique du sol, T et G sont respectivement la température et le flux de chaleur dans le sol.

Dans SECHIBA, ce système est résolu sur une discrétisation du sol indépendante de celle utilisée pour l'hydrologie. Le sol est discrétisé sur sept couches thermiques, et la profondeur totale considérée correspond à une constante de temps de deux ans pour la couche la plus profonde, et de trente minutes pour la couche de surface. Les valeurs utilisées dans SECHIBA sont $\lambda = 1.53Wm^{-1}K^{-1}$ et $C = 2.05.10^6Jm^{-3}K^{-1}$ sur un sol non recouvert de neige, et $\lambda = 0.3Wm^{-1}K^{-1}$, $C = 2100 \times \rho_{neige}Jm^{-3}K^{-1}$, avec $\rho_{neige} = 330Kg m^{-3}$ sur un sol couvert de neige.

En réalité on sait que la conductivité thermique du sol dépend de la texture et de la structure du sol, ainsi que de son état hydrique. Mc Cumber et Pielke (1981) indiquent des valeurs de conductivité, pour un sol de texture moyenne, qui varient entre $\lambda = 0.428Wm^{-1}K^{-1}$ lorsqu'il est sec à $\lambda = 2.24Wm^{-1}K^{-1}$ à saturation. Pour l'instant, SECHIBA ne tient pas compte de cette dépendance, et ce point n'est pas abordé dans cette thèse.

1.3 Les flux entre la surface et l'atmosphère

La surface terrestre agit sur le climat en échangeant de l'humidité, de la chaleur, et de la quantité de mouvement avec la couche limite atmosphérique. Les océans sont responsables d'une grande partie de ces échanges. Le flux de chaleur latente y est dominant devant le flux de chaleur sensible. Sur les continents les deux flux sont, en moyenne annuelle, du même ordre, mais leur somme, le rayonnement net, est plus faible que sur les océans (Peixoto and Oort 1992). Bien que la surface de la Terre occupée par les océans soit le double de celle des continents, l'évaporation continentale est un élément essentiel du cycle hydrologique continental. En effet, près des deux tiers des précipitations qui ont lieu sur les continents proviennent de l'évaporation continentale. Contrairement aux océans les surfaces continentales présentent une grande variabilité spatiale et temporelle qui influence les échanges entre la surface et l'atmosphère. Ces échanges dépendent autant de l'état de la surface (température, humidité, albédo, coefficient de friction ...) que de l'atmosphère.

1.3.1 Les flux de surface

Les flux des chaleurs sensible et latente sont des flux de diffusion turbulente. Ils sont modélisés selon la loi de Fick qui indique que le flux est proportionnel au gradient spatial de la quantité considérée.

Le FLUX DE CHALEUR SENSIBLE H exprime les échanges de chaleur entre le sol et l'atmosphère. Il est donc proportionnel au gradient de température entre le sol et l'atmosphère. Dans les modèles de processus de surface, il est donné par :

$$H = \rho c_p C_H \|\vec{V}\| (T_s - T_a) \quad (1.4)$$

avec ρ est la densité de l'air, T_s la température de surface après évaporation, T_a la température de l'air et c_p la capacité calorifique de l'air.

Le FLUX D'HUMIDITÉ entre le sol et l'atmosphère correspond aux processus d'évapotranspiration qui ont lieu en surface. Il est modélisé selon la loi de diffusion précédente par :

$$E = \rho C_E \|\vec{V}\| \beta_s (q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (1.5)$$

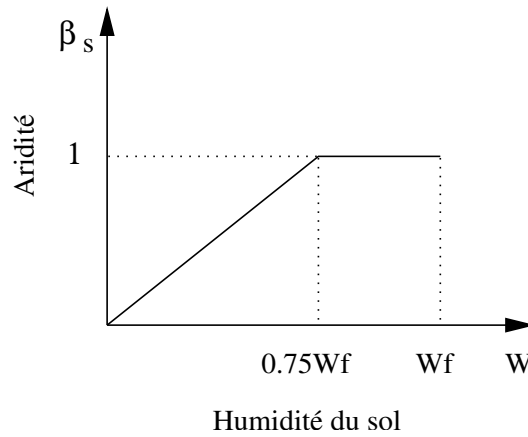


FIG. 1.1 – Fonction d’aridité utilisée dans le modèle de Manabe (1969).

Où q_a est l’humidité spécifique de l’air, $q_{sat}(T_s)$ est l’humidité spécifique de l’air à saturation et à la température réelle T_s , β_s le coefficient d’aridité.

Les coefficients C_H , C_E qui interviennent dans ces deux équations de flux sont respectivement les coefficients de transfert de chaleur et d’humidité. Dans SECHIBA, ils sont égaux à C_D le coefficient de traînée (Laval 1988).

On peut exprimer le coefficient intégral de diffusion en terme de résistance :

$$C_D \|\vec{V}\| = \frac{1}{r_a} \quad (1.6)$$

où r_a est la résistance aérodynamique.

Cela permet d’obtenir une formulation du flux de chaleur sensible en fonction de la résistance, qui est utilisée dans la plupart des MCG.

$$H = \frac{\rho}{r_a} c_p (T_s - T_a) \quad (1.7)$$

Le FLUX DE CHALEUR LATENTE traduit le transfert d’énergie entre le sol et l’atmosphère lors des processus d’évapotranspiration. Il est égal au produit de la chaleur latente de vaporisation de l’eau L , par le flux hydrique E . Il est donné par l’équation :

$$LE = L \frac{\rho}{r_a} \beta_s (q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (1.8)$$

Cette formulation est utilisée dans la plupart, sinon tous, des schémas de surface actuels. Les différences qui existent entre eux résident dans la façon dont ils calculent le coefficient d’aridité.

1.3.2 Le coefficient d’aridité

Le COEFFICIENT D’ARIDITÉ, ou fonction de disponibilité de l’eau, β_w , est défini par Budyko (1956) comme le rapport entre l’évaporation réelle E et l’évaporation potentielle à la température virtuelle T_w :

$$E = \beta_w E_{pot}(T_w) \quad (1.9)$$

La température virtuelle est la température qu'aurait la surface si elle évaporait au taux potentiel. Dans la plupart des MCG, dont celui du LMD, le modèle de Budyko a été introduit sous la forme :

$$E = \beta_s E_{pot}(T_s) \quad (1.10)$$

Le coefficient d'aridité est défini ici comme le rapport entre l'évaporation réelle E et l'évaporation potentielle à la température réelle T_s . Ces deux définitions de l'évaporation potentielle ne sont pas équivalentes. Nous reviendrons plus en détail sur ce point dans le chapitre 5, section 5.4.

Dans ces deux formulations, le coefficient d'aridité exprime le fait que l'évapotranspiration sur les surfaces continentales est plus faible que l'évaporation potentielle. Une valeur de $\beta_s = 1$ correspond à une évapotranspiration au taux potentiel, et $\beta_s = 0$ traduit une absence d'évapotranspiration liée à un très fort stress hydrique.

Manabe (1969) a été le premier à introduire un modèle interactif de processus de surface dans un Modèle de Circulation Générale. Son modèle considérait un sol de $1m$ de profondeur avec pour seule variable le contenu en eau W . Il a introduit l'utilisation du coefficient d'aridité pour limiter l'évaporation du sol dans le cas où le contenu en eau du sol est inférieur à $0.75W_f$, W_f étant le contenu en eau correspondant à la capacité au champ. La fonction qu'il a utilisé pour décrire la dépendance entre le coefficient d'aridité et l'humidité du sol est illustrée en figure 1.1 :

$$\beta_s = \text{Min}\left(\frac{W}{0.75W_f}, 1\right) \quad (1.11)$$

Le modèle de Manabe a été très utilisé dans les MCG pour représenter les surfaces continentales dont l'humidité du sol est une variable pronostique (qui suit une équation d'évolution) (Mitchell and Warilow 1987; Hansen et al. 1983; Arakawa 1972).

Dans les modèles actuels, qui prennent en compte la végétation, le coefficient d'aridité rend compte des contraintes liées aux termes de résistances stomatale et structurale des plantes, et également les contraintes liées à l'état hydrique du sol en interaction avec les profils racinaires de la végétation. Comme le coefficient intégral de diffusion, il peut en effet s'écrire en fonction de résistances à l'évaporation :

$$\beta_s = \frac{r_a}{r_a + r_s} \quad (1.12)$$

avec r_s est la résistance de surface. Cette notation permet d'exprimer facilement la transpiration de la végétation qui comprend plusieurs résistances *en série*. Par analogie à l'électricité, les résistances en série s'additionnent simplement.

Une écriture du flux de chaleur latente entre le sol et l'atmosphère, équivalente à celle de l'équation 1.8, en résulte :

$$LE = \rho L \frac{q_{sat}(T_s) - q_{air}}{r_a + r_s} \quad (1.13)$$

Cette formulation est utilisée dans la plupart des modèles de surface actuels, avec des différences de représentation du terme de résistance de surface.

1.4 La modélisation de l'hydrologie des sols dans les MCG

La modélisation de l'hydrologie des sols dans les modèles de circulation générale fait appel à des méthodes qui sont diverses, et de complexités variées. Nous exposons rapidement dans cette section les caractéristiques principales des modèles les plus utilisés en modélisation du climat.

Le modèle «Bucket»

Manabe (1969) est le premier à avoir considéré les échanges hydriques et énergétiques entre les surfaces continentales et l'atmosphère. La puissance limitée des ordinateurs à l'époque l'a contraint à développer un modèle de surface assez simple. Le modèle *Bucket* (seau en anglais) est un modèle à **une couche**. Il représente le sol comme un réservoir profond de 1 mètre. Il se remplit lorsque les précipitations sont supérieures à l'évaporation. L'évaporation est limitée, comme nous l'avons vu ci-dessus par le coefficient d'aridité. Les processus de diffusion de l'eau dans le sol ne sont pas pris en compte dans ce type de modèle, et la représentation de l'évaporation en est affectée. Le fait de considérer une seule couche dans le sol ne permet pas à l'évaporation de réagir rapidement à un événement pluvieux. Le ruissellement se déclenche lorsque l'humidité totale du sol dépasse la valeur maximale qui est fixée. Le modèle Bucket ne représente pas la végétation.

Jusqu'à récemment, ce modèle était utilisé dans la plupart des MCG capables de calculer une évolution pronostique de l'humidité du sol (Mitchell and Warrilow 1987; Hansen et al. 1983; Arakawa 1972). Puis la représentation des processus de surface dans les MCG s'est sophistiquée, avec notamment la prise en compte de la végétation. Des modèles de surface comme SECHIBA (Ducoudré et al., 1993), SiB (Sellers et al., 1986), BATS (Dickinson et al., 1993), ISBA (Noilhan and Planton, 1989), BEST (Pitman et al., 1991) représentent explicitement le rôle de la végétation dans les échanges hydriques et énergétiques entre les surfaces continentales et l'atmosphère. Leur représentation de l'hydrologie est généralement basée sur des modèles à deux couches, ou plus, dans le sol.

Le modèle «Force-Restore»

Le modèle *force-restore* a été développé par Deardorff (1977) dans le but de simuler le cycle diurne. Ce modèle considère **deux couches** dans le sol, une fine en surface, d'épaisseur d_1 , et une plus profonde, l'épaisseur totale étant d_t . Les humidités sont exprimées en humidité volumique, et leur évolution temporelle s'exprime par ces deux équations :

$$\frac{\partial W_1}{\partial t} = -C_1 \frac{E - P}{\rho_w d_1} - C_2 \frac{(W_1 - W_t)}{\tau} \quad (1.14)$$

$$\frac{\partial W_t}{\partial t} = \frac{P - E}{\rho_w d_t} \quad (1.15)$$

où W_1 est l'humidité de la couche de surface, W_t est l'humidité volumique totale. ρ_w est la masse volumique de l'eau, P les précipitations, E l'évaporation. La constante τ caractérise le temps de rappel, et vaut 1 (pour 1 jour). C_1 et C_2 sont des constantes ajustables. Le terme $-C_1(E - P)/(\rho_w d_1)$ décrit la réponse rapide de la couche de surface aux précipitations et à l'évaporation. Le terme $-C_2(W_1 - W_t)(\tau)$ est le terme de rappel qui permet d'alimenter la couche de surface à partir de la couche plus profonde, avec une constante de temps plus longue.

L'évapotranspiration est déterminée, de la même façon que dans le modèle Bucket, en fonction de l'évaporation potentielle et du coefficient d'aridité. Celui-ci dépend de l'état hydrique de la couche de surface uniquement. Le fait de considérer une couche de surface dans le sol permet de représenter les processus rapides d'interaction entre la surface et l'atmosphère. Ce type de modèle hydrologique est utilisé dans le schéma de surface du CNRM (Centre National de Recherches Météorologiques), ISBA (Interaction Soil Biosphere Atmosphere) (Noilhan and Planton 1989) et dans CSIRO9 (Kowalczyk et al. 1991).

Le modèle de Choisnel

La modèle de Choisnel (1977) est celui qui est utilisé jusqu'à présent dans SECHIBA pour représenter l'eau dans le sol. Comme celui de Deardorff (1977) il considère **deux couches** dans le sol, l'une fine proche de la surface l'autre plus épaisse en profondeur, mais pas de terme de rappel. La profondeur et l'épaisseur de ces couches évolue dans le temps en fonction de l'évapotranspiration, des précipitations et du ruissellement de surface. Ce modèle est décrit en détail dans le chapitre suivant.

Les modèles multi-couches de diffusion

Les modèles hydrologiques physiques résolvent l'équation de diffusion de Darcy (1856), étendue aux milieux non saturés, pour représenter les mouvements de l'eau dans le sol. Cette équation indique que l'écoulement d'un liquide à travers un milieu poreux se fait dans la direction de la force motrice, et est proportionnel au gradient de charge hydraulique et à la conductivité hydraulique. La méthode consiste à discrétiser verticalement le sol et à calculer un profil d'humidité du sol. L'eau apportée par les précipitations, est ainsi diffusée verticalement dans le sol, drainée, ruissellée, évaporée par le sol, ou transpirée par la végétation selon la demande évaporative de l'atmosphère, le type de végétation, le profil racinaire lui correspondant, et la texture du sol.

Cette approche qui permet de représenter de façon physique les processus de diffusion dans le sol, est encore peu utilisée dans les modèles de circulation générale à cause de son coût élevé en temps de calcul numérique. Afin de minimiser le temps de calcul informatique, les modèles "multi-couches" qui sont actuellement utilisés pour représenter l'hydrologie dans les MCG, ne considèrent pas plus de trois ou quatre couches dans le sol (SiB (Xue et al., 1991), BATS (Dickinson et al., 1993), BEST (Pitman et al., 1991), CLASS (Verseghy, 1991) et le modèle de l'ECMWF (Viterbo and Beljaars, 1995)). Pourtant, la forte non-linéarité de l'équation de Darcy exige, comme nous le verrons au chapitre 4, le choix d'une discrétisation dans le sol relativement fine. Blyth and Daamen (1997) montrent également que l'utilisation d'une résolution grossière pour résoudre l'équation de Darcy introduit des erreurs numériques importantes.

La nouvelle version de SECHIBA qui est développée dans cette thèse utilise une approche physique de diffusion de l'eau dans le sol, et considère une discrétisation du sol sur 11 niveaux qui en fait un modèle de surface de grande échelle de qualité unique. L'intérêt de cette approche originale dans un MCG réside, et nous le montrerons au cours de cette thèse, dans la gestion spatiale et temporelle de l'eau dans le sol, autant que dans la représentation de l'interaction sol-plante sur différents horizons.

1.5 La représentation de la végétation dans les MCG

Nous présentons dans cette section quelques éléments concernant les paramétrisations de la végétation dans les schémas de surface utilisés par les modèles de circulation générale. Pour plus de précisions, on pourra se reporter aux descriptions de Polcher (1994) et Viterbo (1996).

Les modèles «big-leaf»

Les modèles *big-leaf* doivent leur nom au fait qu'ils représentent la végétation comme une unique feuille. Chaque maille est partagée entre une fraction de sol nu et une fraction couverte d'une végétation de caractéristiques moyennes. La transpiration, *Transpir*, et la perte par interception, *IL*,

sont calculées, par unité de l'indice de surface foliaire, à partir des équations de diffusion turbulente décrites dans la section 1.3.1.

$$Transpir = \delta_c \left(1 - \left(\frac{I}{I_{max}}\right)^{2/3}\right) \rho \frac{q_{sat}(T_s) - q_{air}}{r_a + r_s} \quad (1.16)$$

$$IL = \left(\frac{I}{I_{max}}\right)^{2/3} \rho \frac{q_{sat}(T_s) - q_{air}}{r_a} \quad (1.17)$$

où δ_c est un paramètre qui vaut zéro s'il y a dépôt de rosée, 1 sinon. I est la quantité d'eau interceptée sur le feuillage, I_{max} la quantité maximale qui peut être interceptée. Le rapport de ces deux quantités définit la fraction de la surface du feuillage recouverte d'eau interceptée. Le calcul de la perte par interception tient compte de cette surface et du fait que l'eau sur les feuilles s'évapore, comme une surface d'eau libre, au taux potentiel ; le seul terme de résistance qui intervient est celui de résistance aérodynamique. La fraction recouverte d'eau interceptée ne peut pas transpirer. C'est pourquoi la transpiration est multipliée par la fraction du feuillage à l'air libre (complémentaire de la surface couverte d'eau interceptée). La végétation ne transpire pas au taux potentiel. Le terme de résistance de surface modélise la difficulté de la plante à transpirer en fonction de l'humidité du sol et de l'énergie solaire disponible. Il dépend des caractéristiques de la végétation également. La difficulté principale liée au concept des modèles «big-leaf» réside dans le fait que les paramètres relatifs à la végétation doivent être représentatifs de différents types de canopées. La variabilité sous maille de la végétation n'est pas modélisée.

Plusieurs modèles de processus de surface s'inspirent du modèle big-leaf développé par Deardoff (1978) pour représenter la végétation : ISBA (Noilhan and Planton 1989), BEST (Pitman et al. 1991), BATS (Dickinson et al. 1993), CLASS (Verseghy 1991).

Le modèle SiB/SSiB

Le modèle SiB (Simple Biosphere Model) a été développé par Sellers et al. (1986) dans le but de représenter les interactions sol-plante-atmosphère dans un MCG de façon assez réaliste. Trois types de couverture sont prises en compte : du sol nu, de la végétation arborée haute, et des arbustes. Trois températures sont modélisées : une concernant les arbres hauts et arbustes qui peuvent se recouvrir, une pour la végétation herbacée, et une pour le sol. Les flux de transpiration et de perte par interception sont modélisés par les équations de transfert turbulent décrites précédemment. Ce modèle représente l'influence de la structure verticale du feuillage sur l'évaporation, par l'intermédiaire d'un terme de résistance supplémentaire. De même, les précipitations sont supérieures dans la partie haute du feuillage, et diminuent, par interception pour des niveaux inférieurs.

L'inconvénient principal de ce modèle est le nombre important de paramètres (44 au total) qu'il nécessite, dont les valeurs sont difficiles à déterminer. Xue et al. (1991) ont développé une version simplifiée de SiB, avec un nombre réduit de paramètres (21 au total), nommée SSiB (Simplified SiB).

Le modèle SECHIBA

Le modèle SECHIBA est décrit en détail dans l'article du chapitre suivant. Développé par Ducoudré et al. (1993), il représente une variabilité sous maille de la végétation en permettant la présence simultanée de plusieurs types de canopée et d'un sol nu. Les flux de transpiration et de perte par interception sont modélisés par les équations de transfert turbulent exposées en section 1.3.1. La structure

verticale du feuillage est modélisée par un terme de résistance de structure qui intervient dans le calcul de transpiration et de perte par interception. Pour représenter la difficulté croissante à transpirer des plantes, il utilise une fonction d'extraction de l'eau du sol, U_s , définie par Choisnel (1977).

Chapitre 2

Rôle de la représentation des profils racinaires pour la modélisation de l'interaction biosphère-atmosphère

2.1 Résumé

Nous proposons dans ce chapitre d'étudier le rôle de la représentation sous-maille des profils racinaires sur la modélisation de l'interaction biosphère-atmosphère par SECHIBA dans le Modèle de Circulation Générale du LMD. Ce chapitre est un article publié dans *Hydrology and Earth System Sciences* (de Rosnay and Polcher 1998).

Après une introduction, une description détaillée du modèle de processus de surface SECHIBA est donnée en section 2.3. SECHIBA considère un sol profond de un mètre, et une variabilité sous-maille de la végétation, en surface uniquement. L'hydrologie des sols est représentée par un modèle à deux couches, dont la profondeur évolue avec le temps.

Dans la section suivante, une simulation numérique de 10 ans est conduite avec le MCG du LMD couplé à SECHIBA. L'analyse des résultats de cette expérience, notée REF, permet de mettre en évidence deux biais du modèles :

- Bien que SECHIBA prenne en compte une variabilité sous-maille de la végétation, le régime d'interaction entre les différents types de végétation et l'atmosphère est peu varié dans le MCG. Une étude régionale menée en Amazonie montre que les cycles annuels de la transpiration de la savane et de la forêt tropicale situées sur une même maille sont fortement corrélés, avec un stress hydrique très marqué pendant la saison sèche. La forte corrélation des cycles annuels de la transpiration des différents biomes situés au sein d'une maille est générale sur l'ensemble des surfaces continentales. Elle s'explique par le fait que seules les caractéristiques de surface varient d'un biome à l'autre. Les profils racinaires, tout comme l'humidité du sol sont uniformes dans chaque maille du MCG, et l'intérêt de la représentation sous-maille de la végétation en est très réduit.
- Dans la région amazonienne étudiée, l'humidité du sol est nulle pendant les plusieurs mois de la saison sèche, et l'évapotranspiration est en conséquence impossible durant cette période. En fait la majeure partie des surface continentales du MCG subissent une sécheresse du sol durant plusieurs mois par an. La profondeur de sol de un mètre seulement est remise en cause car elle

ne permet pas d'emmagasiner suffisamment d'eau dans le sol pendant les saisons de fortes précipitations pour évaporer en saison plus sèche.

Pour tester cette hypothèse, une simulation climatique de dix ans, notée REF+2m, est conduite en considérant une profondeur de sol de deux mètres. Le fait d'attribuer une profondeur de sol plus grande permet d'éviter l'occurrence de phénomènes de sécheresse du sol injustifiés. Cette modification rend SECHIBA capable de stocker dans le sol l'excès de précipitation pendant la saison pluvieuse pour le libérer pendant les périodes où la demande évaporative de l'atmosphère est plus forte que les précipitations. La *mémoire* du sol est accrue. En revanche, la surestimation de l'évaporation continentale est aggravée. Ce travail fait référence à celui de Milly and Dunne (1994) qui ont estimé la sensibilité du cycle hydrique global à l'augmentation de la capacité de stockage d'eau du sol. Dans leurs expériences, l'utilisation d'une paramétrisation de l'hydrologie des sols très simple (modèle *Bucket*, voir chapitre 1) réduit le contrôle de l'évapotranspiration à la disponibilité de l'eau dans le sol. Dans la plupart des modèles de surface l'humidité du sol est un facteur parmi d'autres qui contrôle l'évaporation. Cela explique que les modèles complexes de processus de surface, comme SECHIBA, soient moins sensibles, que celui de Milly and Dunne (1994), au contenu en eau du sol. La surestimation de l'évaporation continentale dénote toutefois d'un contrôle encore insuffisant de l'évapotranspiration par le système sol-plante.

Ces résultats justifient les modifications effectuées sur SECHIBA dans la section suivante (section 2.5). D'une part la prise en compte dans SECHIBA d'une variabilité sous-maille des profils racinaires permet de compléter la représentation sous-maille de la végétation déjà présente dans SECHIBA. Cette paramétrisation des profils racinaires présente plusieurs avantages :

- Chaque biome est considéré indépendamment. La représentation de son profil racinaire dans le MCG est déterminée à partir de mesures.
- Les profils racinaires des différents types de végétations sont représentés par un même modèle, et un seul paramètre suffit à les décrire.

D'autre part une représentation sous-maille de l'humidité du sol est associée à chacune des canopées présentes sur la maille. La possibilité d'un réservoir d'eau du sol commun aux différents types de végétation est toutefois retenue. Ce choix entre une hydrologie distincte ou commune aux différents types de végétation d'une maille, permet d'étudier le rôle du stress hydrique dans deux simulations très contrastées : (i) une simulation, notée EXP1, correspondant à une répartition de la végétation hétérogène avec une hydrologie commune à l'ensemble de la maille ; (ii) une simulation, EXP2, représentant une répartition de la végétation sous forme de grandes étendues homogènes avec une hydrologie distincte pour chacune. Les sections 2.6 et 2.7 décrivent et analysent les résultats de ces simulations. Dans ces deux expériences on montre que c'est la prise en compte d'un profil racinaire correspondant à chaque type de végétation qui permet un meilleur contrôle de l'évaporation par le système sol-plante. La transpiration est principalement conditionnée par le rayonnement solaire quand le contenu en eau du sol est proche de la saturation. Dès lors que le sol commence à s'assécher, la transpiration des plantes dont le système racinaire est peu étendu, est limitée par leur faible capacité à extraire l'eau du sol. Par contre un système racinaire étendu n'est pas un facteur limitant de la transpiration des plantes en bénéficiant (de Rosnay and Polcher 1996).

La prise en compte de la variabilité sous-maille des profils racinaires est donc un élément crucial de la représentation du cycle annuel de la transpiration. De plus elle permet d'atténuer l'excès d'évaporation continentale lié à l'attribution d'une profondeur de sol accrue. L'analyse de la variabilité

inter-annuelle, et de l'amplitude du cycle annuel du contenu en eau du sol et de l'évaporation pour les différentes expériences confirme que l'effet de la prise en compte des racines de façon plus réaliste renforce le contrôle du système sol-plante sur l'évaporation.

Abstract

The aim of this paper is to improve the representation of root water uptake in the land surface scheme SECHIBA coupled to the LMD General Circulation Model (GCM). Root water uptake mainly results from the interaction between soil moisture and root profiles. First, one aspect of the soil hydrology in SECHIBA is changed: it is shown that increasing the soil water storage capacity leads to a reduction in the frequency of soil water drought, but enhances the mean evapotranspiration. Second, the representation of the soil-vegetation interaction is improved by allowing a different root profile for each type of vegetation. The interactions between sub-grid scale variabilities in soil moisture and vegetation is also studied. The approach consist in allocating a separate soil water column to each vegetation type, thereby "tiling" the grid square. However, the possibility of choosing the degree of soil moisture spatial heterogeneity is retained. These enhancements of the land surface system are compared within a number of GCM experiments.

2.2 Introduction

It is widely recognized that the land hydrology plays a fundamental role in the climate. In General Circulation Models (GCMs), the parameterization of land surface processes is important as it determines the lower boundary conditions of the model and the partitioning of energy between sensible and latent heat fluxes (Mintz, 1884; Shukla and Mintz, 1982; Manabe, 1969).

The partitioning of energy between sensible and latent heat fluxes is also linked to seasonal variability of soil moisture which influences the low frequency atmospheric variability (Delworth and Manabe, 1988). Milly and Dunne (1994) have estimated the sensitivity of the global water cycle to soil water storage capacity. Their study emphasizes the fact that the land surface energy balance is strongly influenced by the soil moisture storage capacity.

A realistic representation of the land surface energy balance in GCMs depends also on the representation of sub-grid scale processes. One GCM grid cell typically encloses a region of $300km \times 300km$, in which there can be a wide range of vegetation and bare surface types. Some land surface schemes do take account of sub-grid scale variations in soil type, infiltration capacity, or in vegetation type differing structurally or physiologically (Bonan, 1995; Bonan et al., 1993; Ducoudré et al., 1993; Johnson et al., 1993; Koster and Suarez, 1992; Wood et al., 1992; Avissar and Pielke, 1989; Entekhabi and Eagleson, 1989). Each concentrates on a few aspects of the problem of dealing with land surface heterogeneity. One method currently used to represent the spatial inhomogeneities is a statistical one in which a probability density function is used to describe the variability of a particular land surface characteristic within the grid-box (Bonan, 1995; Bonan et al., 1993; Wood et al., 1992; Entekhabi and Eagleson, 1989). Another method, used in SECHIBA, is the sub-division of the grid box into several land tiles (Ducoudré et al., 1993; Koster and Suarez, 1992; Avissar and Pielke, 1989).

In this study a representation of the sub-grid scale variation of soil moisture is linked to that of vegetation type already present in our model. Their interactions will be studied. The spatial heterogeneity

within the grid is represented by a mosaic of vegetation patches. To each vegetation tile a corresponding soil tile is added, but retain the possibility of a homogeneous soil moisture within the grid. This possibility of choosing between distinct or common soil moisture for all vegetation tiles within a grid-box allows the role of soil moisture stress to be studied in two very contrasting simulations: i) homogeneous but well separated tiles of vegetation within a grid box ii) a well mixed distribution of vegetation types within the grid. The sub-grid scale variability of vegetation is also improved by accounting for different vertical root distribution for each vegetation type. Desborough (1997) has shown that transpiration is strongly sensitive to vertical root distribution. The impact of the improved representation of water uptake by roots on the calculated transpiration of different vegetation types is studied.

The improved land surface scheme is validated directly in the LMD GCM. Although the analysis of the results is more complex because of biases present in the simulated climate, the approach is global, and allows us to test the interactions of the surface scheme with a wide spectrum of climate types.

Following a description of SECHIBA, the deficiencies of the reference version of SECHIBA coupled to the LMD GCM are analyzed and discussed. This indicates that an increase in soil moisture storage capacity could solve some of the problems. An experiment with a larger soil moisture storage capacity is conducted and the results of this experiment are compared to those of Milly and Dunne (1994). Following a description of the modifications made to SECHIBA to allow a representation of a root density profile for each vegetation type present in the grid, and sub-grid scale variability of soil moisture, results of the new version of the model are discussed and presented.

2.3 Description of the land surface scheme SECHIBA

SECHIBA is a parameterization of the hydrologic exchanges between the soil vegetation system and the atmosphere. It was developed by Ducoudré et al. (1993) to use within a general circulation model. In the following description of the land surface scheme the sources of the equations are shown in order to explain their potentials and limits. SECHIBA receives climatic forcing from the GCM and computes the exchanges coefficients between the soil and the atmosphere for each grid-cell of the model. In each grid-cell, up to eight land surface types can be present simultaneously: bare-soil, tundra, grass, steppe, savannah, conifer, deciduous forest, and tropical forest. Each of them occupies a specified fraction of the surface of the mesh. For each of these vegetation types latent heat fluxes are computed independently. A mean flux for the grid-cell is then computed from a weighted average of these fluxes. All the tiles share the same atmospheric forcing and one type of soil.

The soil hydrology

SECHIBA is based on the Choissnel hydrological model (Choissnel et al., 1995; Polcher, 1994; Choissnel, 1977). The soil column is considered to consist of two moisture layers: a superficial and a lower one. The total depth of the soil is a parameter, h_t ($h_t = 1m$ in SECHIBA), and it has a maximum water content of W_{max} which is obtained by integrating the maximum soil water amount per unit of soil volume (ruu_{max} , chosen at $150kg/m^3$ in this version of the scheme) over the entire depth h_t . The behavior of the upper reservoir is more complex than that of a simple bucket as its depth is time dependent. The soil moisture of this reservoir (W_u) is controlled by the moisture convergence:

$$\frac{\partial W_u}{\partial t} = P - E - D$$

For simplicity, P is in this case precipitation reaching the ground but it could also include snow and ice melt. E is soil water loss through evaporation or transpiration of plants. D is the drainage between the two soil layers. A saturated soil moisture (W_{umax}) can also be defined by integrating ruu_{max} over the depth of the upper reservoir (h_{uu}).

For the variations of the depth of the upper reservoir, two cases have to be distinguished. (i) The first one occurs when soil moisture in the upper reservoir is lower than its saturated value. In this case the depth can only be reduced by drainage:

$$\frac{\partial h_{uu}}{\partial t} = \frac{-D}{ruu_{max}}$$

(ii) If the upper reservoir is saturated, soil moisture is maintained at its saturated value. The depth of the upper reservoir increases in situations of moisture convergence:

$$\frac{\partial h_{uu}}{\partial t} = \frac{P - E - D}{ruu_{max}} \text{ if } P - E > 0$$

The upper reservoir exists as long as W_u is larger than zero and $W_u + W_d < W_{max}$ (Where W_d is the soil moisture in the deep reservoir). The upper reservoir is created as soon as precipitation is larger than evaporation.

When there is no upper reservoir, the deep reservoir works as a simple bucket. Its soil moisture varies with time according to the following equations :

$$\frac{\partial W_d}{\partial t} = P - E ; R = 0 \text{ if } W_d < W_{max} \text{ or } P - E < 0$$

$$W_d = W_{max} ; R = P - E \text{ if } W_d \geq W_{max} \text{ and } P - E \geq 0$$

Where R is the runoff. In the presence of an upper reservoir, drainage is the only process which can increase the water content of the deep reservoir.

Drainage

SECHIBA computes drainage between two adjacent soil layers according to the formulation used in the ARNO scheme described by Ducharme et al. (1997), Dümenil and Todini (1992) and Rowntree and Lean (1994). Two regimes are allowed depending on water availability in the upper soil layer. Drainage D from the superficial soil layer toward the deep layer is given by:

$$D = D_{min} \frac{W_u}{W_{umax}} \text{ if } W_u < W_{lim}$$

$$D = D_{min} \frac{W_u}{W_{umax}} + (D_{max} - D_{min}) \left(\frac{W_u - W_{lim}}{W_{umax} - W_{lim}} \right)^b \text{ if } W_u \geq W_{lim}$$

W_{lim} is $0.75 \times W_{umax}$. D_{min} , D_{max} and b are adjustable parameters chosen to be 0.002 mm/h , 0.2 mm/h and 1.5 , respectively. The drainage is larger when the soil moisture of the superficial layer is greater than W_{lim} .

Control of evaporation by the soil-plant system

In SECHIBA, soil moisture controls evaporation through two variables: a water uptake function (U_s) and soil resistance (r_{soil}). The first variable is used for transpiration and combines root properties and soil moisture. The second variable controls bare soil evaporation.

In order to define these two variables an assumption has to be made concerning the vertical distribution of moisture in each layer. A step function was chosen to define the moisture profile. In the general case where the soil contains several layers, a dry soil height h_{ld} below which soil is at saturation and above which soil is dry is introduced for each layer l . The dry soil height can easily be determined by :

$$W_l = \int_0^{h_{lu}} r_{uu}(z)E(z - h_{ld})dz; \quad l \in u, d$$

Where z is the vertical coordinate, distance from the surface, positive downward, W_l is soil moisture in layer l , $r_{uu}(z)$ is the equivalent water depth per unit of length at level z , h_{lu} is the thickness of the layer l , $E(z)$ is the Heaviside step function. Observed root density distributions within soil are very close to an exponential function (Le Roux, 1995; Nepstad et al., 1994; Akpo, 1992; Grouzis, 1988; Kalisz et al., 1987; Gale and Grigal, 1987). Thus the root density profile, $R(z)$, can be characterized by a single number c :

$$R(z) = e^{-cz} \quad (2.1)$$

The ability of roots to extract water for a given relative soil moisture must be represented. Any function, β_{root} , which varies between 1 for saturated soil and 0 for dry soil could be used. In SECHIBA a Heaviside distribution is chosen, and only the two extreme values are used. That allows us to write the equation defining the water uptake function as the integral of the stress exercised by the roots normalized over the depth of the soil. Thus U_s varies between 0 and 1. The calculation of U_s for layer l is:

$$U_s = \frac{\int_0^\infty \beta_{root}(E(z - h_{ld})r_{uu_{max}})R(z)dz}{\int_0^\infty \beta_{root}(r_{uu_{max}})R(z)dz} \quad (2.2)$$

After integration this equation becomes:

$$U_s = e^{-c h_{ld}} \quad (2.3)$$

The integration is carried out from the surface through a bottomless soil column in order to include the entire root system of the plant and to obtain a function which is independent of the total soil depth. This formulation does not take into account the fact that the reservoir has a limited depth and a finite volume of water. This is not a problem as long as the height of dry soil is smaller than the total soil depth. Because of the exponential structure of the root system, the water uptake function tends rapidly towards zero as the dry soil height increases. Thus for large values of the total soil depth h_t or c , the soil should never dry out. Unrealistic situations in which the soil becomes totally dry are thereby avoided. In contrast to other land surface schemes, rooting depth have to be prescribed. The parameter c of root profile is critical, it should depend largely on the vegetation type and can thus be determined, but in the original version of SECHIBA only one value of c is used.

The above discussion applies to the upper and lower reservoirs. When both soil moisture reservoirs are present, the dry soil height of the upper and lower reservoirs can be weighted differently in the

calculation of U_s . When it rains, the upper roots which are in the wetted part of the soil are more efficient in contributing water to transpiration. In SECHIBA, this is modelled by computing the water uptake function using only the dry soil height of the upper reservoir, when it is present, thus favoring evaporation by the upper part of the root system.

The approach used here to derive the water uptake function may also be used to derive the β function in the bucket model (Manabe, 1969) or the Warrilow scheme (Warrilow et al. 1986). To achieve this, the approximation of a homogeneous distribution of moisture and roots has to be made within the bucket. For the root stress, $\beta_{root} = MAX[rwu(z)/rwu_{crit}, 1]$ has to be chosen (where rwu_{crit} is a free parameter). This yields a water uptake function which is not independent of the depth of the reservoir.

In the following it is shown that the current choice of parameters ($h_t = 1m$ and $c = 0.8$) is not optimal and that using observed values for c improves SECHIBA behavior. This approach to modelling the interactions between the soil hydrology and plant transpiration offers new possibilities.

(i) The parameter c can be varied from one vegetation type to the other in order to better take diversity in root profiles into account. (ii) The soil moisture can be distributed within the column using a more complex function. (iii) The complexity of the root stress function can be increased.

The soil resistance to bare soil evaporation can be derived in the same way using a parameter r_t which gives the resistance per meter of dry soil. Using this and the vertical distribution of soil moisture, the following relation is obtained:

$$r_{soil} = h_d * r_t$$

A value of $33000s/m^2$ for r_t was chosen in SECHIBA (Ducoudré et al. 1993).

Evaporation fluxes

TRANSPIRATION:

Transpiration is computed in SECHIBA for each vegetation type i in the grid-box:

$$Transpir_i = (1 - \frac{I_i}{I_{max_i}}) U_{s_i} \rho \frac{q_s(T_s) - q_a}{r_a + r_{0_i} + r_{c_i}}$$

where I_i is the amount of water intercepted by the foliage, $1 - \frac{I_i}{I_{max_i}}$ is the fraction of the foliage available for transpiration (not covered by intercepted water). Transpiration is proportional to the gradient of humidity between air, q_a , and saturation at soil temperature, $q_s(T_s)$. Terms of resistances limits evaporation by accounting for plants and aerodynamic effects: r_a is the aerodynamic resistance and r_{c_i} is the canopy resistance (also called bulk stomatal resistance) (Ducoudré et al. 1993). The canopy resistance r_c depends on the net solar radiation S_n , and the water vapor deficit of the air above the canopy δq , and is inversely proportional to the leaf area index (LAI) and the constant k_0 (Table 2.1), (Ducoudré et al. 1993; Jarvis 1976).

$$r_{c_i} = \frac{1}{LAI_i} \left[\frac{S_n + R_0}{S_n} \right] \left[\frac{a + \lambda \delta q}{k_{0_i}} \right]$$

in which the constant parameters R_0 , a , and λ have the following values: $R_0 = 125W/m^2$, $a = 23.10^{-3}kg/m^3$ and $\lambda = 1.5$. The architectural resistance r_0 was introduced by Perrier (1975) in order to represent the aerodynamic conductance between the leaves and the top of the canopy. In the current version of the model, the same root profile is used in the computation of U_s for all vegetation types.

<i>i</i>	vegetation	L.A.I.		r_0 <i>s/m</i>	k_0 <i>kg/m²s</i>
		summer	winter		
1	Tundra	1	0	10	$5 \cdot 10^{-5}$
2	Grassland				
	Latitude > 45°N	2	1.5	0	$30 \cdot 10^{-5}$
	Latitude < 45°N	0	1	2	$30 \cdot 10^{-5}$
3	Steppe	2.5	1	2.5	$28 \cdot 10^{-5}$
4	Savannah	3.5	1.5	3	$28 \cdot 10^{-5}$
5	Deciduous forest	5	0	25	$25 \cdot 10^{-5}$
6	Conifer	4	3	25	$12 \cdot 10^{-5}$
7	Tropical forest	8	8	25	$12 \cdot 10^{-5}$

TAB. 2.1 – Principal characteristics the vegetation types. The LAI and k_0 are used in the calculation of the canopy resistance; r_0 is the architectural resistance.

Consequently, only the various values of canopy resistance (Table 2.1) produce different values of transpiration.

BARE SOIL EVAPORATION

Bare-soil evaporation, E_{nu} , is calculated in SECHIBA as follows (Ducoudré et al. 1993):

$$E_{nu} = \rho U_s \frac{q_s(T_s) - q_a}{r_a + r_{soil}} \quad (2.4)$$

The term U_s is included in the first version of SECHIBA (Ducoudré et al. 1993) but it has no strong justification and its role is very limited, as seen in this simple example. If one chooses a dry soil height of $0.1m$ one obtains $r_{soil} = 3300s/m$ and $U_s = 0.92$. This shows that the bare soil resistance is the main parameter controlling evaporation from bare soil.

INTERCEPTION LOSS

When it rains, or when dew is forming, a film of water starts covering the leaves until the maximum storage capacity of the leaves is reached. The intercepted water is evaporated at a near potential rate, but at the same time, transpiration is suppressed over the fraction of wetted canopy. The amount of water intercepted by the foliage (I , in kg/m^2) is controlled by incident rainfall and interception loss. It is limited by the maximum capacity ($I_{max} = 0.1 LAI$). The evaporation of the intercepted water takes into account the different exposure to the air of the leaves in the canopy by including the architectural resistance r_0 (Ducoudré et al. 1993).

$$IL_i = \left(\frac{I_i}{I_{max_i}} \right) \rho \frac{q_s(T_s) - q_a}{r_a + r_{0_i}}$$

2.4 GCM Experiments with SECHIBA

The present study is based on the analysis of 10 year integrations of the LMD General Circulation Model (GCM) coupled to SECHIBA. The observed sea surface temperatures over the period 1978-1988 are used as boundary conditions for all experiments. Version cycle 6 of the LMD-GCM is used here with a horizontal resolution of 64×50 points (approximately $5.6^\circ \times 2.0^\circ$ in the equatorial regions) and 11 vertical levels. The LMD GCM is documented in Polcher and Laval (1994), Le Treut and Li (1991) and Sadourny and Laval (1984).

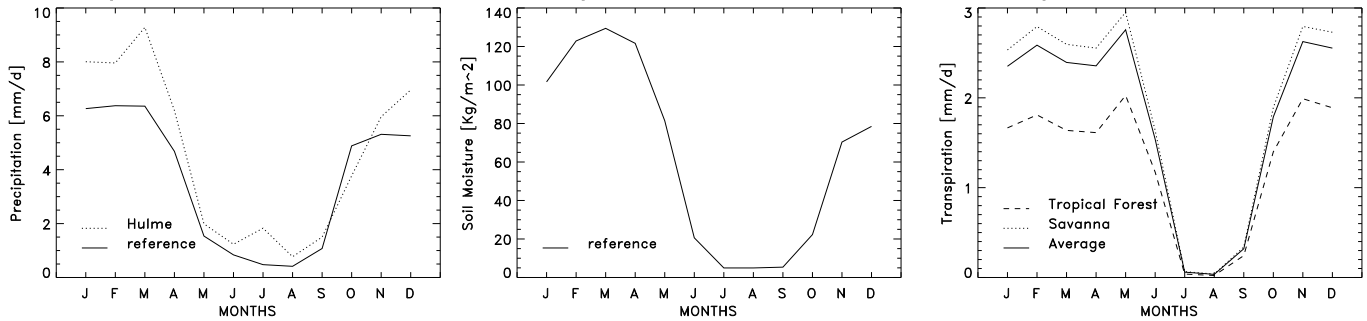
The experiments differ by the treatment of the soil hydrology/biosphere interaction. Various modifications made to SECHIBA will be explained later. A reference GCM simulation was performed with the land-surface scheme SECHIBA described above.

The Reference experiment ("REF")

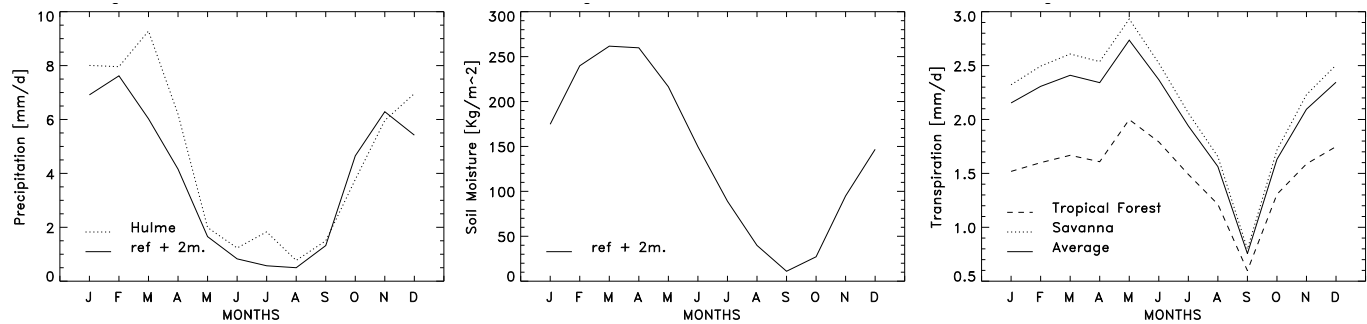
A detailed study of the reference version of SECHIBA (denoted REF) is conducted in a region on the eastern border of the Amazonian forest. This region is a representative example showing the model behavior in tropical regions, where the surface is partially covered by tropical forest and savannah. The annual evolution of precipitation, soil moisture and transpiration are shown in Figure 2.1a. The annual distribution of precipitation is characterized by a single rainy season from October to April and a single dry season from May to September. Compared to estimates (Hulme 1992), the computed precipitation is too little, but the annual cycle is well represented. Model results in this region point out two dominant deficiencies of SECHIBA affecting most of the land surfaces in the GCM.

First, a strong correlation (0.995) between the annual cycle of savannah and tropical forest transpiration is noted in this region. SECHIBA computes a transpiration rate for each tile of each grid cell, but although the various canopies are characterized by different parameters (Table 2.1), their transpiration behaviors exhibit similar properties (Figure 2.1a). In contrast, estimates show that savannah and tropical forest follow very different annual cycles for transpiration. While tropical forest maintains near constant evaporation rate all year long (Shuttleworth 1988a), savannah displays a more contrasted annual cycle with large values of transpiration during the rainy season and low values during the dry season (Wright et al. 1996). Le Roux (1995) shows that during wet months transpiration (Tr) is close to potential evaporation (E_0) for both tropical forest and savannah. From Shuttleworth estimations he computes the ratio Tr/E_0 . Typically, Tr/E_0 is equal to about 0.98 all year long for tropical forest, showing the stability of forest transpiration. For savannah, Tr/E_0 varies from 0.93 during wet months to very low value during dry months. The model is not able to represent such differences in the annual cycle of transpiration between tropical forest and savannah, because all vegetation types within a mesh share the same soil moisture reservoir. Furthermore, the water uptake function in this reference simulation is the same for all the vegetation types, it does not take into account the different rooting profile of each plant. The map presented in Figure 2.2 shows the correlation of the annual evolution of the transpiration between the two dominant vegetation types on each grid box of the GCM. Regions in blue correspond to areas where there is no vegetation. It should be noted that in some regions (Mexico, South Africa, Australia), the correlation is weaker. It is due to the fact that the LAI of the two dominant vegetation types are very different. However, in most regions of the globe, the correlation of the annual evolution of transpiration is above 0.9, indicating that different plants within the same grid-box have similar transpiration behavior in the model. This emphasizes the need to use an individual hydrology for each vegetation tile in order to represent the different behavior for the canopies.

Apart from this strong correlation, Figure 2.1a shows that there is no transpiration in the model during the dry season. Due to low precipitation in June, July, August, the soil dries up and transpiration stops (Figure 2.1a). Observations show, however, that the soil does not dry up totally, and the deep water reserve allows the tropical forest to maintain a constant transpiration rate throughout the year (Hodnett et al. 1996a; Hodnett et al. 1996b; Wright et al. 1992; Shuttleworth 1988a). Soil moisture simulated by the GCM is too low on nearly all land surfaces. To illustrate this, Figure 2.3



(a) REF



(b) REF+2m

FIG. 2.1 – Results from the model in the eastern Amazonian forest region. The evolutions are averaged from 1979 to 1988. The three graphs on the top panel (a) show the results obtained with the REF version of SECHIBA. The second panel (b) is devoted to the results from the version REF+2m. The annual cycle of precipitation estimated by Hulme is also represented. Precipitation and transpiration are expressed in mm/d, and Soil moisture in kg/m^2 .

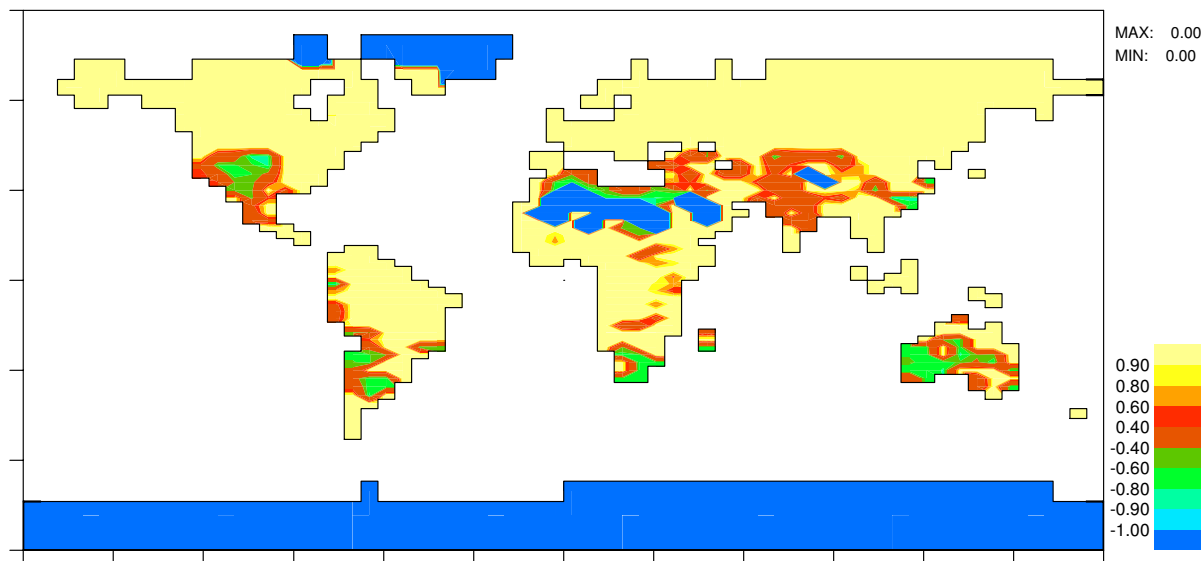


FIG. 2.2 – *Reference simulation. Map of the correlation coefficient between the annual evolution of the computed transpiration for the two principal vegetation types present on each mesh (the blue regions correspond to the site where there is no vegetation)*

shows, for each grid box of the model, the number of days per year where total column soil moisture is below 5 kg/m^2 . This value was chosen arbitrarily to define soil drought. At this low soil moisture value there is no water exchange between soil and atmosphere. Figure 2.3 shows that the soil is often dry over most of the land surfaces. Such low soil moisture values prevent the model from simulating correctly the inter-annual variability. The soil drought depicted in Figure 2.3 might have several causes. For the Amazonian area, Figure 2.1a shows that the too low values of precipitation during the rainy season are not sufficient to explain the lack of transpiration. It is clear from this Figure that the soil moisture capacity is too small for the model to accumulate enough water during the rainy season. Thus the soil water reserve is insufficient to allow the plants to transpire throughout the dry season. At the global scale, Table 2.2 shows that global land precipitation is overestimated by the GCM, hence the large scale soil drought can not be explained by low values of global precipitation. The water holding capacity of 150 kg/m^2 is too low to give a correct representation of the annual cycle of evaporation as demonstrated by Rowntree (1995) and Robock et al. (1997) with the AMIP simulations. Milly and Dunne (1994) suggest that increased storage capacity enhances the ability of the soil to store water from periods of excess for later evaporation during the dry season.

Experiment with an increased soil depth ("REF+2m")

To test this hypothesis, a ten year experiment is conducted with a version of SECHIBA modified to include two meters of soil depth. The water holding capacity of the soil is, therefore, doubled. This simulation is referred to as REF+2m. Doubling the soil depth may improve the representation of the dry season in most regions. At the same time, it does not affect the short time reaction of the upper soil moisture layer in SECHIBA. Increasing the total soil depth allows the soil to be exploited more deeply by the root systems.

P	Land			R	Ocean		source
	min	mean	max		P	E	
2.04	1.32			0.73	2.92	3.22	(Baumgartner and Reichel, 1975)
2.19	1.23			0.96	3.48	3.84	(Budyko 1978)
2.19	1.33			0.86	3.48	3.84	(Korzun et al. 1974)
1.97	1.31			0.66	3.02	3.29	(Chahine 1992)
2.99	1.56	1.60	1.61	1.40	2.87	3.52	Reference
3.01	1.65	1.66	1.68	1.35	2.89	3.51	REF+2m
2.97	1.56	1.62	1.64	1.36	2.89	3.52	EXP1
3.02	1.52	1.57	1.59	1.45	2.85	3.52	EXP2

TAB. 2.2 – World water balance in mm/d. *P*: Precipitation, *E*: Evaporation, *R*: Runoff

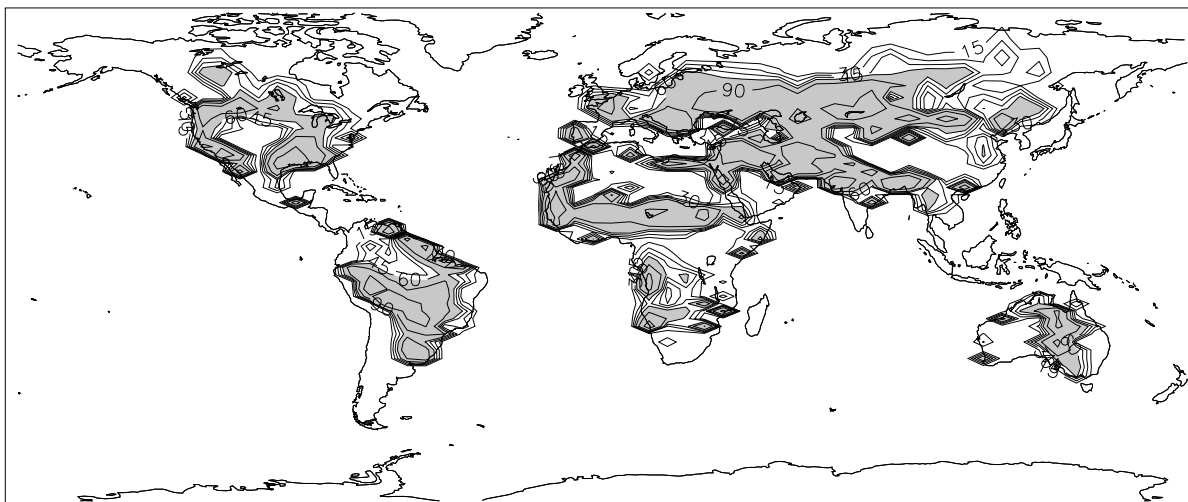


FIG. 2.3 – For the REF simulation, the averaged number of days per year where the soil moisture is below 5 kg/m^2 . Averages above 60 days per year are shaded.

The increased water accumulation during the rainy season, allows the plants to continue transpiring during the dry season, as illustrated in Figure 2.1b. Figure 2.4 shows the averaged number of days per year with soil drought for the experiment REF+2m. A comparison of Figure 2.3 and Figure 2.4 shows that this modification reduces the occurrence of drought in the model. One can expect that such a change in soil moisture leads to modification in the energy fluxes repartition.

France is chosen to continue the analysis. It is located in middle latitudes where summer is associated with large values of solar radiation and evapotranspiration. Estimates of the evaporative fraction (equal to the ratio of latent heat flux to the sum of latent and sensible heat fluxes) are above 50 percent over France during summer (Choisnel et al. 1995; Henning 1989). The partition of surface fluxes in the REF simulation corresponds to an evaporative fraction below 20 percent for the three summer months. This underestimate of evaporative fraction in REF has two causes: (i) too high estimate of sensible heat flux linked to a too high net surface radiation (ii) very low rate of evapotranspiration

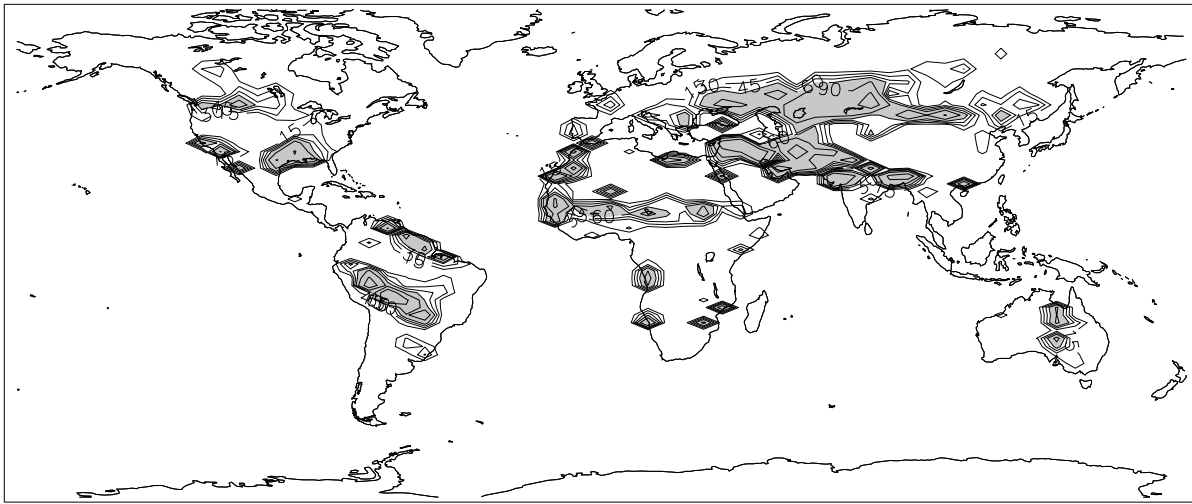


FIG. 2.4 – For the REF+2m simulation, the averaged number of days per year where the soil moisture is below 5 kg/m^2 . Averages above 60 days per year are shaded.

in summer which exacerbates the overestimation of sensible heat flux. The low estimate of evapotranspiration is due to excessive soil dryness in summer. There may be a number of reasons for the low soil water content in summer: insufficient precipitation in summer and the inability of the soil to store sufficient water during the rainy season for release during periods of shortage. Furthermore, the excess of solar radiation leads to the soil drying too quickly, in spring instead of summer. The overestimation of net solar radiation at the surface is attributed to a poor simulation of cloud cover and of clear sky radiation, and to the absence of aerosols in our model (Bony et al. 1992). The too low estimates of evaporation during summer increase calculated surface temperature. This deficiency of the model had already been described in other GCMs where summer is too dry, and hence too warm, due to an overestimation of incoming solar radiation (Viterbo 1994; Wild et al. 1995).

In the experiment with 2 meters of soil depth, REF+2m, the summer transpiration is in better agreement with the observations of Choissnel et al. (1995) because transpiration is less limited by soil moisture content. During winter, the soil stores a larger amount of water which is then released during summer. The increase in summer evaporation contributes to decrease the ground temperature and also the sensible heat flux. The estimated values of the evaporative fraction in summer (0.35) indicates that the partitioning between sensible and latent heat fluxes is improved (Figure 2.5) over the reference case. However, the ratio remains too low due to the overestimation of incoming solar radiation and the underestimate of precipitation. These lead respectively to a sensible heat flux that is too large and a latent heat flux that is too small.

More evaporation leads to a slight increase in precipitation and a slight decrease in net solar radiation over France in summer. It is clear, however, that the overestimation of solar radiation and underestimate of precipitation in the GCM is not resolved by modifications to the hydrological part of the model.

With two meters of soil depth, the annual cycle of evaporation is more realistic, and the total annual evaporation is in good agreement with the estimates of Choissnel in this region. The global mean eva-

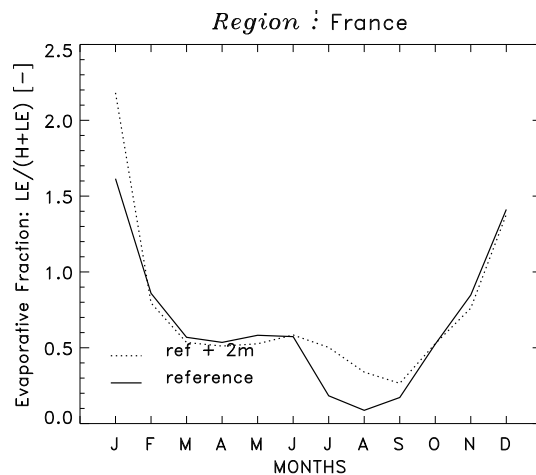


FIG. 2.5 – Averaged annual profiles of evaporative fraction computed by the LMD-GCM coupled to the REF version of SECHIBA (solid line) and coupled to the same version with two meters of soil depth (dotted line).

poration over land is overestimated in the simulation REF+2m (see Table 2.2). When compared to estimates (Chahine, 1992; Budyko, 1956; Baumgartner and Reichel, 1975; Korzun, 1974), the global mean evaporation over land is already overestimated in the REF simulation. In the REF+2m experiment this bias is increased due to an insufficient control of transpiration by the soil-plant system. Milly and Dunne (1994) have quantified the sensitivity of continental evaporation to soil moisture storage capacity. They found that global annual evaporation from land increases by about $70\text{mm}/\text{year}$ when the soil water storage capacity is doubled, providing the value remains smaller than $600\text{kg}/\text{m}^2$. Table 2.2 shows that the sensitivity of the LMD GCM to changes in soil water storage capacity is weaker: continental evaporation increases by about $21.6\text{mm}/\text{year}$ ($0.06\text{mm}/\text{day}$ in the table) when soil water capacity is doubled. This may be explained by the fact that SECHIBA includes a more complex hydrological limitation of evaporation (the water uptake function U_s) than the bucket scheme used by Milly and Dunne (1994). The overestimation of evaporation may be attenuated by a more accurate representation of root profile for each plant. This issue is investigated in the next section.

2.5 Modifications to SECHIBA

Root Profile

Knowledge of the density and distribution of roots in the soil is critical in modelling the water uptake by plants. Root density determines the plants ability to extract water from the soil. Thus, plant transpiration is linked to root distribution. The plants with deepest rooting profile are likely to maintain larger transpiration rates during dry periods while plants with shallowest rooting profile may strongly decrease their transpiration. Jackson et al. (1996) have synthesized data on root distribution densities and biomass for major terrestrial vegetation types. Their study show that Tundra, grass and boreal forest present the shallower rooting profiles. Tropical forest show a deeper rooting profile, and a greater averaged root biomass. For tropical forests, estimates show that during the dry season, water

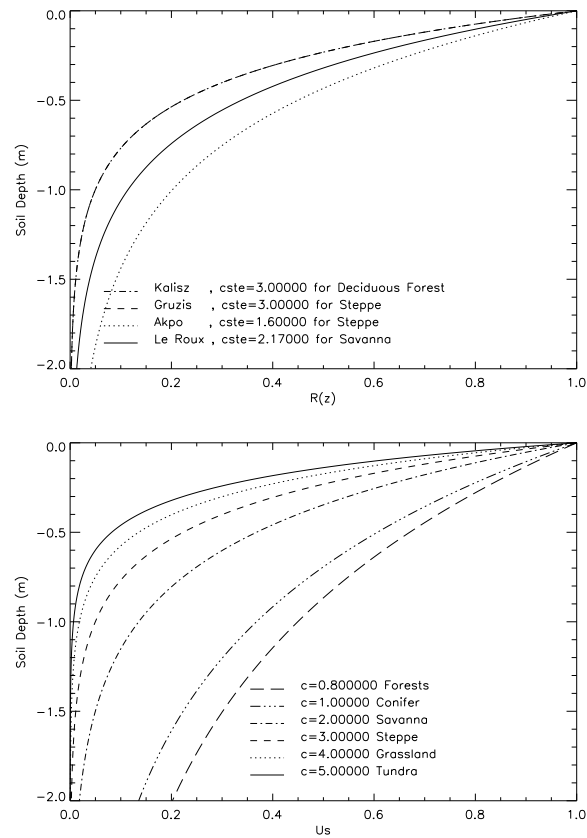


FIG. 2.6 – *Top panel: some observed normalized root density profiles. Lower panel: Water uptake function, U_s , for each canopy. These profiles depend on the depth of dry soil and on the value of the constant c . The chosen values for c corresponding to each vegetation type are indicated.*

may be extracted from a soil layer more than 8 meters deep (Canadell et al. 1996; Nepstad et al. 1994). Hodnett et al. (1996a) shows that the proportion of water taken up from below 3.6 meters depth at the end of the dry season is about 50% for tropical forest. Moreover, several root length estimates are available (Figure 2.6, top panel) for savannah, grass, and steppe (Le Roux 1995; Akpo 1992; Grouzis 1988), and for forests (Nepstad et al., 1994; Kalisz et al., 1987; Gale and Grigal, 1987). Most of these estimates are obtained using an exponential distribution for root length fitted with a constant c (see equation 2.1) which only depends on the vegetation type. An alternative method exists which is based on an asymptotic function for cumulative root fraction from the soil surface. Here as well, a vegetation dependent parameter can be used to fit the asymptotic function. Both methods yield a very similar classification of vegetation types by their root profile parameter although they are based on independent datasets collected on different soils. This indicates that the relations between the parameters and the vegetation types are robust.

In SECHIBA, the calculation of the water uptake function is based on the exponential formulation of the root profile (see equations 2.1, 2.2 and 2.3). According to the study of Le Roux (1995) the formulation which represents the root length profile is better adapted to modelling water uptake by roots. But the single value of the constant c used in SECHIBA for all the vegetation types does not

allow for the representation of the different soil-plant-atmosphere water fluxes due to the different root systems.

In an attempt to depict various rooting profile distribution, one value of the constant c is attributed, in the modified versions of SECHIBA, to each type of canopy (Figure 2.6, bottom panel). The values of c for plants with small root system correspond to the fitted value of c for estimated root length. The modelled savannah is shallow rooted. Other types of savannah which are a complex mixture of shrubs and grasses are not represented in the model. As only two meters of soil are available in SECHIBA, values of c smaller than those estimated must be specified for tropical forest to simulate the deep water extraction by roots.

Different root profiles leading to different water uptake functions, SECHIBA is now able to simulate roughly one hydrological stress for each vegetation type. Thereby larger contrasts in transpiration between types of canopies may be simulated.

One hydrological soil column for each vegetation type

For each vegetation type present in the mesh, a soil moisture column is selected and treated independently. As with transpiration, interception and soil precipitation, soil moisture and runoff are computed for each tile in the grid square. This approach assumes that the spatial distribution of vegetation is strongly heterogeneous because interaction is not possible between the different soil tiles. A well mixed vegetation distribution, in which all plants draw moisture from the same reservoir, would be better represented by the old scheme where they shared a single hydrology (Shuttleworth 1988b). Water exchanges are allowed between the columns in the lower layer of the soil. This transfer of water is determined by a time constant for diffusion between different columns of a mesh, and it depends on the degree of heterogeneity in the soil moisture distribution. Horizontal water exchanges between the columns are not allowed for the upper layer which works on short time scales and is thus strongly linked to the vegetation distribution. The choice of time constant for the lateral diffusion is crucial for the interaction between the different tiles in a mesh. Moreover it is the single parameter that determines the degree of heterogeneity of the soil moisture distribution. In order to test and compare two extreme cases of spatial distribution of soil moisture heterogeneity, two simulations were performed with the multicolumn version of SECHIBA.

(i) The situation where all the columns have the same amount of water in the lowest layer corresponds to a homogeneous soil moisture repartition. In such a case the surface layer is different for each vegetation type whereas all columns have the same amount of water in the deep soil layer. This approach is well adapted to represent a well mixed vegetation distribution. This experiment is referenced as EXP1.

(ii) In contrast, the opposite extreme where each soil column is absolutely independent of the others, corresponds to a heterogeneous partitioning of soil moisture. In this case, water transfer between different soil columns is negligible. For each biome the hydrological processes in the soil are computed independently. This experiment is referred as EXP2.

These experiments are carried out for the same period and using the same initial state as the REF and REF+2m experiments. In both experiments, a two layer soil column of depth equal to 2 meters is associated with each vegetation type. In addition, the various rooting depths are accounted for as explained earlier.

2.6 Experiments with the modified version of SECHIBA

For each of the four simulations (REF, REF+2m, EXP1, EXP2), the mean annual cycle of precipitation averaged over the ten years of the integration, soil moisture and transpiration are shown in Figure 2.7a for the Amazonian region. More information is also represented in this Figure, panel b and c, for EXP1 and EXP2, and in Figure 2.1, panel a and b, for REF and REF+2m. The four simulations present a similar annual distribution of precipitation, characterized by one rainy season extending from October to March and one dry season from May to September.

Firstly the results of the experiments EXP1 and EXP2 are described. Then the simple versions of SECHIBA (REF and REF+2m) are compared to the two modified versions (EXP1 and EXP2) in the Amazonian region.

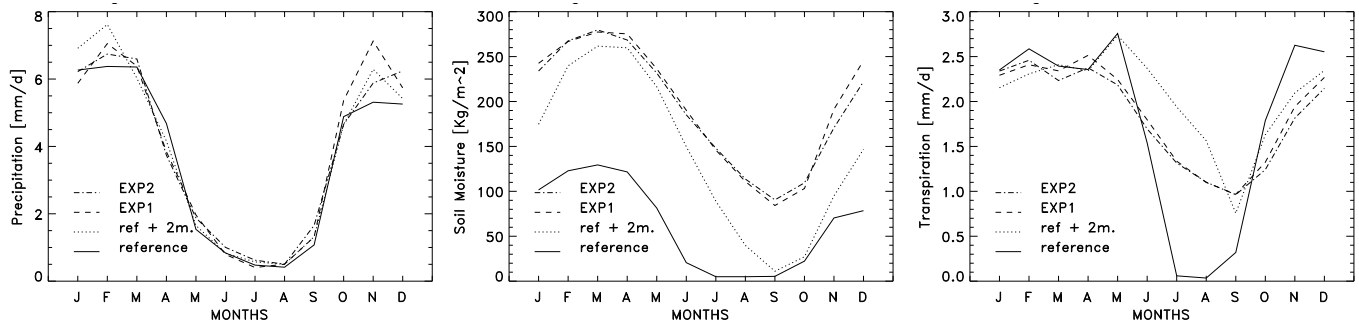
EXP1: strong diffusion between the deep soil layers

In the first experiment (EXP1), different soil columns have similar amount of water (Figure 2.7b). However, Figure 2.7b, shows that very different transpiration rate are simulated for savannah and tropical forest.

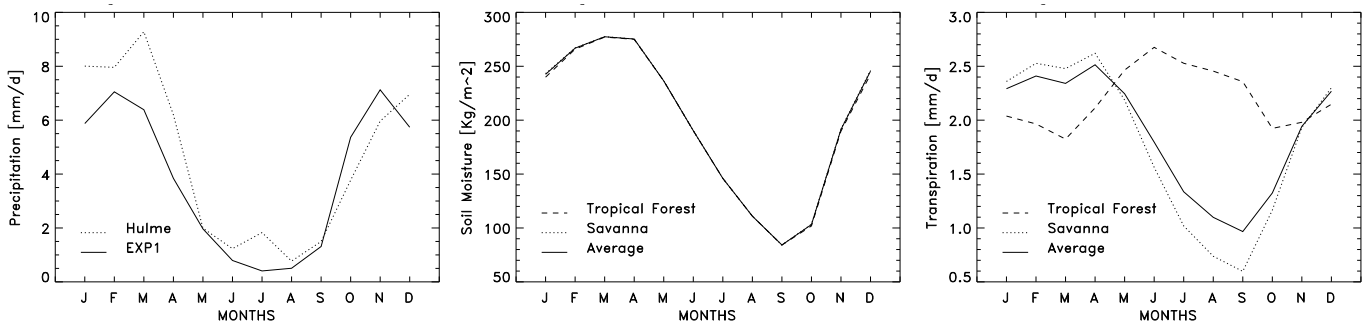
As soon as the dry season sets in April-May, the ecosystem with a shallow root distribution (savannah here) shows a rapid decrease in transpiration, whereas the biome more deeply rooted (tropical forest here) is able to sustain high evaporation rate. The tropical forest maintains a transpiration rate above 2mm/day all year while the transpiration of the savannah drops to below 1mm/day during the three dry months. In July, August and September, the soil water amount decreases and the remaining water available for plants is located in the deep soil layer shared by both forest and savannah columns. The values chosen for the constants c enable water uptake to be larger for forest than for savannah (Figure 2.6).

With less evaporation from the savannah tile, soil moisture decreases slower in EXP1 than in REF or REF+2m. Since some water is kept in the lowest soil layer during the dry season, the tropical forest can transpire throughout the dry season. Forest transpiration is maximum during the dry season because more energy is available at the surface, and less intercepted precipitation covers the foliage. The behavior produced in EXP1 is consistent with estimates by Le Roux (1995) and Shuttleworth (1988a) which show that tropical forest maintains transpiration during the dry season while savannah decreases its transpiration during dry season.

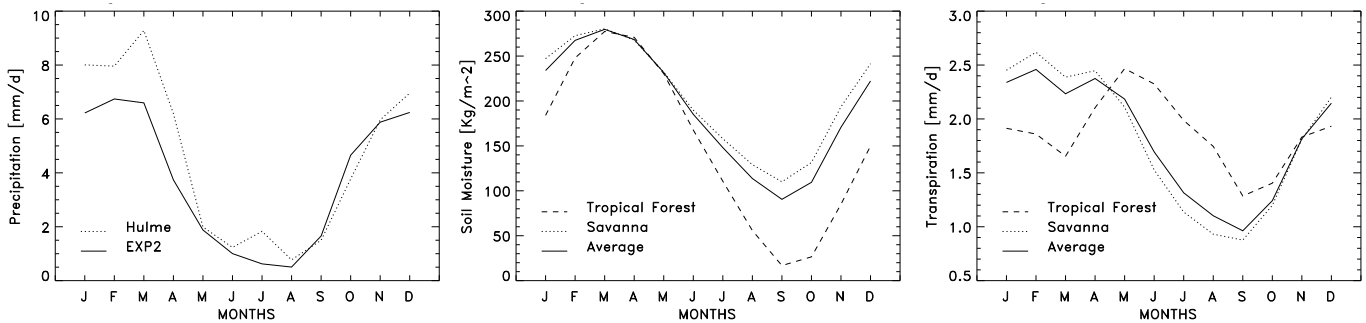
To the best of the authors's knowledge, no measurements of surface fluxes, available over savannah and tropical forest, are close enough to consider that they share the same climate. The ABRACOS (Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study) field campaigns have been carried out from 1990 to 1993 in Amazonia with the aim of estimating the differences in the vegetation-climate interaction between tropical forest and pasture (Gash et al. 1996; Wright et al. 1996). From these campaigns, measured fluxes are available for some sites of Amazonia over pasture and tropical forest, and range in duration from six weeks to three months. Figure 2.8 shows the measured precipitation on the top row and evapotranspiration on the lower row at the site of Ji-Paraná. The left column corresponds to the campaign "M4-5" conducted from April to July 1993, and the right column shows the measures obtained during the campaign "M3" during August, September, October 1992. Combining the observations from M4-5 and M3 gives a good impression of the evolution of evaporation during the dry season. During the period where precipitation decreases (Figure 2.8a, left graph), the tropical forest (full line) keeps large values of evapotranspiration while the pasture (dotted line) decreases its evapotranspira-



(a) All Simulations



(b) EXP1



(c) EXP2

FIG. 2.7 – Results from the model in the east Amazonian forest region. The three graphs on the top row (a) represent a comparison between the different versions of SECHIBA. The results from EXP1 are shown on the middle row (b), and those from EXP2 on the bottom row (c). Precipitation and transpiration are expressed in mm/d, and Soil moisture in kg/m².

tion (Figure 2.8b). From August to September, Figure 2.8 shows that the increase of precipitation leads to an increase of pasture evapotranspiration while forest evapotranspiration increases only a slightly (Figure 2.8b).

These observations can not be directly compared to the GCM outputs as the location of the GCM region studied here does not correspond to the Ji-Paraná site (where vegetation cover is exclusively tropical forest in the model). Nevertheless pasture and savannah are both shallower rooted than tropical forest. The observed contrast between tropical forest and pasture clearly indicates that the differences in the modelled fluxes between tropical forest and savannah is realistic. The larger values of measured fluxes are due to the contribution of interception-loss which is not shown in the model's results Figure 2.7.

The EXP1 results show that the water uptake function is critical for the computation of transpiration. This demonstrates that accounting for various root system profiles allows a better representation of the behavior of mixed tropical forest and savannah. Consequently, the correlation between the annual cycle of transpiration for the two major plant types in each mesh is lower in EXP1 than in the REF simulation (Figure 2.9 and Figure 2.2). Another consequence of the weaker savannah water uptake is the reduced frequency of soil drought. The chosen root profiles leads generally to smaller values of the water uptake function in most regions. Thus, the occurrence of drought decreases in the version of the model which accounts for different root profiles (not shown).

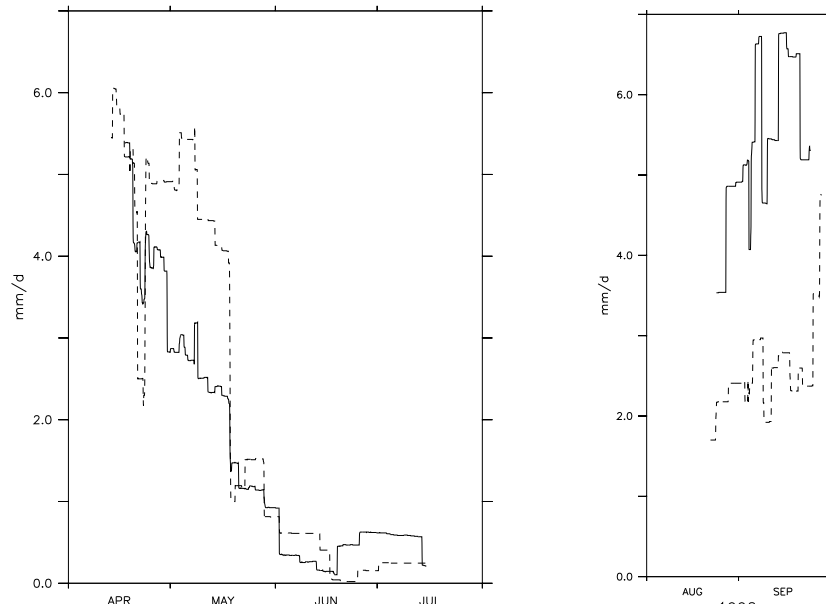
EXP2: No diffusion between the deep soil layers of the different tiles.

Figure 2.7b shows that EXP2 gives different soil moisture values for each tile. Different water contents associated with different rooting profile should produce very different evolutions of transpiration for savannah and forest. However, Figure 2.7b and c exhibits a stronger correlation of the annual cycle of transpiration between savannah and forest in EXP2 than in EXP1 (respectively 0.41 and -0.53).

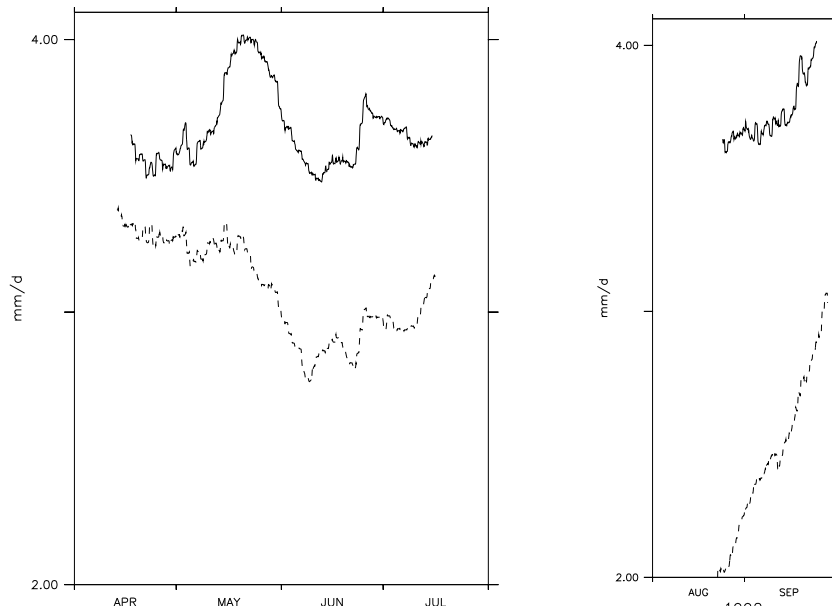
From May to September, savannah, which exhibits weak transpiration due to a shallow root system, keeps some moisture in its deep soil layer. As there is no water transfer between different tiles, the water stored remains only accessible to the savannah. Thus savannah can transpire during the dry season, but owing to the parameterization of the root profile, the hydrological stress is large and transpiration is limited.

For tropical forests, the large transpiration is made possible by a deeply rooted system which can empty the entire soil column. Because the two soil columns are absolutely independent, the forest soil moisture decreases strongly from May to September. Thus, the forest transpiration decreases in the dry season and reaches its minimum value (0.85 mm/d) in September. When the rainy season restarts, more rainfall is needed to recharge the soil in forest tiles (see Figure 2.7c), since more water is extracted during the dry season. This is emphasized in the model as the forest intercepts a larger fraction of the incoming rainfall than savannah. Such a behavior is well described by Hodnett et al. (1996a) from measurements of soil water storage variations under pasture and tropical forest in the three sites of ABRACOS campaigns in Amazonia.

In this experiment the forest hydrological stress is due to the water availability. The savannah hydrological stress is due to the shallow root system. Accordingly, the source of transpiration decrease is different for each tile, but leads to greater correlation between the transpiration of the different vege-



(a) Precipitation



(b) Evaporation

FIG. 2.8 – Measured fluxes from the ABRACOS campaigns at the site of Ji-Paraná. The left graphs correspond to the campaign “M4-5” conducted from April to July 1993, and the right graphs show the measures obtained during the campaign “M3” during August, September, October 1992. Measured precipitation is on the top row (a) and evapotranspiration on the lower row (b). Dotted lines correspond to measures over pasture, and full lines to forest.

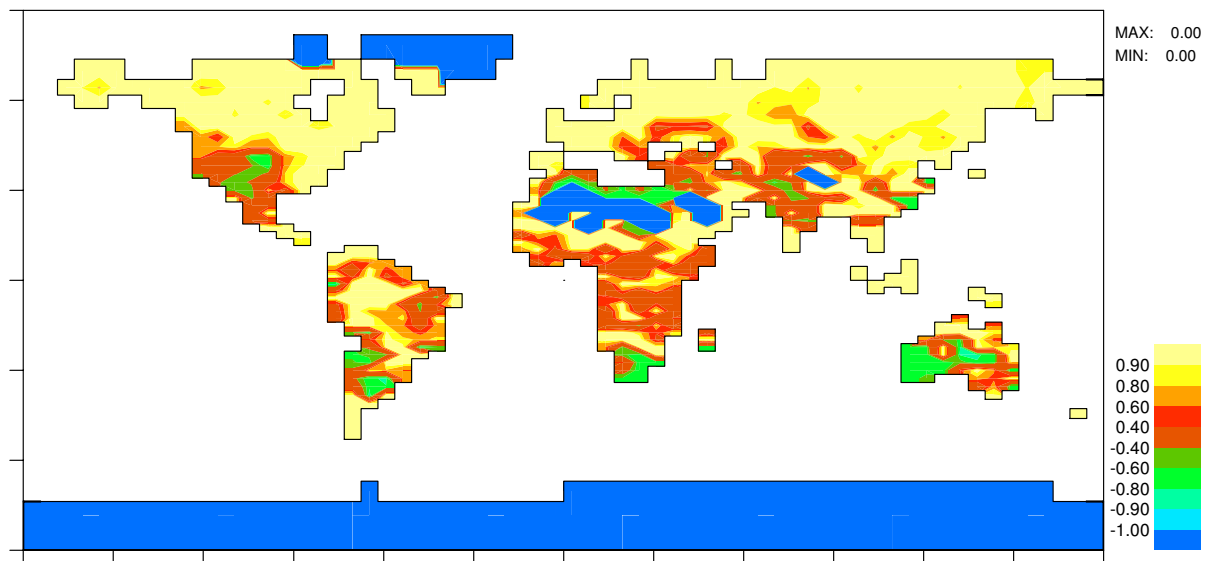


FIG. 2.9 – *Run EXP1. Map of the correlation coefficient between the annual evolution of the computed transpiration for the two principals vegetation types presents on each mesh (the blue regions correspond to sites where there is no vegetation)*

tation types in EXP2 than in EXP1. On the contrary, the correlation of soil moisture is weaker in EXP2.

2.7 Discussion

Let us now compare fluxes averaged over a whole grid box for the four experiments. The Figure 2.7a shows a comparison between the different experiments. For each experiment an averaged value is considered for the whole grid box for precipitation soil moisture and transpiration. The difference between REF simulation and all the others is the soil water capacity. The atmospheric forcing is similar during the dry season, but soil moisture and transpiration responses are very different depending on the simulation considered. The three experiments in which soil is two meters deep maintain a larger transpiration rate during the dry season because of the greater amount of water accumulated in the soil during the wet season. Yet, as shown by results from REF+2m, increasing the soil depth only, without altering the rooting profile, leads to an overestimation of transpiration in the first months of the dry season, resulting in the soil drying too quickly.

The results also suggest that taking into account the root profile for each plant is crucial to model transpiration. Figure 2.7a shows clearly that the two experiments in which variable root density profile is taken into account exhibit similar annual averaged profiles for transpiration. As soon as the dry season starts, the transpiration begins to increase in REF and REF+2m whereas it decreases in EXP1 and EXP2. The increase in transpiration in May in REF and REF+2m is explained by the increase in incoming solar radiation in the early dry season while water is still available for transpiration. In EXP1 and EXP2 only tropical forest increases its transpiration because of enhanced solar radiation. The savannah does not follow this behavior due to its shallower rooting system. The increase of hydrological stress during the dry season overrides the increase in solar radiation at the surface. In REF

and REF+2m simulations, transpiration was controlled mainly by energy availability. Our representation of the root profiles used in EXP1 and EXP2 allows the soil hydrology to have a more important control on transpiration of savannah. Hence the average transpiration decreases in May in the experiments where SECHIBA has variable root density profiles.

It should be noted that in EXP1 and EXP2, savannah transpiration dominates from November to April while forest transpiration is larger from May to October. This behavior is relatively realistic as savannah displays a more contrasted annual cycle of transpiration than forest (Le Roux 1995). During the rainy season the dry soil height in the model is small, thus the water uptake function is close to one for both forest and savannah as illustrated by the Figure 2.6, bottom panel. In this case, the transpiration depends principally on the vegetation characteristics summarized in Table 2.1. The weaker architectural resistance in savannah leads to a larger transpiration rate than for forest. During the dry season, the height of dry soil is larger and the water uptake function becomes crucial for the calculation of the transpiration. The shallower root system leads to a smaller water uptake function for savannah than for forest, thus savannah transpiration is more limited than forest transpiration during the dry season.

The global water balances for each simulation and for some available estimates are summarized in Table 2.2. As explained previously, the GCM coupled to the REF version of SECHIBA simulates large values of continental evaporation. Increasing the soil depth in REF+2m exacerbates this deficiency as already pointed out by Milly and Dunne (1994). But keeping two meters of soil depth and taking into account differences in root distribution leads to a reduction of global evaporation over continental areas because of stronger control of transpiration by hydrology. Moreover, continental evaporation is weaker when soil moisture heterogeneity is maximum as in EXP2. In this case, some plants strongly reduce their transpiration due to a lack of water available in their soil column. In contrast, stronger horizontal diffusion in EXP1 allows plants to evaporate because the deep reservoir is common for the whole mesh. The first part of our study confirms the results of Milly and Dunne (1994). However, this result is complemented by showing that an improved representation of the hydrological control on evaporation limits the impact of increasing the soil moisture reservoir on the hydrological cycle.

The drought frequency is also studied for each simulation. The results shown earlier demonstrate that increasing the soil depth reduces the dryness in the model (Figures 2.3 and 2.4). Introducing the root density profile in the parameterization of the transpiration reduces the drought in the model further. Figure 2.10 present drought maps for EXP2. The dry regions are far less extensive in EXP2 than they are in EXP1 (not shown). With a maximum soil water heterogeneity in EXP2 due to independent soil moisture tiles, it remains in each mesh some tile, corresponding to a plant with a shallowly rooted system, in which soil moisture content is large.

Another interesting issue is the impact of the model modifications on simulation of the inter-annual variability. To this end, a preliminary statistical study is conducted for the inter-annual variability of the soil moisture and latent heat flux. Anomalous time series of monthly mean soil moisture were computed at each grid point by subtracting the individual monthly mean soil moisture values from the ten years averaged monthly mean soil moisture values. The same procedure was performed for latent heat flux. The standard deviation of the anomaly represents the inter-annual variability. Figure 2.11, top panel, shows a map of the difference between the standard deviation computed in REF+2m and

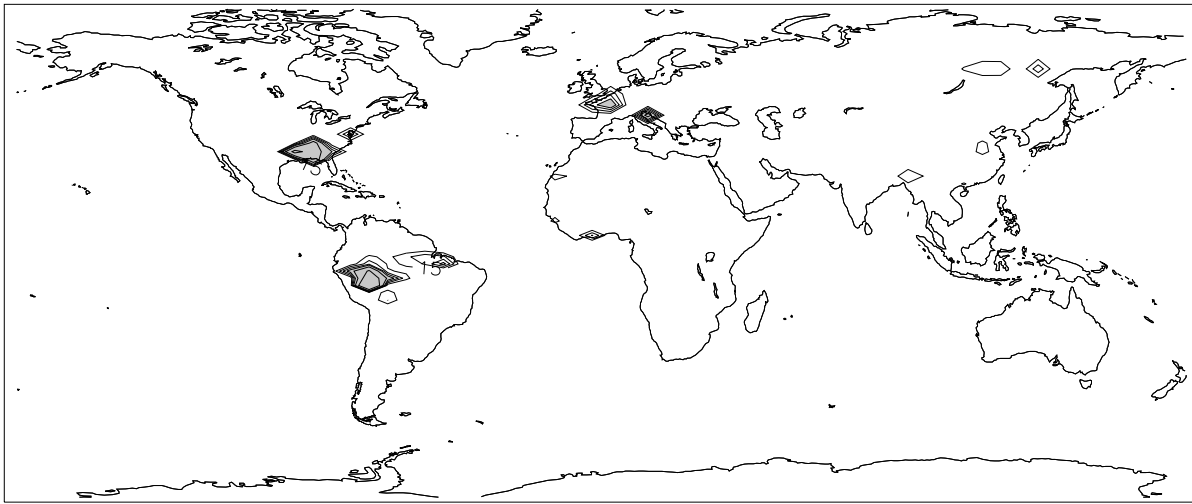


FIG. 2.10 – Run EXP2. Number of days per year of drought. Values above 60 days per years are shaded.

REF simulation for soil moisture. This map represents the spatial distribution of the change in inter-annual variability of soil moisture when the soil depth increases. The other map shown in Figure 2.11 (bottom panel) represents the differences between the amplitude of the soil moisture annual cycle simulated in REF+2m and REF. The map on the top panel shows that the soil moisture inter-annual variability increases strongly in most regions when soil moisture capacity increases. The deeper soil allows increased water exchange between the soil and the atmosphere. With a soil depth of one meter, the annual cycle of soil moisture, in most regions, varies from full during the rainy season to empty during the dry season. Such a cycle does not allow large inter-annual variability. Maps in Figure 2.11 are correlated (with a confidence level of 0.99) and show that the increase in inter-annual variability is linked to an increase in amplitude of the annual cycle. When soil moisture increases, the amplitude of the annual cycle is larger, and the variability increases. This is attenuated when the different root length profiles are taken into account. The differences of the soil moisture inter-annual variability and amplitude of the annual cycle between EXP1 and the REF simulation are less. The chosen values of the constant c in EXP1 are larger than the value used in the REF version of SECHIBA (except for forests which have the same value). A larger value of this constant reduces the amplitude and variability of soil moisture content. For evaporation, the inter-annual variability and the amplitude of the annual cycle are less influenced by hydrological modification. Evaporation is not only dependent on soil hydrology, but results from complex interactions between the atmosphere and soil hydrology. The amplitude of the annual cycle of evaporation decreases when soil water capacity is doubled. For evaporation, the decrease in amplitude of the annual cycle is correlated (with a confidence level of 0.99) with a decrease in its inter-annual variability (not shown). The annual cycle is smaller with a larger soil moisture content capacity. This is due to the fact that during the dry season, evaporation does not reach zero. This difference between REF and REF+2m is also well illustrated by the example of eastern Amazonian forest in Figure 2.7a.

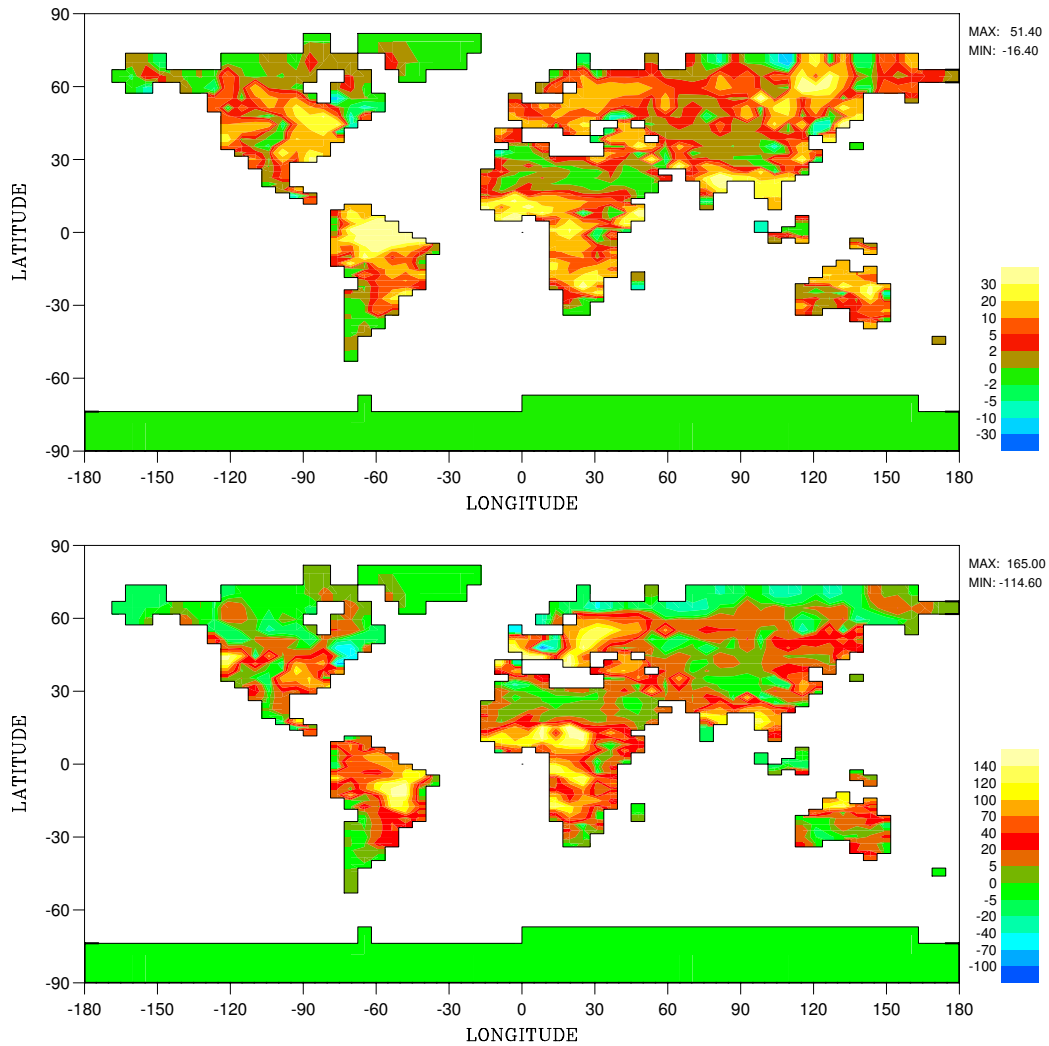


FIG. 2.11 – Differences between the simulation conducted with a soil two meters deep and the REF . The first map displays the difference of the inter-annual variability of soil moisture content. It shows that the soil moisture inter-annual variability increases in most regions when soil water holding capacity increases. The second map displays the difference in the amplitude of the mean annual cycle of soil moisture. It shows that the amplitude of the annual cycle of soil moisture increases with the soil water holding capacity.

2.8 Conclusions

This paper presents an improved version of the land surface scheme SECHIBA. The analysis has focused on the interactions between the sub-grid scale variabilities of vegetation, soil moisture and root profiles which enhance the control of evapotranspiration by the soil-plant system.

To begin with, The capacity of the soil to hold water is doubled. This modification avoids a too frequent occurrence of soil-water drought in the model. It allows SECHIBA to store more water in the soil during seasons of moisture convergence, and to release it during seasons when precipitation is scarce. The soil memory is thus extended beyond seasonal scales. The global continental evaporation, in turn, is further increased. The sensitivity of the global water cycle to soil water capacity was quantified by Milly and Dunne (1994). Our model is less sensitive to water holding capacity changes than the one used by Milly and Dunne for their experiments. In their bucket model evaporation control is dominated by soil moisture, while in more complex schemes, SECHIBA in the present case, the soil water content is one of many factors which modulate evaporation. This might explain why the sensitivity to water holding capacity is smaller in SECHIBA.

This study is mainly devoted to the interaction between the sub-grid scale variability in soil moisture with the vegetation. To each vegetation type, a soil water tile is attributed. Two extremes cases of spatial heterogeneity in soil moisture partitioning are tested. A more detailed analysis in one region of Amazonia where forest and savannah coexist is performed. Forest transpiration is limited in EXP2, where soil moisture is heterogeneous, by local soil moisture content which is not sufficient to sustain large value of evapotranspiration during the dry season. In EXP1, which simulates an homogeneous soil moisture, forest can use water from the deep reservoir of the whole grid box. It is thus not limited by local soil water content. These experiments use a root profile density adjusted to each vegetation type. It is shown that the parameterization used to represent the root profile increases the control of evapotranspiration by the soil-plant system. Evapotranspiration is mainly controlled by net solar radiation when soil water is near saturation. As soon as soil begins to dry, transpiration of plants with shallower rooting profile is managed by the root profile which reduces it. In contrast, the transpiration of plants with a deeper rooting profile is not limited by the root water uptake.

The use of a root profile (instead of the root depth often used in Land Surface Schemes) allows us to model the water uptake in the soil at the depth where the water is available. If the upper layer dries out, all the plants are able to transpire by way of their deep roots. But the water uptake from the deeper soil layers is easier for plants with a deeper rooting profile. Advantages of this method are (i) to be a parameterization of the root uptake for different biome types based on measurements, (ii) to use the same model for each biome with a single parameter required to depict the various types of rooting profile. Moreover, the use of an easily observable parameter, such as c in equation 2.1, makes the development of a global data set for the root water uptake parameterization feasible. Reviews of observed root density profiles for terrestrial biomes are already available (Jackson et al. 1996).

The main feature is that the representation of root profile is crucial for the seasonal cycle of transpiration. The global water balance has shown an increase in evapotranspiration due to the increase in soil water capacity. This effect is strongly attenuated when a different root profile is accounted for corresponding to each vegetation type. It is shown, moreover, that the inter-annual variability of evaporation is not very sensitive to the increase of soil moisture capacity in our scheme. When the representation of the root profile is improved, the role of soil moisture in the control of evaporation

is reduced compared to the other constraints. Thus, the increased variability of soil moisture is not reflected in the surface fluxes. As the control of soil water content on evaporation is already smaller in a complex land surface scheme than in the bucket, one would expect that the impact of water holding capacity on the inter-annual variability of fluxes would be different for both types of scheme. This study is limited by the very simple parameterization of soil moisture that is used in our model. If the hydrology were modelled with more layers, the root profile would probably affect the surface fluxes in a more complex way.

Acknowledgments. We gratefully acknowledge the helpful comments of Katia Laval, Xavier Le Roux and Agnès Ducharne. We also thank Emmanuel Choissnel for providing us with measurements of water and energy fluxes over France, and Jennifer Crossley and Michael Bruen for their comments on the text. We thank the Institut du Développement et des Ressources en Informatique Scientifique for computer time allocated.

Chapitre 3

Développement de l'hydrologie des sols dans SECHIBA

3.1 Introduction du chapitre

Nous avons vu dans le chapitre précédent que la prise en compte d'une variabilité sous-maille des profils racinaires, dans le Modèle de Circulation Générale, est nécessaire pour représenter pertinemment les cycles annuels de la transpiration dans le modèle. La notion de *profil* racinaire permet d'obtenir un meilleur contrôle du système sol- plante sur les flux calculés en surface.

L'utilisation d'un modèle hydrologique de Choissnel à deux couches minimise cependant l'intérêt de la notion de profil racinaire. Une approche physique, où racines *et* sol interagissent sur une résolution suffisamment fine doit permettre de modéliser plus judicieusement l'interaction sol- plante, la gestion de l'eau dans le sol et le cycle hydrologique continental.

Les modèles hydrologiques physiques résolvent l'équation de Darcy étendue aux milieux non saturés, pour représenter les mouvements de l'eau dans le sol (Personne 1998; Feddes et al. 1997; Braud et al. 1995; Celia and Bouloutas 1990). Cette approche, encore peu utilisée dans les modèles de circulation générale, permet une gestion physique plutôt qu'empirique de l'eau dans le sol. Cependant, l'équation de Darcy est fortement non-linéaire, et son utilisation nécessite quelques précautions. La discrétisation verticale du sol doit être suffisamment fine pour garder une certaine continuité des caractéristiques du sol. Une discrétisation grossière du sol entraîne de forts gradients de contenu en eau entre les couches de sol et conduit à des flux biaisés. Il s'agit de trouver un compromis entre la résolution verticale et le temps de calcul numérique qui est limité par la puissance des ordinateurs.

Dans le but de réduire leur coût numérique, des modèles de processus de surface, utilisés à grande échelle, résolvent l'équation de Darcy pour représenter les mouvements de l'eau dans le sol, en discrétisant le sol sur trois ou quatre couches seulement: SiB (Xue et al., 1991), BATS (Dickinson et al., 1993), BEST (Pitman et al., 1991), CLASS (Verseghy, 1991) et le modèle de l'ECMWF (Viterbo and Beljaars, 1995). Il en résulte des erreurs importantes sur les flux de surface calculés, comme le montrent Blyth and Daamen (1997).

Le modèle de sol du Center for Water Resources Research (CWRR) de Dublin en Irlande a la particularité remarquable de résoudre l'équation de diffusion de Darcy à un coût numérique relativement faible, grâce à la linéarisation par morceaux des fonctions hydrauliques (Bruen 1997; Dooge et al. 1993). Cela permet d'adopter une fine résolution verticale dans le sol.

Nous avons développé une version de SECHIBA dont la composante hydrologique est basée sur le modèle de Dublin adapté aux besoins de la représentation de l'interaction sol-plante-atmosphère, de la modélisation à grande échelle, et aux contraintes liées au couplage avec le modèle atmosphérique.

Ce chapitre décrit la nouvelle version de SECHIBA telle que nous l'avons développée. La première section résume les notions de physique des sols nécessaires à une bonne compréhension des processus modélisés par SECHIBA. La seconde section de ce chapitre décrit les caractéristiques de l'hydrologie de SECHIBA. Les sous-sections qui la composent sont consacrées :

- aux descriptions des modèles hydrologiques du CWRR, et de SECHIBA
- à la prise en compte de l'interaction sol-plante via le système racinaire dans SECHIBA,
- au problème de la représentation physique de l'évaporation du sol, lié au couplage implicite entre SECHIBA et le MCG,
- au choix des fonctions hydrauliques, compte tenu de leur pertinence physique, et de l'existence de données d'échelle globale,
- à la prise en compte d'une variabilité sous-maille de la texture du sol dans le MCG.

Les questions de stabilité numérique sont également abordées et détaillées en annexe.

3.2 Les mouvements de l'eau dans le sol

3.2.1 Le sol

Le sol est un système à trois phases. Les particules du sol constituent la phase solide, l'eau du sol la phase liquide et l'air contenu dans le sol représente la phase gazeuse. Il est formé de particules solides de composition, de taille et d'orientation variées, dont l'agencement détermine les caractéristiques géométriques des pores. En général on suppose que les pores communiquent entre eux. L'eau (et ses solutés) ainsi que l'air si l'on est en condition non saturée, sont en mouvement, ou sont retenus dans l'espace poreux du sol. Les trois phases interagissent entre elles ; l'eau contient des substances dissoutes et sa composition chimique ainsi que celle de l'air varie. Mais dans l'optique d'étudier les mouvements de l'eau dans le sol, nous nous intéressons aux proportions quantitatives de ces trois phases, en les considérant indépendantes. Les quantités couramment utilisées pour décrire un sol sont :

- **La densité des particules** ρ_p , ou densité solide, en kg/m^3 . C'est le rapport entre la masse de solide et le volume des particules de sol. Pour la plupart des sols, la densité des particules est environ de $2.65g/cm^3$.
- **La densité apparente à l'état sec** ρ_a (bulk density en anglais), en kg/m^3 est le rapport entre la masse de solide et le volume total de sol (volume des particules plus volume des pores). La densité apparente est donc inférieure à la densité des particules. Le volume total des pores d'un sol argileux étant plus élevé que le celui d'un sol sableux, sa densité apparente est plus faible (une argile peut avoir une densité apparente de $1.1g/cm^3$ et un sable de $1.6g/cm^3$). La densité apparente est une propriété du sol qui a un effet important sur les mouvements de l'eau dans le sol. A saturation, la teneur en eau du sol et la conductivité hydraulique sont généralement d'autant plus élevées que la densité apparente est faible (Maidment 1992). Mais la conductivité hydraulique dépend fortement aussi de la distribution en taille des pores, et en particulier des dimensions des pores conducteurs. C'est pourquoi, à saturation, le sable dont les pores sont gros, a une conductivité hydraulique plus élevée que l'argile.

- **La porosité** f , est le rapport entre le volume des pores et le volume total de sol. Elle est typiquement comprise entre 30 et 60% selon les sols. Les sols à texture fine, comme les argiles, sont généralement plus poreux que les sols à texture grossière, bien que ces derniers aient une taille moyenne de pore plus élevée. En effet, la porosité ne donne aucune information sur la distribution en taille des pores, elle indique leur volume total relativement au volume de sol.
- **La teneur en eau volumique** θ indique le volume d'eau relativement au volume total de sol. A saturation elle varie d'environ 30% pour les sols sableux jusqu'à 60 % pour certains sols argileux. La teneur en eau à saturation est notée θ_s et est égale à la porosité du sol. La teneur en eau résiduelle, θ_r , est la valeur minimale possible de teneur en eau. Elle correspond à la limite vers laquelle tend la teneur en eau quand la succion matricielle (section 3.2.2) tend vers l'infini.

Ces quantités permettent de caractériser les relations quantitatives entre les trois phases présentes dans un sol. Pour classifier les différents types de sol on utilise les concepts de structure et de texture du sol.

La structure du sol est un concept qualitatif, lié à l'organisation des particules dans le sol. La complexité de l'arrangement des particules dans le sol empêche de définir quantitativement la structure du sol. Pour un sol donné la structure varie dans le temps, et influence les caractéristiques mécaniques du sol. On distingue grosso modo trois types de structure de sol : les sols à particules isolées, massives ou en agrégats. Le manque de données relatif à la structure du sol nous conduit à préférer l'utilisation de la notion de texture du sol pour classifier les sols.

La texture du sol décrit les proportions relatives des diverses tailles des particules du sol. On définit pour cela trois gammes de taille de particule, ou FRACTIONS TEXTURALES : l'argile, le limon et le sable. Il existe plusieurs définitions des fractions texturales. Le tableau 3.1 montre les définitions adoptées par le *US Department of Agriculture (USDA)* et l'*International Soil Science Society*. On définit ensuite différentes CLASSES TEXTURALES basées sur les proportions massiques des trois fractions texturales (sable, limon, argile). Une représentation graphique des classes texturales est réalisée au moyen d'un TRIANGLE TEXTURAL comme le montre la figure 3.1. Cette classification des types de sols repose sur des considérations granulométriques. On distingue les différentes classes de sols par la taille des particules qui le constituent. Cependant, la distribution en taille des particules n'est pas prise en compte dans cette classification.

Diamètre en mm	0.002	0.02	2.0	
ARGILE	LIMON		SABLE	GRAVIERS
ARGILE	LIMON		SABLE	GRAVIERS
Diamètre en mm	0.002	0.05	2.0	

TAB. 3.1 – *Fractions texturales de l'International Soil Science Society (en haut), et de l'US Department of Agriculture (en bas). D'après (Maidment 1992).*

3.2.2 Le potentiel de l'eau dans le sol

On peut définir l'état et les mouvements de l'eau dans le sol à l'aide de la notion de gradient d'énergie potentielle. On considère l'énergie cinétique de l'eau du sol négligeable, les mouvements de l'eau dans le sol étant très lents.

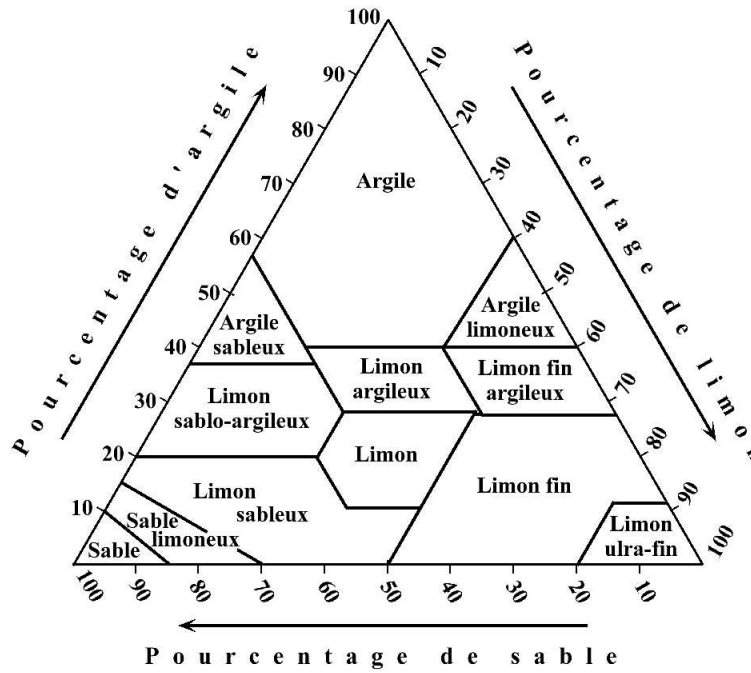


FIG. 3.1 – Triangle textural de l'US Department of Agriculture.

Le potentiel hydrique total Φ_t , est l'état d'énergie potentielle d'un sol. Il a été défini d'un point de vue thermodynamique par l'*International Soil Science Society* (Aslyng 1963) comme "la quantité de travail par quantité unitaire d'eau pure requise pour transporter de façon réversible isotherme une quantité infinitésimale d'eau pure située en un point du système jusqu'à un niveau de référence."

En l'absence de forces extérieures, l'énergie potentielle de l'eau dans le sol est définie comme un potentiel chimique : le potentiel de teneur en eau du sol est défini comme la différence de potentiel chimique entre l'eau du sol et l'eau libre à même température. Quand la force de gravitation intervient on définit le potentiel hydrique total qui inclut une composante gravitationnelle.

On considère que l'eau du sol est soumise à un certain nombre de forces (les forces de gravitation, les forces de pression, les forces de capillarité...). Le potentiel hydrique total Φ_t de l'eau dans le sol est la somme de ces diverses composantes :

$$\Phi_t = \Phi_g + \Phi_m + \Phi_o + \Phi_p \tag{3.1}$$

Le potentiel gravitationnel, Φ_g est une expression de l'énergie potentielle de gravitation E_g . Il dépend donc de l'altitude du point considéré par rapport à un niveau de référence. Il est usuel de définir le potentiel en énergie par unité de poids $\Phi_g = E_g / (m_{eau}g)$. On parle alors de charge hydraulique, et on note le potentiel gravitationnel $H_g = \Phi_g$. Sa dimension est celle d'une longueur.

Le potentiel matriciel, Φ_m , résulte des forces de capillarité et d'adsorption dues à la matrice solide du sol lorsqu'il est non saturé.

La pression hydrostatique est positive lorsque le sol se trouve submergé sous l'eau, comme *au dessous* d'une nappe phréatique par exemple. Dans ce cas le sol est saturé et la pression (relative à la pression atmosphérique) en un point du sol est $P = \rho_{eau}gz$, où z est la hauteur d'eau au dessus du point considéré et ρ_{eau} la densité de l'eau. On définit un *potentiel de pression* qui diminue quand la

hauteur de la colonne d'eau placée au dessus du sol diminue. Pour un sol non saturé, qui se trouve par exemple *au dessus* d'une nappe, les forces de capillarité et d'adsorption retiennent l'eau dans le sol (voir figure 3.2). Ceci se traduit par un terme de potentiel, appelé potentiel matriciel, qui est négatif. Plus le sol s'assèche, plus le potentiel matriciel diminue. Il est usuel de considérer, par continuité, le potentiel matriciel comme un potentiel de pression négatif. Comme pour le potentiel gravitationnel on

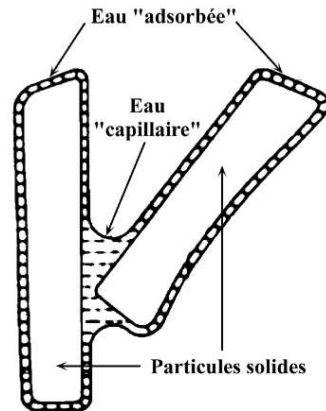


FIG. 3.2 – La succion matricielle est due aux effets de capillarité et d'adsorption qui lient l'eau au sol d'après (Hillel 1988).

peut exprimer le potentiel matriciel en terme d'énergie potentielle E_p , par unité de poids : on le note $h = \Phi_m = E_p/(m_{eau}g) = (P_r V_{eau})/(m_{eau}g) = P_r/(\rho_{eau}g)$, avec V_{eau} le volume d'eau considéré, et P_r la pression. La valeur absolue d'une charge de pression est aussi appelée "suction" de l'eau dans le sol, ou "tension" de l'eau dans le sol. On la note $\Psi = |\Phi_m|$.

Le potentiel osmotique, Φ_o est lié aux solutés présents dans l'eau. Les substances dissoutes modifient les propriétés thermodynamiques de l'eau du sol, et diminuent son énergie potentielle. Dans cette étude nous ne tenons pas compte de la présence de solutés dans l'eau du sol, et négligeons ce terme.

Le potentiel pneumatique, Φ_p tient compte des variations spatiales de pression de la phase gazeuse dans le sol. Nous le négligeons également en considérant que la pression de l'air dans le sol est relativement homogène.

On peut finalement écrire que le potentiel total de l'eau dans le sol est la somme de la composante gravitationnelle et de la composante matricielle du potentiel :

$$\Phi_t = \Phi_g + \Phi_m \quad (3.2)$$

Soit en terme de charges hydrauliques :

$$H_t = H_g + h \quad (3.3)$$

où h est la notation utilisée pour désigner la charge matricielle. Un des intérêts de la notion de potentiel de l'eau dans le sol est sa continuité. En effet en dépit des fortes discontinuités qui caractérisent généralement le sol (géométrie et taille des pores par exemple), l'énergie potentielle de l'eau dans le sol ne présente pas de discontinuités.

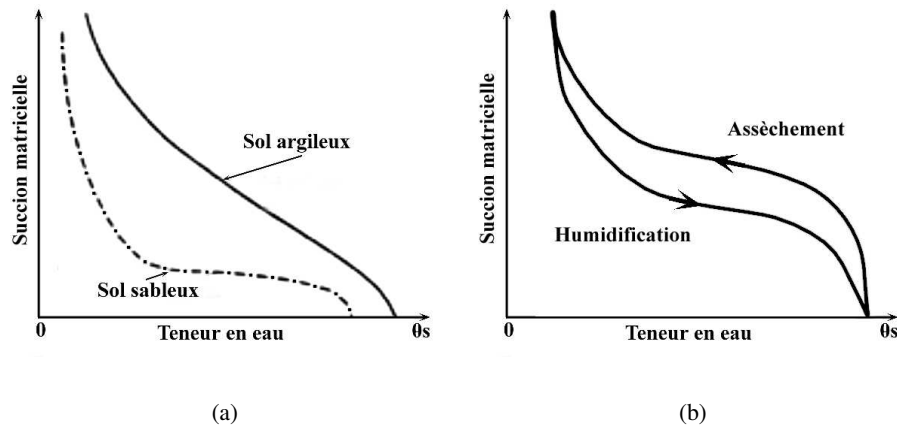


FIG. 3.3 – (a) Courbes caractéristiques : dépendance entre succion et teneur en eau pour deux sols de texture différente. (b) Effet d’hystérèse. D’après Hillel (1980).

3.2.3 Quelques notions physiques sur la courbe caractéristique

LA COURBE CARACTÉRISTIQUE d’un sol représente la dépendance entre teneur en eau du sol et le potentiel ou la succion matricielle d’un sol. Le terme de FONCTION DE RÉTENTION est aussi utilisé pour désigner la fonction $h(\theta)$ ou $\theta(h)$ selon le contexte. Ces fonctions traduisent la capacité du sol à retenir et libérer l’eau. Nous avons vu que pour un sol saturé, au niveau de référence le potentiel de pression est nul. Lorsque la succion matricielle augmente il faut atteindre un certain seuil de succion matricielle pour que les pores les plus gros commencent à se vider. On appelle ce seuil LA SUCCION D’ENTRÉE D’AIR. Sur la figure 3.3 (a), une représentation schématique de la dépendance entre la succion et la teneur en eau montre l’importance de la texture du sol. Dans un sol sableux les pores sont tous relativement gros, et la succion d’entrée d’air est très nette. La teneur en eau diminue très rapidement dès que ce seuil est passé parce qu’il y a peu de pores de petite taille. Pour un sol argileux au contraire, la succion d’entrée d’air est peu marquée parce que des pores de toutes les tailles sont présents : la distribution en taille des pores est plus variée et le sol se vide de façon plus continue. En outre, la porosité totale d’un sol argileux étant plus élevée que celle d’un sol sableux, la teneur en eau à une succion donnée, est plus élevée pour un sol argileux que pour un sable. Cela entraîne que lorsque le sol présente des discontinuités de texture, la teneur en eau est également discontinue (le potentiel étant continu).

La représentation schématique de la figure 3.3 (b) montre qu’il y a un effet d’hystérèse dans la relation entre la succion et la teneur en eau. A une succion donnée le sol est plus humide quand il se vide que quand il s’humidifie. L’effet d’hystérèse est dû à la géométrie irrégulière des pores, et au fait que l’angle de contact du ménisque qui avance (lorsque le sol s’humidifie) est supérieur à celui du ménisque qui recule (assèchement) (Hillel 1980).

3.2.4 Equation de flux en milieu poreux saturé

Nous avons vu dans une section précédente que le gradient de charge hydraulique constitue la force motrice (par unité de poids d’eau) de l’écoulement de l’eau dans le sol. La complexité et l’ir-

régularité de la géométrie de l'espace poreux du sol ne permettent pas l'utilisation des équations de la mécanique des fluides pour calculer le débit de l'eau dans le sol. La première loi exprimant le flux d'eau à travers un sol, fût déterminée de manière expérimentale par Darcy (1856), pour une colonne de sol sableux saturé en eau. Darcy a découvert une relation de proportionnalité entre le flux d'eau écoulé à travers la colonne de sol Q (en m^3s^{-1}), la surface de la section A (en m^2), la perte de charge hydraulique ΔH , et la longueur de la colonne L (en m):

$$Q = -K_s A \frac{\Delta H}{L} \quad (3.4)$$

Le facteur de proportionnalité K_s est appelé la conductivité hydraulique à saturation et s'exprime en ms^{-1} . Le signe "-" est dû au fait que le flux suit la direction de la force motrice, elle même dirigée dans le sens des potentiels décroissants.

La loi de Darcy est plus souvent écrite sous sa forme différentielle établie par Slichter(1899):

$$\vec{q} = -K_s \vec{\nabla} H \quad (3.5)$$

Où q est une densité de flux (en ms^{-1}).

Quand on étudie les mouvements de l'eau dans un système à une dimension, où l'axe vertical est positif vers le bas, la charge hydraulique totale est :

$$H = H_g + h = -z + h \quad (3.6)$$

et l'équation de Darcy selon la verticale s'écrit :

$$q = -K_s \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \quad (3.7)$$

La loi de Darcy est une loi macroscopique. En effet la densité de flux q est une variable macroscopique par excellence : c'est le volume d'eau moyen qui traverse un ensemble de pores par unité de temps divisé par une surface. Bien que sa dimension soit celle d'une vitesse, la densité de flux ne correspond pas rigoureusement à la vitesse de l'écoulement : l'écoulement n'a pas lieu sur l'ensemble de la section de sol dont une partie est occupée par des particules solides. En outre la relation entre la densité de flux et la vitesse réelle d'écoulement à travers les pores dépend fortement de la taille, de la forme, de l'orientation des pores. Dans cette relation intervient la notion de tortuosité qui est définie comme le rapport entre la distance réelle et la distance apparente parcourue par l'eau.

La loi de Darcy est la généralisation d'un grand nombre d'expériences. Cette équation est analogue à d'autres lois de la physique qui expriment un transport, comme la loi de Fourier qui indique que la conduction de la chaleur est proportionnelle au gradient de température, la loi d'Ohm qui établie que le flux d'électricité (le courant) est proportionnel au gradient de potentiel électrique, ou la loi de Fick qui indique que le régime de diffusion est proportionnel au gradient de concentration. Ce n'est pas une loi fondamentale de la physique parce qu'elle ne s'applique pas à tous les milieux poreux et n'est plus valable pour des valeurs extrêmes de gradient de charge. Pour les valeurs élevées du gradient de charge hydraulique l'écoulement n'est plus laminaire : les forces d'inertie ne sont plus négligeables par rapport aux forces de viscosité. Pour des valeurs trop faibles du gradient de charge les effets de l'eau liée par adsorption modifient le flux. Dans les deux cas la relation entre le flux et le gradient de charge n'est plus linéaire.

3.2.5 Quelques notions physiques sur la conductivité hydraulique

La conductivité hydraulique d'un sol $K(\theta)$, traduit sa capacité à permettre l'écoulement. La conductivité hydraulique à saturation, K_s est le rapport entre la densité de flux et le gradient spatial de potentiel à saturation. Elle dépend entre autre de la texture et la structure du sol, et des propriétés du fluide qui y circule¹. Dans le cas où le fluide est de l'eau, et pour un sol saturé, la conductivité dépend de la porosité et de la distribution en taille des pores. Elle est d'autant plus élevée que la taille des pores est importante, ou que le sol est agrégé. Au contraire, une grande tortuosité, ou un sol compact mènent à des valeurs plus faible de la conductivité à saturation.

Dans un sol saturé tous les pores sont pleins d'eau, et la conductivité hydraulique est maximale. Quand le sol s'assèche, les pores les plus gros se vident de leur eau, se remplissent d'air et cessent de conduire l'eau à travers le sol. La conductivité diminue. Cet effet est accentué par l'augmentation de la tortuosité due au fait que l'écoulement doit contourner les pores "vides". Au fur et à mesure que la teneur en eau diminue (ou que la succion augmente) se sont des pores de plus en plus petits qui se vident, et la taille des pores conducteurs diminue, réduisant non-linéairement le flux d'eau à travers le sol. Cela explique en partie le fait que la décroissance de la conductivité hydraulique avec la teneur en eau du sol soit non-linéaire. Typiquement un sol dont les pores sont grossiers (sol sableux) a une conductivité à saturation plus élevée qu'un sol dont les pores sont de taille inférieure (sol argileux). Par contre, une augmentation de la succion vide d'abord les pores de grande taille, diminuant la conductivité du sable plus rapidement que celle de l'argile dont la distribution en taille des pores est plus variée.

La conductivité peut aussi varier selon la direction de l'écoulement si le sol est anisotrope, mais nous nous limitons ici à des études dans lesquelles nous considérons le sol isotrope.

3.2.6 Equations du mouvement dans un sol non saturé

L'équation de Darcy concerne les sols saturés. En réalité, les mouvements de l'eau dans le sol se déroulent la plupart du temps dans des conditions de sol non saturé, et dans les pores circulent de l'eau et de l'air. Un écoulement en condition non saturée (par rapport à un écoulement saturé) est caractérisé par le fait que :

- la teneur en eau varie en espace et en temps,
- le potentiel de pression est négatif car il est dû à la succion matricielle,
- la conductivité hydraulique dépend de la teneur en eau.

C'est Buckingham (1907) qui a été le premier à utiliser l'équation de Darcy pour décrire les mouvements de l'eau dans les sols non saturés, en considérant la conductivité et le potentiel matriciel comme des fonctions de la teneur en eau : $K = K(\theta)$ et $h = h(\theta)$. Dans ces conditions l'équation de Darcy à une dimension 3.7 s'écrit :

$$q(z, t) = -K(\theta) \left(\frac{\partial h(\theta(z, t))}{\partial z} - 1 \right) \quad (3.8)$$

Cette équation peut aussi s'écrire en fonction de la teneur en eau :

$$q(z, t) = -(D(\theta) \frac{\partial \theta(z, t)}{\partial z} - K(\theta)) \quad (3.9)$$

Où la DIFFUSIVITÉ est définie comme :

$$D(\theta) = K(\theta) \frac{\partial h(\theta)}{\partial \theta} \quad (3.10)$$

1. La "fluidité" de l'eau est proportionnelle à sa densité, et inversement proportionnelle à sa viscosité

L'équation générale de l'écoulement est obtenue en associant à l'équation de flux de Darcy, l'équation de conservation de la masse :

$$\frac{\partial \theta(z, t)}{\partial t} = -\text{div}(\vec{q}(z, t)) \quad (3.11)$$

qui en unidimensionnel s'écrit :

$$\frac{\partial \theta(z, t)}{\partial t} = -\frac{\partial q(z, t)}{\partial z} \quad (3.12)$$

En combinant les équations de Darcy 3.8 et de continuité 3.12 on obtient **l'équation de Richards (1931)** qui exprime les variations du potentiel d'eau dans le sol :

$$C(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} [K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right)] \quad (3.13)$$

avec LA CAPACITÉ SPÉCIFIQUE DE RÉTENTION en eau :

$$C(h) = \frac{\partial \theta(h)}{\partial h} \quad (3.14)$$

L'équation qui exprime les variations de la teneur en eau est appelée **l'équation de Fokker-Planck**. Elle est obtenue en combinant l'équation de conservation de la masse 3.12 à l'équation de Darcy exprimée en fonction de la teneur en eau 3.9 :

$$\frac{\partial \theta(z, t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (D(\theta) \frac{\partial \theta(z, t)}{\partial z} - K(\theta)) \quad (3.15)$$

Les équations 3.13 et 3.15 expriment toutes les deux les variations (spatiales et temporelles) de l'état hydrique du sol, et permettent ainsi de calculer les mouvements de l'eau dans le sol. Elles sont non-linéaires puisque les paramètres $K(h)$ et $C(h)$ dans l'équation 3.13, et $K(\theta)$ et $D(\theta)$ dans l'équation 3.15 dépendent de la solution (respectivement h et θ). De surcroît les fonctions de diffusivité, de conductivité, et de capacité spécifique de rétention sont elles aussi très fortement non-linéaires, comme on le verra en section 3.3.5, ce qui complique nettement la résolution des équations de Richards et Fokker-Planck. On peut aisément passer d'une équation à l'autre en utilisant les fonctions de conductivité hydraulique $K(\theta)$ et de rétention $\theta(h)$. Ces deux formulations ne sont cependant pas tout à fait équivalentes. L'équation 3.13 de Richards, qui porte sur le potentiel matriciel est plus adaptée aux sols stratifiés dans lesquels le potentiel est continu alors que la teneur en eau présente des discontinuités. C'est pourquoi elle est plus couramment utilisée dans les modèles mécanistes de sol. Dans un sol non stratifié, la teneur en eau est continue, le calcul des mouvements de l'eau peut être effectué indépendamment avec l'une ou l'autre des équations de Richards ou Fokker-Planck. La forme mathématique de cette dernière étant plus simple que celle de Richards (Brandyk et al. 1985), son utilisation est avantageuse quand le sol est non stratifié.

3.3 Description de l'hydrologie du sol dans SECHIBA

3.3.1 Le modèle hydrologique du Center for Water Resources Research

Le Center for Water Resources Research (CWRR) de Dublin, en Irlande, a développé un modèle numérique hydrologique, utilisable à petite échelle, qui permet de calculer les mouvements de l'eau dans le sol. Ce modèle est documenté dans Bruen (1997) et Dooge et al. (1993). Il est basé sur la

résolution de l'équation de Fokker-Planck (équations 3.15) c'est à dire du système constitué par les équations de Darcy sur la teneur en eau, et de continuité :

$$\begin{cases} q = -D \frac{\partial \theta}{\partial z} + K \\ \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} \end{cases} \quad (3.16)$$

Avec :

$\theta(z, t)$ la teneur en eau volumique, ($m^3 m^{-3}$),

$K(\theta)$ la conductivité hydraulique ($m s^{-1}$),

$D(\theta)$ la diffusivité de l'eau dans le sol ($m^2 s^{-1}$),

$q(z, t)$ la densité de flux ($m s^{-1}$),

z la coordonnée verticale (m), choisie positive vers le bas,

t le temps (s).

L'originalité du modèle de Dublin réside dans le fait que la diffusivité $D(\theta)$ est approchée par une fonction constante par morceaux, et la conductivité est traitée comme une fonction linéaire par morceaux. C'est à dire que l'intervalle défini par l'ensemble des valeurs possibles de la teneur en eau θ est divisé en un nombre fixe de petits intervalles. A l'intérieur de chacun de ces intervalles D est considéré constant et K fonction linéaire de θ . Soit, pour une teneur en eau θ considérée :

$$\begin{cases} K = a\theta + b \\ D = d \end{cases} \quad (3.17)$$

où les valeurs de a, b, d sont constantes pour l'intervalle dans lequel θ se situe. Les constantes sont déterminées à l'aide de fonctions hydrauliques dont certaines sont décrites en section 3.3.5. La méthode de la linéarisation par morceaux est expliquée plus en détails en annexe B.

Alors que la forte non-linéarité des fonctions de diffusivité et conductivité constitue une source de complications majeure pour la résolution du système 3.16, le fait de les linéariser par morceaux simplifie considérablement la résolution de ce dernier.

Discrétisation du modèle de Dublin :

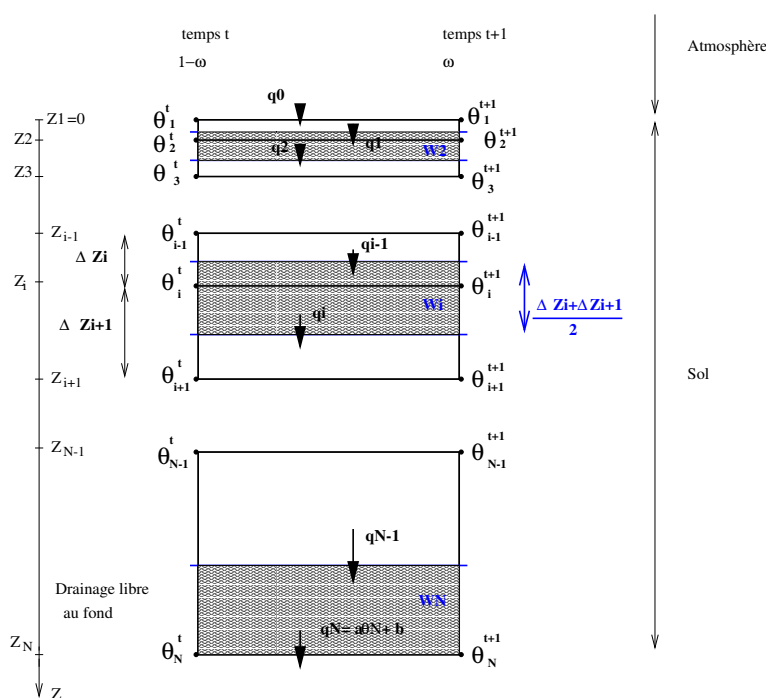
La résolution numérique du système 3.16 nécessite de discrétiser les équations. Le modèle du CWRR considère une profondeur totale de sol de 1 mètre. La discrétisation verticale se fait sur $N = 11$ nœuds, le pas pouvant être choisi constant ou fonction de la profondeur. Pour la discrétisation temporelle, le schéma numérique est semi-implicite, il considère deux pas de temps, de même poids (le pas de temps inconnu a pour poids $\omega = 0.5$, le pas de temps précédent ayant pour poids $1 - \omega = 0.5$). La figure 3.4 est une schématisation de la discrétisation du modèle de Dublin dans le cas d'un pas d'espace vertical variant avec la profondeur. A chaque nœud vertical i , de profondeur Z_i et de teneur en eau θ_i , on associe une couche de sol (en grisé sur la figure) d'épaisseur, et de contenu en eau :

$$\begin{cases} \frac{Z_2}{2} & \text{et } W_1 = \frac{\Delta Z_2}{8}(3\theta_1 + \theta_2) & \text{pour } i=1 \\ \frac{Z_{i+1}-Z_{i-1}}{2} & \text{et } W_i = \frac{\Delta Z_i}{2}\left(\frac{\theta_i + \frac{\theta_i + \theta_{i-1}}{2}}{2}\right) + \frac{\Delta Z_{i+1}}{2}\left(\frac{\theta_i + \frac{\theta_i + \theta_{i+1}}{2}}{2}\right) & \text{pour } i=2, N-1 \\ \frac{Z_N - Z_{N-1}}{2} & \text{et } W_N = \frac{\Delta Z_N}{2}(3\theta_N + \theta_{N-1}) & \text{pour } i=N \end{cases} \quad (3.18)$$

Le contenu en eau W_i , exprimé en hauteur d'eau, est calculé en accordant plus d'importance au point du maillage qui est inclus dans la couche de sol considérée. Le fait de considérer les teneurs en eau de plusieurs points discrets, pour calculer le contenu en eau des couches, permet de lisser le profil d'eau dans le sol. En outre cette discrétisation permet d'obtenir un schéma numérique d'ordre 2.

Les flux sont calculés au sommet et au fond de chaque couche, c'est à dire entre les nœuds du maillage, en résolvant le système 3.16, à l'aide des fonctions K et D . Haverkamp et Vauclin (1979) ont fait une revue des différentes méthodes de pondération, utilisables pour calculer la conductivité hydraulique entre les nœuds d'une grille de discrétisation. Ils ont établi que la moyenne géométrique est la méthode qui génère le moins d'erreurs de pondérations. Le modèle de Dublin utilise une moyenne arithmétique pour calculer les valeurs de conductivité diffusivité entre les nœuds du maillage. L'écriture des équations discrètes du modèle de Dublin est détaillée en Annexe B.

La résolution numérique du système 3.16 consiste à résoudre une équation matricielle dont les ma-



(a)

FIG. 3.4 – *Discrétisation du sol dans le modèle du CWRR, et dans SECHIBA, pour résoudre numériquement l'équation de Fokker-Planck. Le sol est discrétisé en 11 niveaux verticaux, et 2 niveaux temporels. Pour chaque noeud vertical i , on associe une couche de sol d'épaisseur $(\Delta Z_i + \Delta Z_{i+1})/2$, et de contenu en eau W_i*

trices sont tridiagonales, de taille $N \times N$ (voir annexe B). Le système se simplifie lorsque la linéarisation par morceaux considère un unique intervalle sur l'ensemble des valeurs possibles de θ . Dans ce cas la diffusivité est constante, la conductivité linéaire, et les coefficients des matrices tridiagonales sont indépendants du temps. Ils peuvent donc être calculés une fois pour toute au début du programme,

économisant ainsi du temps de calcul.

Pour sa **condition limite inférieure** (*ie* sur la N^e couche de sol) le modèle de Dublin permet le choix entre deux conditions : la présence d'une nappe d'eau souterraine ($\theta_N = \theta_s$), ou bien une condition de drainage libre au fond caractérisé par un flux égal à la conductivité hydraulique : $q_N = a\theta_N + b$. Cette condition n'est autre que l'équation de Darcy où l'on suppose que le gradient de teneur en eau est nul entre la couche du fond et les couches plus profondes non modélisées. Le drainage libre est donc provoqué par la seule action de la force de pesanteur, et il décroît avec la conductivité hydraulique.

La **condition limite supérieure** traduit l'interaction entre le sol et l'atmosphère, et impose un flux q_0 entre l'atmosphère et la couche supérieure du sol. Ce flux imposé est égal à la précipitation P moins l'évaporation potentielle E_{pot} :

$$q_0 = P - E_{pot}$$

Les flux entre les couches de sol sont déterminés par l'équation de Darcy, et sont proportionnels aux gradients de teneur en eau entre les couches. En aucun cas ils ne peuvent conduire à des valeurs de teneur en eau négatives. Le flux q_0 , en revanche, est imposé par les conditions atmosphériques, indépendamment du profil d'eau dans le sol. Il est possible que ce flux ne puisse pas être satisfait par le sol. Par exemple un flux supérieur aux capacités d'infiltration risque de donner des valeurs de teneur en eau supérieures à celles de la saturation. Ou un flux négatif, élevé en valeur absolue, correspondant à une évaporation potentielle importante que le sol ne peut pas satisfaire, peut conduire à des valeurs négatives de teneur en eau. La résolution où l'on impose la condition de flux q_0 est dans ce cas impossible, mais on en connaît la raison *a posteriori*. Dans ce cas, imposer q_0 entraîne une teneur en eau de la couche de surface soit négative, soit supérieure au taux de saturation. Il faut alors recommencer la résolution du système en le contraignant dans la limite de ses possibilités.

Autrement dit, le flux effectif entre le sol et l'atmosphère doit être la valeur limite du flux q_0 qui permet de rester dans l'intervalle des valeurs possibles de teneur en eau. On ne connaît pas *a priori* ce flux effectif, mais on connaît, par la première résolution, les valeurs de teneur en eau, de *la couche de surface seulement*, auxquelles il conduit. On recommence alors la résolution du système 3.16, en imposant non pas le flux q_0 , mais la teneur en eau en surface (θ_r ou θ_s selon le cas). Le flux effectif au sommet $q_{0f} = P - E_{nu} - R_u$ se déduit ensuite du bilan de masse. E_{nu} est l'évaporation que le sol a pu satisfaire (nécessairement inférieure ou égale à l'évaporation potentielle *demandée* par l'atmosphère). R_u est le ruissellement produit si le taux d'infiltration n'a pas pu permettre de drainer suffisamment la couche de surface.

3.3.2 Description générale de l'hydrologie de SECHIBA

La nouvelle hydrologie des sols dans SECHIBA dérive du modèle hydrologique du CWRR adapté aux besoins de la représentation de l'interaction sol-plante-atmosphère, de la modélisation à grande échelle, et aux contraintes liées au couplage avec le modèle atmosphérique.

Le modèle est présenté ici, tel que nous l'avons développé, mais de nombreuses étapes intermédiaires, correspondant à différents degrés de complexité et de développement du modèle n'apparaissent pas. Les choix que nous avons faits pour représenter les fonctions hydrauliques, la variabilité sous-maille de la texture du sol, l'interaction sol-plante-atmosphère, la connexion avec la couche limite du MCG

sont expliqués dans les sections suivantes. Les choix effectués sur la résolution numérique, et la linéarisation par morceaux seront justifiés dans le chapitre 4 qui décrit des expériences numériques découplées du MCG.

SECHIBA résout l'équation de Darcy en teneur en eau, dans le cas non saturé (voir équation 3.9) et l'équation de continuité (équation 3.12) pour calculer les mouvements verticaux de l'eau dans le sol.

$$\begin{cases} q = -D \frac{\partial \theta}{\partial z} + K \\ \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} - S \end{cases} \quad (3.19)$$

Le fait de décrire les mouvements de l'eau dans le sol à l'aide de l'équation de Darcy exprimée en termes de teneur en eau ne pose pas de problèmes de discontinuité dans la mesure ou nous considérons la texture du sol uniforme sur la verticale (voir section 3.2.6).

Le **terme puits**, S (en $m^3 m^{-3} s^{-1}$), du bilan de masse représente l'extraction de l'eau du sol par les plantes. Il est calculé en fonction de l'état hydrique du sol, des caractéristiques du profil racinaire de la végétation et des conditions atmosphériques. La section suivante (section 3.3.3) est consacrée au problème crucial de la représentation de l'interaction sol-plante-atmosphère et détaille la paramétrisation de ce terme puits.

Les **fonctions de conductivité et diffusivité** K et D sont linéarisées par morceaux, comme nous l'avons vu dans la section précédente (équations 3.17), ce qui permet d'en obtenir une bonne approximation tout en gardant une résolution numérique de coût raisonnable. Ces fonctions sont empiriques, et plusieurs formulations ont été proposées pour les décrire. Le choix de ces fonctions est délicat puisqu'il résulte de compromis entre la pertinence des fonctions, leur complexité qui doit être modérée, et l'adaptabilité aux grandes échelles qui est tributaire de l'existence de jeux de données globales. Cette discussion sera détaillée en section 3.3.5.

La forte non-linéarité de l'équation de Fokker-Planck et des fonctions hydrauliques (K et D) rend indispensable l'utilisation d'une résolution verticale suffisamment fine pour obtenir une représentation correcte des flux entre les différentes couches de sol. Une résolution grossière engendrerait de forts gradients entre les couches, biaisant la valeur des flux. D'autre part, l'eau des couches superficielles du sol a une plus grande variabilité spatio-temporelle que celle des couches profondes. La résolution requise doit donc être plus fine proche de la surface qu'en profondeur. Le choix de la résolution verticale proche de la surface peut avoir une influence importante sur les flux de surface calculés, comme nous le verrons, avec des simulations forcées, au chapitre 4. Le schéma que nous avons retenu est le suivant : la **profondeur totale** de sol considérée est $DPU = 2m$, et la **discrétisation verticale compte** $N = 11$ **niveaux**, le pas d'espace double à chaque niveau de profondeur, avec une résolution plus fine en surface et grossière au fond. La profondeur des nœuds du maillage est donc déterminée par une série géométrique, dont le calcul des différents termes nous donne : $Z_1 = 0$, $Z_2 = 1.96.10^{-3}m$, $Z_3 = 5.87.10^{-3}m$, ..., $Z_i = \frac{DPU}{2^{N-1}}(2^{i-1} - 1)$, ..., $Z_{10} = 0.999m$, $Z_{11} = 2m$. L'épaisseur de la première couche de sol dans SECHIBA est donc de l'ordre du millimètre ($\Delta Z_2/2$, comme l'indique l'équation 3.18). La figure 3.4 schématise la discrétisation du sol dans SECHIBA. A cette figure, on pourrait ajouter un flux partant de chaque couche de sol et correspondant au terme puits. La présence d'un terme puits nécessite une valeur de ω (poids du pas de temps pour lequel le profil de teneur en eau est inconnu) supérieure ou égale à 1 pour assurer la stabilité du schéma numérique. Nous utilisons $\omega = 1$, ce qui fait que le schéma est implicite, les questions concernant sa stabilité numérique sont abordées en section 3.3.8.

La condition limite inférieure est celle de drainage libre au fond de la colonne de sol, modulé par un coefficient F_c compris entre 0 pour un drainage nul au fond (cas d'un fond imperméable) et 1 pour un drainage libre. Les valeurs intermédiaires correspondent à différentes perméabilités du fond du sol. Cette condition s'écrit :

$$q_N = F_c K_N \quad (3.20)$$

La discrétisation des équations (voir annexe C) prend en compte ce coefficient, mais les données d'échelle globale nous manquent pour considérer ses variations géographiques. En gardant la possibilité future de pouvoir prendre en compte le degré de perméabilité du fond du sol, nous choisissons dans cette étude $F_c = 1$ sur l'ensemble des continents.

La condition limite supérieure est différente selon que le sol est couvert ou non de végétation. Pour un sol couvert de végétation dans SECHIBA, l'évaporation ne peut provenir que de la transpiration, il n'y a donc pas d'évaporation du sol nu. Dans les deux cas, un flux q_0 est imposé au sommet de la colonne.

$$\begin{aligned} q_0 &= P - E_{pot} && \text{pour un sol nu,} \\ q_0 &= P && \text{pour un sol couvert de végétation.} \end{aligned} \quad (3.21)$$

La résolution du système 3.19 dans SECHIBA se déroule, à chaque pas de temps en plusieurs étapes. Ces étapes sont similaires à celles du modèle de Dublin :

- 1 Le système est résolu une première fois, en partant du profil d'humidité initial, avec les conditions limites (q_N et q_0). Comme nous le verrons en section 3.3.3, le calcul de la transpiration de la végétation tient compte du profil d'humidité. Le terme puits correspondant à la transpiration ne peut pas, contrairement à q_0 , conduire à des valeurs hors normes de teneur en eau.
- 2 Dans le cas où le flux q_0 entraîne $\theta < \theta_r$ ou $\theta > \theta_s$, le système est résolu à nouveau, en repartant du profil de teneur en eau initial, et en imposant non pas le flux en surface, mais la valeur limite possible de teneur eau pour cette couche. A l'issue de cette étape, le nouveau profil de teneur en eau est déterminé.
- 3 Un bilan de masse est pratiqué sur chaque couche de sol. Dans SECHIBA il est d'abord pratiqué sur la couche de fond : la connaissance du flux vers le bas (drainage libre), et de la variation de teneur en eau permet de déduire le flux au sommet de cette couche. On procède ainsi de la couche la plus profonde à la couche de surface. Cette étape ferme le bilan d'eau du sol, et permet de calculer le flux en surface q_{0f} tel qu'il a été satisfait.
- 4 Connaissant le flux effectif q_{0f} entre l'atmosphère et le sol, SECHIBA calcule ses différentes contributions : $q_{0f} = P - E_{nu} - R_u$.

L'évaporation (quand il y a du sol nu) et le ruissellement se déterminent logiquement en fonction de la différence $P - q_{0f}$ et de l'évaporation potentielle :

$$\begin{cases} E_{nu} = \text{MIN}(P - q_{0f}, E_{pot}) \\ R_u = P - q_{0f} - E_{nu} \end{cases} \quad (3.22)$$

3.3.3 Prise en compte d'un terme puits : la transpiration

Le remplacement de l'hydrologie de SECHIBA par le modèle de Dublin nécessite de repenser la modélisation de l'interaction sol-plante. Le travail de la première partie de thèse concernant la modélisation des profils racinaires et de leur variabilité sous-maille (chapitre 2) a montré l'importance

de la prise en compte de profils racinaires propres à chaque biome. Nous avons montré que le fait de prendre en compte un profil racinaire, plutôt qu'une profondeur racinaire comme c'est souvent le cas dans les MCG, est une des clés qui permet une bonne représentation du contrôle de l'évapotranspiration par le système sol-plante dans les MCG. La notion de profil est maintenant étendue à la gestion verticale de l'eau dans le sol. Une paramétrisation pertinente de l'interaction entre les profils racinaires et le profil de l'eau dans le sol est cruciale pour la modélisation des flux hydriques entre les surfaces continentales et l'atmosphère, ainsi que pour la modélisation de la gestion de l'eau dans le sol.

Une approche macroscopique :

Il y a en principe deux approches possibles pour représenter l'extraction de l'eau du sol par les racines dans un modèle hydrologique. Feddes (1981) et Molz (1981) ont fait une revue des différents modèles qui existent pour représenter l'extraction de l'eau du sol par les racines.

L'approche *microscopique* (ou *single root model*) considère un ensemble de racine individuelles, espacées régulièrement dans le sol par des distances définies variant avec le profil. Cette approche est utilisée dans les modèles hydrologiques qui considèrent les transferts radiaux de l'eau du sol vers les racines (Personne 1998; Gardner 1960). Elle permet de prendre en compte les gradients de pression matricielle et osmotique autour de la racine.

L'approche *macroscopique* (ou *macroscopic scale*) assimile le système racinaire à un terme puits diffus agissant uniformément pour chaque couche de sol, mais pouvant varier le long du profil racinaire. Cette méthode est très nettement plus simple que l'approche précédente car elle ne prend pas en compte le flux vers les racines individuelles, et s'affranchit donc des considérations géométriques nécessaires à l'approche microscopique. De plus, les caractéristiques géométriques des racines évoluent avec le temps et sont pratiquement impossible à mesurer, surtout aux échelles spatiales et temporelles d'un MCG. Considérer simplement l'association d'un profil racinaire à un profil de sol constitue un progrès considérable dans la représentation de l'hydrologie continentale des modèles de circulation générale. C'est pourquoi nous avons opté pour une approche macroscopique de l'extraction de l'eau du sol par les plantes, en prenant en compte un terme puits dans l'équation de Fokker-Planck (voir système 3.19).

Le terme puits S (en $m^3m^{-3}s^{-1}$) est associé aux valeurs de teneur en eau sur les différents nœuds du maillage vertical. Lorsque le modèle calcule le bilan d'eau il considère, non plus les points discrets, mais les couches de sol, de contenu en eau W pour un pas de temps donné. Nous utilisons alors le terme puits Tr en m d'eau pour exprimer, à un pas de temps donné, la quantité d'eau extraite par transpiration depuis le précédent pas de temps. Tr est l'intégrale de S sur l'épaisseur de sol, et la durée du pas de temps considéré. Cette notation permet de passer aisément de la transpiration provenant des différentes couches de sol, à la transpiration totale de la colonne de sol qui en est la somme.

La fonction d'extraction de l'eau du sol :

Dans SECHIBA la transpiration totale d'un type de végétation est calculée de la façon suivante :

$$Transpir = \left(1 - \frac{I}{I_{max}}\right) U_s \rho \frac{q_{sat}(T_s) - q_{air}}{r_a + r_0 + r_c} \quad (3.23)$$

Nous reprenons les notations de l'article du chapitre 2. Nous nous intéressons ici au terme U_s , la fonction d'extraction de l'eau, qui traduit l'interaction sol-plante. Lorsque le sol était représenté par le

modèle de Choisnel, l'hypothèse de base utilisée pour calculer U_s était que la transpiration dépendait de la fraction de longueur de racines localisées dans la zone humide. Nous supposons maintenant que la transpiration de la végétation provient de l'ensemble de la colonne de sol, et que la contribution de chaque couche est fonction de : (i) la fraction normalisée de longueur racinaire lui correspondant, notée $Nrac$, (ii) son degré de saturation en eau. On note Tr_i la quantité d'eau extraite de la couche i de sol par transpiration. On calcule pour chaque couche de sol une fonction d'extraction de l'eau du sol us_i telle que :

$$U_s = \sum_{i=1}^N us_i \quad (3.24)$$

$$\begin{cases} us_i = 0 & \text{si } W_i < W_w \\ us_i = \frac{W_i}{W_d} Nrac(i) & \text{si } W_w \leq W_i \leq W_d \\ us_i = Nrac(i) & \text{si } W_d < W_i \end{cases} \quad (3.25)$$

où les différents termes sont définis ci-dessous.

L'extraction racinaire en fonction de l'état hydrique du sol :

En considérant une couche de sol dont la quantité normalisée de racines vaut 1, on met en évidence l'influence de l'état hydrique du sol sur la transpiration. La figure 3.5 montre la dépendance entre la fonction d'extraction racinaire, U_s , et l'état hydrique du sol. Bien que les plantes soient plus sensibles au potentiel de l'eau dans le sol qu'à la teneur en eau, on peut exprimer l'extraction de l'eau par la végétation en fonction du contenu en eau du sol. Cela est suffisant dans un MCG, où le degré de complexité de la représentation de l'interaction sol-plante ne permet pas (encore) de prendre en compte les phénomènes de succion osmotiques des racines. De plus, SECHIBA résout l'équation de Fokker-Planck et se base sur la notion de teneur en eau dans le sol, plutôt que de potentiel, ce qui justifie l'expression de la fonction U_s en fonction de la teneur en eau.

Différentes valeurs critiques de contenu en eau interviennent dans le calcul de la fonction d'extraction de l'eau du sol par les plantes. Une couche de sol saturée contient une quantité d'eau W_s , qui est ra-

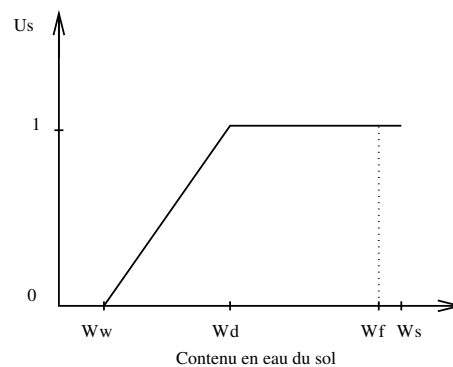


FIG. 3.5 – Variations de la fonction U_s d'extraction de l'eau du sol par les plantes en fonction de l'humidité du sol, dans SECHIBA.

pidement réduite par l'action du drainage à la quantité W_f , la capacité au champ. Celle-ci correspond à l'équilibre entre les forces gravitationnelles et les forces de pression matricielle (voir section 3.2.2). Tant que le sol contient une quantité d'eau supérieure à W_d , l'extraction de l'eau du sol par les plantes dans SECHIBA est maximale, et n'est limitée que par la longueur racinaire. Typiquement, W_d/W_f est compris entre 0.5 et 0.8 (Maidment 1992). La valeur utilisée dans SECHIBA est $W_d = 0.5W_s$. Passé ce seuil, lorsque le sol s'assèche, la fonction d'extraction de l'eau du sol décroît linéairement avec la teneur en eau jusqu'à ce que le contenu en eau atteigne la valeur du point de flétrissement, W_w en dessous de laquelle la transpiration n'est plus possible.

En réalité, lorsque le taux d'humidité du sol est supérieur à la capacité au champ, durant une période prolongée, les plantes sont en anoxie, se dégradent, et ne sont plus capables de transpirer. Ce phénomène, représenté sur la figure 3.5 par la chute brutale de la fonction d'extraction (courbe pointillée), est dû à une déficience en oxygène liée à l'état proche de la saturation du sol. La rapidité avec laquelle un sol saturé est drainé pour atteindre la capacité au champ fait que l'anoxie est un phénomène qui ne peut avoir lieu que localement quand une nappe est très proche de la surface par exemple. Cette allure de la fonction d'extraction de l'eau dans le sol, en fonction de l'humidité du sol est communément admise, et largement utilisée par les hydrologues en modélisation de petite échelle (Feddes et al. 1997; Maidment 1992). A l'échelle d'une maille de MCG on ne tient pas compte du phénomène d'anoxie, et on considère que l'extraction de l'eau dans le sol est maximale pour un contenu en eau supérieur à W_d .

Le profil normalisé de racine :

Le profil racinaire est modélisé dans SECHIBA par une fonction exponentielle de la profondeur :

$$R(z) = e^{-cz} \quad (3.26)$$

Où la constante c dépend du type de végétation considéré (voir chapitre 2, section 2.3). On s'intéresse maintenant à la longueur relative de racines dans une couche de sol. Soit, pour une couche i du modèle discret :

$$Nrac(i) = \frac{\int_{Z_i - \frac{\Delta Z_{i-1}}{2}}^{Z_i + \frac{\Delta Z_{i+1}}{2}} R(z) dz}{\int_{\frac{Z_2}{2}}^{Z_N} R(z) dz} \quad (3.27)$$

La première couche de sol d'épaisseur $\frac{\Delta Z_2}{2}$ (voir figure 3.4) ne contribue pas à la transpiration. En effet, les racines n'exercent pas leur action de pompage juste sous la surface du sol (Alain Perrier, communication personnelle). Pour en tenir compte, nous considérons la couche de surface inactive du point de vue de la transpiration, et SECHIBA calcule le profil racinaire normalisé sur l'ensemble de la colonne de sol moins la couche de surface.

Le profil de racine est exponentiel, et traduit une présence plus importante de racines pour des faibles profondeurs. L'influence du profil racinaire sera donc de favoriser l'extraction de l'eau des couches de sol peu profondes (en dehors de la première couche).

Connaissant la transpiration de l'ensemble de la colonne de sol, la fonction d'extraction permet de calculer la contribution, à cette transpiration, de chaque couche de sol :

$$Tr_i = Transpir \frac{uS_i}{U_s} \quad (3.28)$$

Inversement, la connaissance de l'état hydrique du sol permet de calculer la fonction d'extraction de l'eau du sol pour chaque couche (équations 3.25). La fonction U_s qui en est la somme, permet à SECHIBA de calculer la transpiration de l'ensemble de la colonne (équation 3.23).

L'interaction Sol-Plante-Atmosphère :

Le traitement de l'interaction sol-plante-atmosphère dans SECHIBA s'effectue en plusieurs étapes :

- D'abord la fonction d'extraction de l'eau du sol, U_s , est calculée en fonction de l'état hydrique du sol et de la végétation (profil racinaire).
- Ensuite la transpiration est calculée comme indiqué par l'équation 3.23, selon l'état énergétique de la surface, les caractéristiques de la végétation, et la fonction d'extraction de l'eau du sol.
- Puis SECHIBA calcule un profil de transpiration en répartissant la transpiration totale sur la colonne de sol (équation 3.28). Ce profil constitue un terme puits pour le profil d'eau dans le sol. Le système 3.19 des équations des mouvements de l'eau dans le sol est alors résolu,
- le nouveau profil de teneur en eau obtenu permet de déterminer la nouvelle valeur de U_s qui sera utilisée au pas de temps suivant pour calculer la transpiration, et ainsi de suite.

Cette paramétrisation doit permettre de modéliser l'interaction sol-plante de façon beaucoup plus subtile qu'avec un modèle de Choissnel. L'intérêt de la méthode réside dans la notion de profil qui permet à la plante de *travailler* sur une zone de profondeur du sol où à la fois racines et humidité contrôlent la transpiration. L'évolution saisonnière du profil d'humidité devrait influencer fortement la transpiration, la répartition verticale de sa provenance dans le sol, et réciproquement. Nous avons vu en chapitre 2 que le fait de permettre différents profils racinaires selon les types de végétation, améliore le contrôle du système sol-plante sur la transpiration. En réalité le profil racinaire dépend de la végétation et du sol sur lequel elle se trouve. Il serait intéressant, dans le futur, de permettre dans SECHIBA un fonctionnement différentiel des racines selon la texture du sol.

3.3.4 Couplage implicite et calcul de l'évaporation du sol nu

L'interaction entre les surfaces continentales et l'atmosphère est dominée par des échanges d'humidité, de chaleur et de quantité de mouvements entre le sol et l'atmosphère. Dans les modèles de circulation générale ces flux déterminent les conditions aux limites de l'atmosphère et jouent un rôle crucial dans la modélisation du climat.

Le couplage entre un schéma de surface et un modèle d'atmosphère doit être tel que les bilans hydriques et d'énergie à la surface soient fermés. Le bilan d'énergie (équation 1.2) détermine la température de surface. Les flux des chaleurs sensible et latente (équations 1.7 et 1.8) qui interviennent dans le bilan d'énergie dépendent principalement de la température de surface et, pour le flux de chaleur latente, du coefficient d'aridité. Comme nous l'avons vu au chapitre 1, c'est le coefficient d'aridité qui tient compte des différentes composantes (résistances à l'évaporation, coefficient d'extraction de l'eau du sol par les plantes) de l'interaction du système sol-plante avec l'atmosphère.

Le couplage entre un modèle de processus de surface et un MCG consiste donc à résoudre le bilan d'énergie en surface, où les flux des chaleurs sensible et latente résultent, entre autre, des processus de surface. Il existe plusieurs schémas numériques de résolution de l'équation de bilan d'énergie.

Un schéma explicite de l'équation de bilan d'énergie a l'avantage d'exprimer les flux des chaleurs sensible et latente en fonction de la température, connue, du pas de temps précédent. Sa résolution en est simplifiée, il est possible de calculer les flux de chaleur avant le bilan d'énergie. Le couplage

explicite présente l'inconvénient d'être numériquement instable. Il peut être nécessaire de faire plusieurs itérations pour que le schéma converge. Son coût numérique est alors important (Polcher et al. 1998b).

Un couplage semi-implicite résout l'équation de bilan d'énergie en fonction de la température du pas de temps précédent. Les flux de chaleur sont calculés par un développement limité entre le pas de temps précédent et actuel. Sa résolution est relativement simple, mais le bilan d'énergie n'est pas rigoureusement clos, et des problèmes numériques directement dues à la méthode de couplage peuvent survenir (Schulz 1998).

Lorsque le **couplage est implicite**, le modèle calcule simultanément la température de surface et les flux des chaleurs sensible et latente. Le bilan d'énergie est fermé de façon rigoureuse, et le schéma est numériquement stable. Le couplage entre SECHIBA et le MCG est implicite. Dans le calcul des flux des chaleurs sensible et latente, la température de surface est celle du pas de temps où l'on se place. Le coefficient d'aridité du flux de chaleur latente résulte de l'état du système sol-plante-atmosphère à l'issue du pas de temps précédent. Le flux hydrique calculé entre le sol et l'atmosphère est consistant avec le bilan d'énergie. Ainsi, l'hydrologie dans SECHIBA (et dans tous les autres schémas de surface couplés de manière implicite à un MCG) est abordée alors que les flux de surface sont déjà déterminés. La transpiration, la perte par interception et l'évaporation du sol nu, qui contribuent au flux de chaleur latente, doivent nécessairement intervenir dans SECHIBA comme des termes puits. Ces puits sont extraits du système sol-plante de façon cohérente avec le calcul du coefficient d'aridité. Ils mènent à un nouvel état du système permettant de déterminer le nouveau coefficient d'aridité nécessaire aux calculs du pas de temps suivant.

Dans la version de SECHIBA avec l'hydrologie de Choissnel (chapitre 2), le calcul de l'évapotranspiration est empirique, et ne résulte pas de la physique du sol. Calculer d'abord le flux de chaleur latente puis soustraire ensuite l'évapotranspiration au sol (et aux feuilles pour la perte par interception) ne pose pas de problème conceptuel. De toute façon ce flux hydrique tient explicitement compte des processus de surfaces (coefficient β), et il est extrait au système sol-végétation en respectant la contribution de chaque composante de ce système.

L'agencement des différentes composantes de SECHIBA est schématisé en figure 3.6. L'approche macroscopique nous impose de considérer la transpiration comme un terme puits pour le sol. La transpiration est calculée en fonction de la température de surface et du coefficient d'aridité associé à l'état du système sol-plante du pas de temps précédent. Le terme puits correspondant s'intègre dans les équations du mouvement de l'eau dans le sol. Par contre l'évaporation du sol nu ne peut pas être calculée avant de résoudre l'équation de Fokker-Planck puisqu'elle résulte directement des processus de diffusion de l'eau dans le sol. Il y a là un problème de couplage. D'une part le couplage implicite avec la couche limite atmosphérique impose de calculer d'abord la température de surface et les flux des chaleurs latente et sensible puis de les soumettre à la surface. D'autre part le modèle hydrologique produit une évaporation du sol nu (après que les équations de diffusion dans le sol aient été résolues). Ceci est en contradiction avec le fait d'imposer l'évaporation, en tant que terme puits, au sol.

L'utilisation d'un couplage explicite serait une solution qui permettrait de considérer le bilan d'énergie après que le modèle hydrologique ait calculé l'évaporation du sol nu. Mais une bonne fermeture du bilan d'énergie à la surface est nécessaire, et est indissociable du couplage implicite. Pour résoudre ce problème de couplage, SECHIBA retarde d'un pas de temps la déduction de l'évaporation du sol nu au profil de sol. Le coefficient d'aridité du sol nu, nécessaire aux calculs de flux et de bilan d'énergie de la couche limite, est le rapport entre l'évaporation du sol nu résultant des processus physiques hydrologiques, et l'évaporation potentielle. L'évaporation du sol nu calculée par le modèle hydrolo-

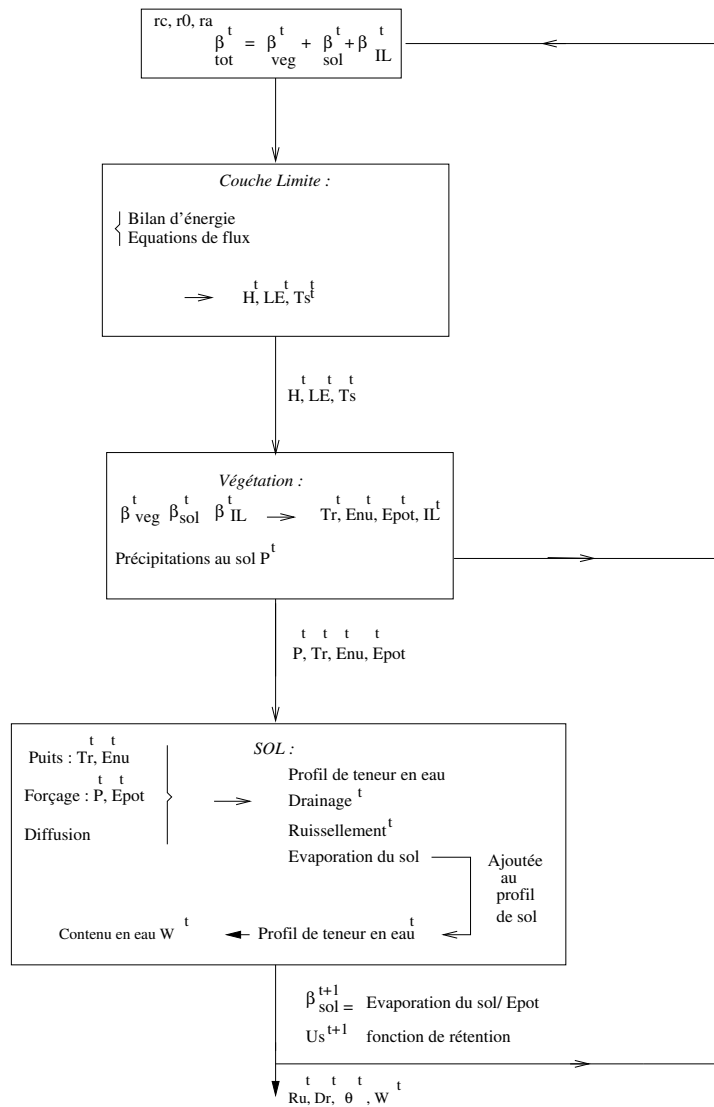


FIG. 3.6 – Interaction des différentes composantes de SECHIBA. En premier point, les coefficients d'aridité du sol β_{sol} , de la végétation β_{veg} et β_{IL} , et leur somme β_{tot} , sont calculés. Ils sont nécessaires à la détermination des échanges hydriques et énergétiques. Le bilan d'énergie et les équations d'échanges hydriques donnent la température de surface T_s , et les flux des chaleurs sensible et latente H et LE . Les caractéristiques de la végétation et les coefficients d'aridité permettent de répartir le flux de chaleur latente entre les termes de transpiration, perte par interception et évaporation du sol. L'évaporation potentielle et les précipitations au sol (après interception et ruissellement sur les feuilles) sont calculées. Dans le sol, la transpiration et l'évaporation du sol constituent les termes puits. La précipitation et l'évaporation potentielle forment la condition limite supérieure de la colonne de sol (voir section 3.3.2). Une évaporation du sol résulte des mouvements de diffusion. Elle est finalement réintroduite dans le sol et sert à calculer le coefficient d'aridité du sol pour le pas de temps suivant. Un nouveau profil de teneur en eau est obtenu et les valeurs de ruissellement et de drainage sont en sortie du modèle.

gique est réintroduite dans le sol. Elle sera évaporée au pas de temps suivant en tant que terme puits. L'évaporation produite par le sol nu est en fait *gardée* dans le sol. Elle sert à calculer le coefficient d'aridité du pas de temps suivant, qui conduira au calcul d'un terme puits pour le sol en accord avec le bilan d'énergie.

3.3.5 Fonctions de rétention et de conductivité hydraulique

L'application des équations théoriques des mouvements de l'eau dans le sol nécessite la connaissance des relations de dépendance entre la conductivité hydraulique, la teneur en eau et le potentiel matriciel. La diffusivité et la capacité spécifique de rétention se dérivent facilement (équations 3.14 et 3.10) à partir des fonctions de rétention et de conductivité.

Compte tenu de la grande diversité, de la complexité et de l'irrégularité des sols, les fonctions $K(\theta)$ et $\theta(h)$ (ou $K(h)$ et $h(\theta)$) ne peuvent se déterminer que de manière empirique. Il existe beaucoup de modèles empiriques pour représenter la fonction de rétention, et la plupart l'expriment comme une fonction puissance. Les plus fréquemment utilisés en modélisation sont présentés ci-dessous. D'autres paramétrisations existent que nous ne présentons pas ici, comme celles de Brutsaert (1966), Gardner (1958), et Green et Ampt (1911).

Formulation de Brooks and Corey (1964)

$$\begin{cases} \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left(\frac{h_s}{h}\right)^\lambda & \text{pour } h < h_s \\ \frac{K(\theta)}{K_s} = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}\right)^n & \\ \theta = \theta_s & \text{pour } h_s \leq h \leq 0 \\ K = K_s & \end{cases} \quad (3.29)$$

Ces fonctions sont exprimées à l'aide de cinq paramètres indépendants : θ_r et θ_s sont la teneur en eau résiduelle et à saturation, K_s et h_s sont la conductivité à saturation et le potentiel d'entrée d'air, λ est un indice de taille des pores, et n est lié à λ par la relation $n = 3 + 2\lambda/3$ issue du modèle capillaire de Burdine (1953). Les paramètres dépendent du type de sol considéré. Rawls et al. (1982) ont estimé les valeurs des paramètres de l'équation de rétention de Brooks and Corey (1964) à partir d'analyses extensives portant sur un grand nombre d'échantillons de sol.

Formulation de van Genuchten (1980)-Mualem (1976)

La fonction de rétention présentée ici exprime la succion matricielle, $\Psi = |h|$ en fonction de la teneur en eau.

$$\begin{cases} \Psi(\theta) = \frac{1}{\alpha} \left[\left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{-\frac{1}{m}} - 1 \right]^{\frac{1}{n}} \\ K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^l \left[1 - \left(1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 \end{cases} \quad (3.30)$$

En associant ces fonctions à l'équation 3.10 on déduit la diffusivité :

$$D(\theta) = \frac{K(\theta)}{\alpha m n} \frac{1}{\theta - \theta_r} \left(\frac{\theta_s - \theta_r}{\theta - \theta_r} \right)^{1/m} \left[\left(\frac{\theta_s - \theta_r}{\theta - \theta_r} \right)^{1/m} - 1 \right]^{-m} \quad (3.31)$$

Ces relations nécessitent cinq paramètres indépendants : $\theta_r, \theta_s, K_s, \alpha, n$.

Van Genuchten (1980) a montré que α (en m^{-1}) est une constante qui correspond à l'inverse de la succion d'entrée d'air de Brooks et Corey ; m, n et l sont des constantes. Le modèle capillaire de Mualem (1976) est utilisé ici pour intégrer la conductivité hydraulique à partir de la fonction de rétention (Van Genuchten 1980). Il impose la relation : $m = 1 - \frac{1}{n}$, et $l = 0.5$ est un paramètre qui rend compte de la tortuosité.

Van Genuchten (1980) montre que quand on utilise le modèle capillaire de Burdine (1953) pour intégrer la conductivité, m et n sont liés par $m = 1 - \frac{2}{n}$, $l = 2$, et le terme entre crochets de l'équation 3.30 qui exprime la conductivité est à la puissance 1 au lieu de 2. Van Genuchten (Van Genuchten and Nielsen 1985; Van Genuchten 1980) a donc développé deux *versions* différentes de ses équations selon le modèle capillaire choisi pour calculer la conductivité hydraulique.

Fuentes et al. (1992) ont montré que dans la plupart des cas les fonctions de conductivité et de rétention appliquées à une large gamme de type de sol conduisent à des inconsistances avec les théories de l'infiltration, et que les meilleurs résultats sont obtenus lorsque l'on combine la fonction de rétention $h(\theta)$ de van Genuchten soumise à la condition de Burdine, avec la conductivité $K(\theta)$ de Brooks et Corey. Ils ont montré que l'utilisation des équations de van Genuchten-Mualem pose des problèmes pour les sols de texture très fine, comme les argiles les plus pures. En revanche, van Genuchten (1980) obtient de meilleurs résultats avec la condition de Mualem que celle de Burdine. Les fonctions qu'il calcule s'ajustent mieux aux mesures faites en laboratoire. De plus, van Genuchten and Nielsen (1985) montrent que des deux modèles de conductivité, celui de Mualem s'applique à une plus grande variété de sols que celui de Burdine qui en particulier ne convient pas aux sols dont la distribution en taille des pores est variée. Van Genuchten (1991) met en évidence des limitations du modèle soumis à la condition de Burdine pour les sols de texture moyenne (Cuenca 1996). Pour résumer, nous retiendrons simplement que la formulation de van Genuchten-Mualem est applicable et donne de bons résultats pour l'ensemble des types de sol excepté pour les sols de texture très fine.

Carsel et Parrish (1988) ont déterminé, à partir de données de Carsel et al. (1988), des valeurs des paramètres de van Genuchten-Mualem à partir d'un grand nombre d'échantillons, pour 12 classes de textures de sol différentes.

Les équations de van Genuchten sont largement utilisées par la communauté hydrologue pour représenter les fonctions de conductivité et de rétention. En effet, ces fonctions s'ajustent particulièrement bien aux mesures expérimentales faites en laboratoires, notamment lorsque le sol est proche de la saturation. Elles présentent d'autre part l'avantage de permettre la prise en compte du phénomène d'hystérèse en modifiant les valeurs des paramètres selon que le sol s'assèche ou s'humidifie (Feddes et al. 1997).

Formulation de Clapp et Hornberger (1978) :

$$\begin{cases} h(\theta) = h_s \left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^{-b} \\ K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^{2b+3} \end{cases} \quad (3.32)$$

D'où, d'après l'équation 3.10, la diffusivité :

$$D(\theta) = -bK_s \frac{h(\theta_s)}{\theta_s} \left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^{b+2} \quad (3.33)$$

La formulation de Clapp et Hornberger est inspirée de celle de Brooks et Corey, mais elle considère la teneur en eau résiduelle nulle. Elle ne nécessite donc l'utilisation que de quatre paramètres qui dépendent de la texture du sol : θ_s , h_s , K_s et b (constante).

Ces paramètres ont été estimés pour les 11 classes de sol de l'USDA (voir le triangle textural figure 3.1) à partir d'un grand nombre d'échantillons par Clapp et Hornberger (1978). Puis Cosby et al. (1984) ont amélioré l'estimation de ces paramètres en se basant sur les travaux de Rawls et al. (1976) qui fournissent des données de caractéristiques du sol. Ils ont également montré que la texture est une propriété essentielle du sol si l'on s'intéresse aux mouvements de l'eau dans celui-ci, renforçant ainsi la prédominance de la classification texturale des sols (décrite en section 3.2.1).

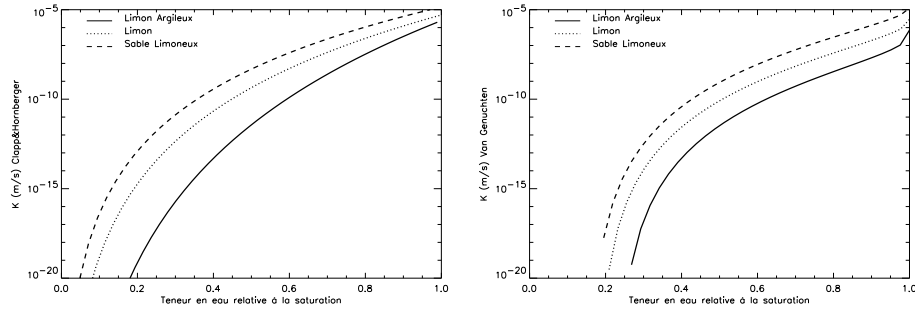
Une répartition géographique des différents types de sols sur la Terre à été estimée par Zobler (1986), sur la base de cinq catégories de sols (voir section 3.3.6). Les paramètres qui sont fournis dans cette base de donnée sont ceux de Clapp et Hornberger.

Leur simplicité, l'existence de valeurs des paramètres pour différents types de sol, et l'existence de cartes globales de répartition des sols sur l'ensemble de surfaces continentales font que les équations de Clapp et Hornberger sont très utilisées dans le domaine de la modélisation du climat pour représenter l'interaction entre le sol et l'atmosphère. Ainsi les modèles de processus de surface comme SiB (Simple Biosphere) (Sellers et al. 1986) ou bien BATS (Biosphere Atmosphere Transport Scheme) (Dickinson et al. 1993) les emploient.

Représentations graphiques des fonctions K et D

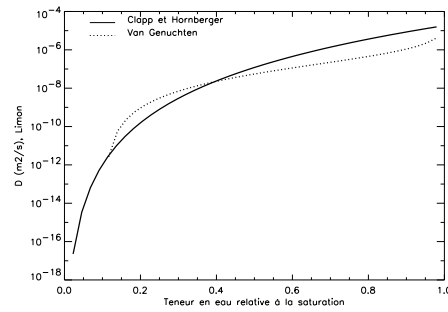
La figure 3.7 montre une représentation de la fonction $K(\frac{\theta}{\theta_s})$ selon la formulation de Clapp et Hornberger (a) et celle de van Genuchten (b), pour trois types de sols qui sont du plus fin au plus grossier : du limon-argileux, du limon, et du sable limoneux (voir le triangle textural, figure 3.1). En (c) la figure montre sur le même diagramme la fonction de diffusivité calculée pour du limon, selon les deux formulations. La forte non-linéarité de la conductivité hydraulique et de la diffusivité est bien illustrée sur cette figure, dont l'échelle de l'ordonnée est logarithmique. Entre un sol saturé ($\theta/\theta_s = 1$) et un sol plus sec, la conductivité et la diffusivité peuvent varier de plus de dix ordres de grandeur, aussi bien pour un sol sableux qu'argileux, que l'on prenne l'une ou l'autre des formulations de van Genuchten ou Clapp et Hornberger. De même, les deux formulations s'accordent pour montrer des différences de conductivité et diffusivité de plusieurs ordres de grandeurs selon la texture du sol. La conductivité hydraulique d'un sable, plus élevée que celle d'une argile, traduit une plus forte capacité d'infiltration.

Par contre des différences sur les valeurs de K (et D) d'un ordre de grandeur, ou plus, apparaissent sur ces courbes entre les deux formulations. Proche de la saturation la conductivité de van Genuchten montre un point d'inflexion qui fait brutalement augmenter la valeur de la conductivité quand θ croît, montrant une non-linéarité encore plus marquée dans les zones de forte teneur en eau. Cette augmentation importante de la conductivité hydraulique proche de la saturation, conduit à une capacité très accrue du sol à infiltrer l'eau pour des valeurs extrêmement élevées de teneur en eau. La fonction de Clapp et Hornberger a plutôt un comportement asymptotique, qui va dans le sens d'un affaiblissement du comportement non-linéaire, mais les valeurs de conductivité et diffusivité restent bien supérieures à celles de van Genuchten pour de fortes valeurs de teneur en eau. La formulation de Clapp et Hornberger aura donc tendance à calculer plus d'infiltration d'eau dans le sol que la formulation de van Genuchten. Elle ne permet pas de reproduire l'augmentation particulière du régime d'infiltration qui a lieu très proche de la saturation.



(a)

(b)



(c)

FIG. 3.7 – Conductivité hydraulique en fonction de la teneur en eau relative (θ/θ_s), représentée par deux formulations différentes. (a) fonction de Clapp et Hornberger (b) fonction de van Genuchten. En (c) diffusivité pour un Limon, calculée par le modèle de Clapp et Hornberger (1980), avec les paramètres de Cosby et al. (1984) en trait plein, et calculée par le modèle de van Genuchten (1980), avec les paramètres de Carsel et Parrish (1988).

Sur ces figures apparaît aussi le fait que la teneur en eau résiduelle est non nulle pour la formulation de van Genuchten. Les courbes de van Genuchten couvrent la zone de teneur en eau définie par l'intervalle $[\theta_r, \theta_s]$, alors que celles de Clapp et Hornberger concernent l'intervalle $[0, \theta_s]$.

Choix de la formulation de van Genuchten

Le choix que nous faisons sur les fonctions de rétention et de conductivité doit répondre principalement à deux besoins : d'une part la représentation physique des mouvements de l'eau dans le sol à l'aide de ces fonctions doit être la plus pertinente possible, d'autre part dans l'optique d'une utilisation dans un MCG, des données de grande échelle doivent être disponibles.

La combinaison de la fonction de rétention $h(\theta)$ de van Genuchten soumise à la condition de Burdine, avec la conductivité $K(\theta)$ de Brooks et Corey (Fuentes et al. 1992) nécessite d'utiliser deux jeux de paramètres pour définir les fonctions hydrauliques. Elle est par conséquent peu adaptée à une utilisation dans les MCG.

La formulation de van Genuchten-Mualem permet une bonne représentation physique pour des sols de texture variées ; elle s'ajuste remarquablement aux mesures faites en laboratoires, et c'est pourquoi les hydrologues l'utilisent beaucoup pour représenter les fonctions hydrauliques dans les modèles hydrologiques (Feddes et al. 1997; Cuenca 1996).

Cependant, la simplicité, la disponibilité de données pour différents types de sols, et l'existence de cartes globales de distribution des types de sol relatives à la formulation de Clapp et Hornberger conduisent à son utilisation plus courante en modélisation du climat (Dickinson et al. 1993; Noilhan and Planton 1989; Sellers et al. 1986). Et ce malgré les erreurs qu'elle induit, notamment proche de la saturation.

Cuenca (1996) montre que pour un sol nu l'équilibre énergétique en surface est très sensible aux différentes paramétrisations des propriétés hydrauliques du sol, et souligne par la même, l'influence du profil d'humidité dans le sol sur la couche limite atmosphérique.

Le rôle déterminant des fonctions hydrauliques sur les mouvements de l'eau dans le sol nous conduit à préférer la formulation de van Genuchten plutôt que celle de Clapp et Hornberger. Les problèmes techniques liés à l'utilisation de van Genuchten sont facilement surmontables. En outre, ce choix favorise la qualité physique de la représentation des mouvements de l'eau dans le sol dans SECHIBA. La méthode de linéarisation par morceaux utilisée dans SECHIBA rend le modèle peu sensible à la complexité de la formulation choisie puisque les coefficients linéaires a , b , et D des équations 3.17 sont calculés une fois pour toute dans chaque intervalle de teneur en eau sur lesquels on considère que les fonctions hydrauliques sont linéaires. La complexité relative de la formulation de van Genuchten n'est donc pas un problème. De plus il existe des données des paramètres de van Genuchten pour des grandes classes de sols (Carsel and Parrish 1988), comme nous l'avons vu ci-dessus. Les cartes de distributions des types de sols par texture de Zobler (1986) peuvent parfaitement être utilisées, avec les paramètres de Carsel et Parrish pour les fonctions de van Genuchten correspondants aux classes de sols répertoriées sur ces cartes.

3.3.6 Carte de répartition des types de sols

La base de donnée ISLSCP (International Land Surface Climatology Project) a été construite à des fins de modélisation du climat à grande échelle. Elle fournit donc des données sur l'ensemble

du globe (Sellers et al. 1995). Les données de texture du sol sont basées sur les travaux de la Food and Agriculture Organization (1978), FAO, (de l'United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization, UNESCO), et de Zobler (1986).

Trois grandes classes texturales de sol sont définies par la FAO à partir de la classification, plus fine, de l'USDA (voir tableau 3.1 et figure 3.1) :

1. Sol Grossier : sables, sables limoneux, limons sableux avec moins de 18 % d'argile et plus de 65 % de sable.
2. Sol Moyen : limons sableux, limons, limons sablo-argileux, limons fins, limons ultra-fins, limons fins argileux, et limons argileux avec moins de 35 % d'argile, et moins de 65 % de sable ; la fraction de sable doit être au moins de 82 % si au moins 18 % d'argile est présent.
3. Sol Fin : argiles, argiles limoneux, argiles sableux, limons argileux, limons fins argileux avec plus de 35 % d'argile.

La carte de sol mondiale de la FAO indique le type de sol dominant (parmi ces trois classes, en permettant les combinaisons de classes : *fin*, *fin-moyen*, *moyen*, *moyen-grossier* ou *grossier*) par unité de surface, à partir des proportions relatives de limon d'argile et de sable sur les 30 premiers centimètres de sol.

Zobler (1986) a converti les données de la FAO sur une grille de $1^\circ \times 1^\circ$, fournissant ainsi une carte de distribution de la texture du sol, basée sur cinq classes de texture du sol, sur l'ensemble du globe. Les données ISLSCP, associées aux cartes obtenues par Zobler, les paramètres hydrauliques de Cosby et al. (1984) (applicables à la formulation de Clapp et Hornberger) pour chaque classe de sol. Aux sols *fins* sont associés les paramètres de Cosby et al. définis pour du limon argileux, aux sols *fins-moyens* les paramètres du limon sablo-argileux, aux sols *moyens* ceux du limon, aux sols *moyens-grossiers* ceux du limon-sableux, et aux sols *grossiers* les paramètres du sable limoneux (voir le triangle textural, figure 3.1). Le choix des paramètres de Cosby et al. dans les données ISLSCP est lié à l'utilisation répandue de la formulation de Clapp et Hornberger dans les modèles de circulation générale qui prennent en compte la diffusion de l'eau dans le sol.

Comme nous l'avons vu, nous avons choisi d'utiliser dans SECHIBA la formulation de van Genuchten-Mualem car elle permet une meilleure représentation physique des paramètres hydrauliques. Nous associons donc aux catégories de sol des cartes de Zobler les paramètres de Carsel et Parrish (1988) applicables aux fonctions de van Genuchten.

La précision des données de texture du sol d'ISLSCP reste relative. La carte de sol de la FAO est une généralisation de données locales, effectuées dans des pays différents, avec des méthodes et sur des échelles différentes. Une nouvelle base de donnée est en cours de développement (par l'International Soil Science Society, l'International Soil Reference and Information Center, et la FAO), et remplacera, à terme, la carte de la FAO. De plus le passage de l'échelle des mesures à l'échelle moins fine de $1^\circ \times 1^\circ$ par Zobler (1986) se fait en considérant uniquement le type de sol dominant sur chaque pixel. Une erreur liée à l'omission de la fraction de second ordre est donc commise. Dans ces conditions, si l'on considère une région de plusieurs pixels, la distribution des différentes fractions de sol que l'on déduit pour cette région à partir des cartes de Zobler, conduit à sous-estimer la variabilité spatiale de la texture du sol. Nous verrons d'ailleurs dans le chapitre 5 que l'utilisation de ces données n'est pas très adaptée à la représentation sous-maille de la texture du sol dans un MCG. Les limitations de ces données sont discutées dans Zobler (1986).

Il existe une base de donnée plus fine à l'échelle de l'Europe, nommée HYPRES, HYdraulic PROperties of European Soils (Wösten et al. 1998), basée sur la carte Européenne de la FAO. HYPRES

combine les cinq classes texturales de la FAO pour les 30 premiers cm de sol, et une distinction est faite entre les couches superficielles et plus profondes du sol pour dériver les propriétés hydrauliques du sol en utilisant les paramètres de van Genuchten-Mualem. Ces données sont plus précises que celle d'ISLSCP, et utilisables pour des modèles de petite échelle. Mais de telles données ne sont pas encore accessibles à l'échelle du globe.

Le jeu de données ISLSCP constitue actuellement la seule base de donnée de texture de sol consistante à l'échelle du globe. La distribution de types de sols de Zobler, même approximative d'un point de vue hydrologique, permet, dans un modèle de circulation générale, de considérer différentes textures de sols selon les régions, ce qui est un progrès considérable comparé au fait de ne considérer qu'un sol sur l'ensemble des surfaces continentales.

3.3.7 Variabilité sous-maille de la texture du sol

Nous avons vu en section 3.3.5 que les fonctions hydrauliques ont un rôle crucial sur les capacités d'infiltration de l'eau par le sol. La non-linéarité de ces fonctions traduit, comme nous le verrons dans le chapitre suivant, des différences fondamentales de comportement de l'eau dans le sol selon son état hydrique. En dehors de la teneur en eau, les fonctions hydrauliques, et la gestion de l'eau dans le sol qui en résulte, sont très sensibles à la texture du sol. Comme le montre la figure 3.7, un sol sableux, dont les pores sont relativement gros, a tendance à infiltrer plus facilement l'eau qu'un sol argileux. Cette forte conductivité des sols sableux exprime leur faible aptitude à retenir l'eau dans leur pores. Au contraire, un sol argileux, dont la conductivité est plus modérée, diffuse l'eau plus lentement et s'assèche généralement moins vite. La texture du sol influence, à travers les fonctions hydrauliques, l'état et les mouvements de l'eau dans le sol.

Résoudre l'équation de Fokker-Planck dans SECHIBA pour modéliser l'hydrologie des sols offre la possibilité de prendre en compte l'influence de la texture du sol sur les mouvements de l'eau dans le sol. Mais une grande difficulté de la modélisation des processus de surface dans les MCG est liée à la résolution spatiale de ces modèles. Une maille d'un MCG a typiquement des dimensions de plusieurs milliers de kilomètres carrés. Estimer des propriétés hydrauliques moyennes du sol à l'échelle d'une maille de MCG est impossible à cause de l'hétérogénéité importante de la surface et des non-linéarités qui la caractérisent. L'approche de la variabilité sous-maille peut permettre d'affiner artificiellement la résolution spatiale dans le MCG. Cette méthode est utilisée dans SECHIBA pour représenter la variabilité intérieure à la maille de la végétation. Nous avons montré dans le chapitre 2 qu'une représentation sous-maille des profils racinaires, associée aux différents types de végétation, permet de reproduire des cycles annuels de la transpiration différents selon les biomes considérés. De la même façon, une variabilité sous-maille de la texture du sol est prise en compte dans SECHIBA pour pouvoir représenter différents types d'interaction entre le sol et les plantes.

Les cartes de Zobler sont utilisées pour décrire la texture du sol dans le MCG. Au lieu de considérer cinq classes de sol, nous nous limitons aux trois grandes classes de sols : fins, moyens, grossiers. La classe moyenne inclut ici les sols fins-moyens, moyens, moyens-grossiers de la FAO. Les paramètres hydrauliques que SECHIBA utilise pour ces trois classes de sol sont obtenus à partir des données de Carsel et Parrish (1988). Le tableau 3.2 en indique les valeurs.

Nous utilisons une méthode d'interpolation pour passer de l'échelle des cartes de Zobler (1986) à la résolution du MCG. L'interpolation vers une échelle plus grossière permet de définir des *fractions de sol* de texture différente dans chaque maille du modèle climatique. La figure 3.8 montre la répartition géographique des types de sol sur les surfaces continentales du MCG que nous avons obtenu à partir

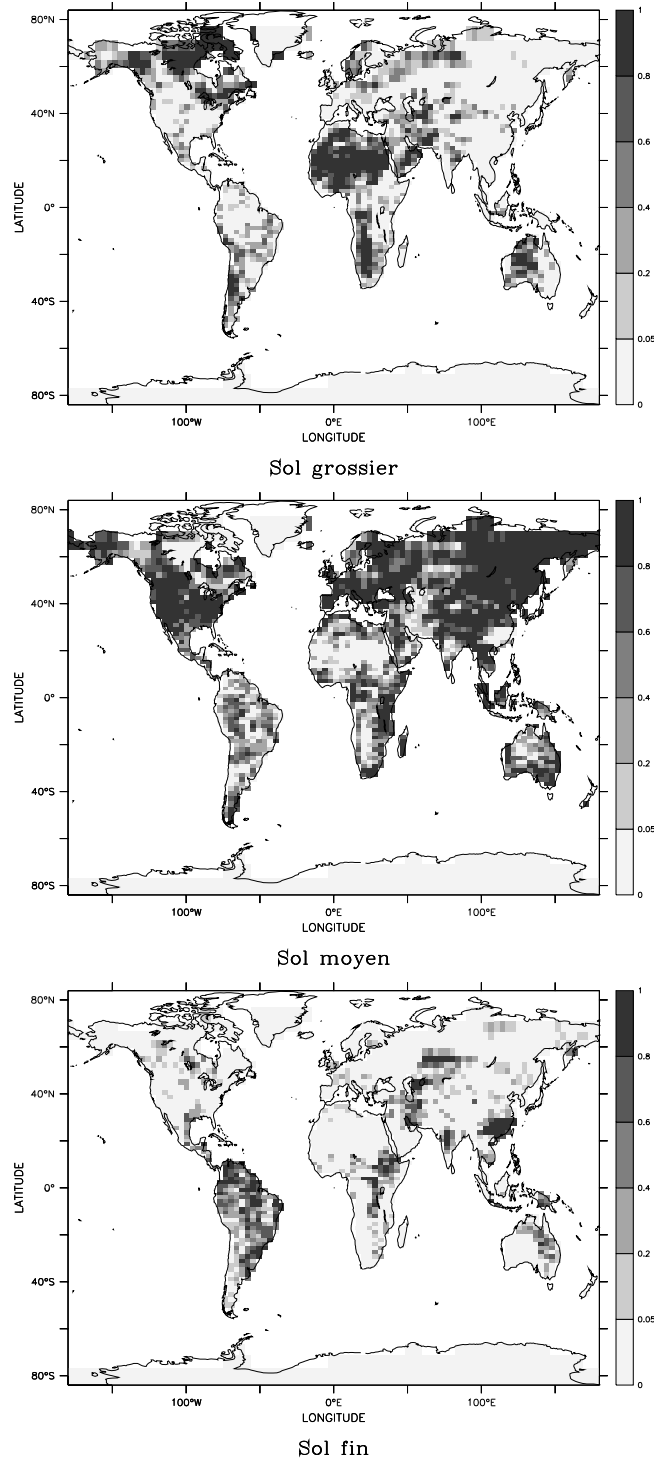


FIG. 3.8 – Cartes de distribution des types de sol, en pourcentage d’occupation de la surface de la maille. Les fractions de sol à texture grossière sont en haut, les sols de texture moyenne au milieu, et les sols fins en bas.

Sol	θ_s	θ_r	n	$\alpha (m^{-1})$	$K_s (ms^{-1})$
Fin	0.41	0.095	1.31	1.9	$7.22 \cdot 10^{-7}$
Moyen	0.43	0.078	1.56	3.6	$2.89 \cdot 10^{-6}$
Grossier	0.41	0.065	1.89	7.5	$12.28 \cdot 10^{-6}$

TAB. 3.2 – Paramètres utilisés dans SECHIBA pour les sols de texture fine, moyenne grossière. Ces paramètres sont ceux que Carsel et Parrish (1988) ont déterminés pour du limon argileux, du limon sablo-argileux et du sable limoneux.

des cartes d'ISLSCP.

La représentation sous-maille de la végétation et de la texture du sol, dans SECHIBA ouvre un nouveau champ d'investigation pour l'étude et la modélisation de l'interaction sol-plante-atmosphère. En effet, la variabilité spatiale de la texture du sol peut ou non être indépendante de celle de la végétation. Une simulation dans laquelle différents types de végétations sont répartis de façon identique sur différents types de sols permet de comprendre l'influence de la texture du sol sur les processus d'interaction sol-plante-atmosphère. Il n'existe pas, à l'heure actuelle, de données d'échelle globale qui permettent d'établir un lien entre la distribution de végétation, la texture du sol, et le profil racinaire. Mais des expériences de sensibilité peuvent être menées pour étudier l'impact hydrologique et climatique de la répartition préférentielle de la végétation sur certains types de sols au sein d'une maille. Le chapitre 5 est consacré à la validation de la nouvelle version de SECHIBA dans le MCG, et plusieurs directions y sont explorées. Nous étudions, entre autres, le cas théorique où les plantes à racines profondes sont prioritairement situées sur les sols fins, et les plantes à racines peu étendues sur les sols de texture grossière.

3.3.8 Quelques considérations numériques

SECHIBA résout, pour déterminer les mouvements de l'eau dans le sol, l'équation aux dérivées partielles de Fokker-Planck :

$$\frac{\partial \theta(z, t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (D(\theta) \frac{\partial \theta(z, t)}{\partial z} - K(\theta)) - S \quad (3.34)$$

Cette équation dont les dérivées d'ordre le plus élevé en t et en z sont $\partial \theta / \partial t$ et $\partial^2 \theta / \partial z^2$, est parabolique. Elle est non-linéaire puisque D dépend de θ . Et elle est fortement non-linéaire parce que K et D sont des fonctions non-linéaires de θ (ce sont des fonctions puissance, comme nous l'avons vu précédemment).

Le passage de l'équation continue à l'équation discrète est une approximation nécessaire à sa résolution numérique. L'équation ci-dessus est résolue, dans le modèle de Dublin (sans le terme puits S) et dans SECHIBA, par la méthode des différences finies qui consiste à calculer les dérivées partielles par des développements limités définis sur la discrétisation choisie.

Un schéma numérique est instable quand les erreurs commises lors des développements limités (dites erreurs de discrétisation) s'amplifient au fur et à mesure des itérations.

Pour que la résolution numérique d'une équation aux dérivées partielles ait un sens, il est impératif que le schéma utilisé soit stable. En d'autres termes, l'amplification de l'erreur doit être inférieure ou égale à 1.

Nous avons étudié la stabilité numérique des modèles hydrologiques de Dublin et de SECHIBA, dans

le cas où la résolution verticale est régulière. Les étapes principales de ces calculs sont détaillées dans l'annexe D. On montre que le poids relatif des deux pas de temps sur lesquels le schéma est basé joue un rôle déterminant quant à sa stabilité numérique. Pour le modèle de Dublin, on distingue deux cas, selon les valeurs de ω (poids du pas de temps *inconnu*, comme nous l'avons vu en section 3.3.1) :

- Si $\omega \geq 0.5$, le schéma est inconditionnellement stable, et ce quelque soit les pas d'espace et de temps choisis.
- Si $\omega < 0.5$, le schéma est conditionnellement stable, le pas de temps doit être borné par une fonction qui dépend du carré du pas d'espace. Plus la résolution verticale est fine, et plus le pas de temps doit diminuer pour rester dans des conditions de stabilité.

Ce résultat confirme la stabilité inconditionnelle du modèle de Dublin pour la valeur de ω de 0.5 utilisée.

Pour SECHIBA la présence du terme puits complique quelque peu les calculs. On distingue également deux cas :

- Si $\omega \geq 1$, le schéma est inconditionnellement stable,
- Si $\omega < 1$, le schéma est conditionnellement stable. La complexité du problème ne nous permet pas de déterminer de condition de stabilité.

Ce résultat justifie le fait que nous avons choisi une valeur d' ω égale à 1 dans SECHIBA. Ce choix assure la stabilité numérique du schéma hydrologique de SECHIBA indépendamment des résolutions verticales et temporelles, aussi fines soient-elles, utilisées.

3.4 Conclusion du chapitre

La nouvelle version de l'hydrologie des sols, et son fonctionnement en interaction avec la végétation est décrite dans ce chapitre. SECHIBA utilise l'équation de Darcy pour décrire les mouvements verticaux de l'eau dans le sol. Sa résolution verticale plus fine en surface évite les biais dus à la forte non-linéarité de l'équation de Darcy. Elle doit de plus permettre de bien représenter l'interaction dynamique qui a lieu entre les couches peu profondes du sol et l'atmosphère. La formulation de van Genuchten-Mualem est choisie pour déterminer les paramètres hydrauliques du sol avec une bonne fiabilité physique. L'interaction sol-végétation repose sur les notions de profil d'humidité et profil racinaire, et de leurs actions réciproques, pour un meilleur contrôle du système sol-plante sur l'évapotranspiration des surfaces continentales. Enfin, SECHIBA permet une variabilité sous maille des types de sol. Trois textures de sols sont prises en compte : les sols fins, moyens, grossiers. Différentes combinaisons entre les variabilités sous-maillages de la texture du sol et de la végétation ouvrent la voie à une représentation variée de l'interaction sol-plante-atmosphère.

Chapitre 4

Simulations forcées

Ce chapitre expose des expériences numériques conduites avec la nouvelle version de SECHIBA, décrite dans le chapitre précédent, et découplée du modèle de circulation générale.

Dans la première section les simulations numériques sont forcées par un climat annuel récursif (répétitif d'une année sur l'autre). L'objet de cette section est d'illustrer quelques points sensibles du développement de SECHIBA. En particulier, nous verrons que la représentation des processus de diffusion dans le sol par l'équation de Fokker-Planck, exige de choisir une résolution verticale dans le sol assez fine. Nous justifions le choix d'une discrétisation sur onze niveaux verticaux dans le sol, ainsi que la linéarisation par morceaux des fonctions hydrauliques.

Dans la seconde section, nous résumons les résultats de l'expérience de validation et de comparaison de modèles de processus de surface PILPS 2(d) (Project for Intercomparison of Land-surface Parameterisation Schemes), à laquelle la nouvelle version de SECHIBA, et vingt autres schémas de surface ont participé. Ce travail a donné lieu à deux articles auxquels il est fait référence (Schlosser et al. 1999; Slater et al. 1999). L'expérience PILPS 2(d) comporte de multiples facettes. D'une part les données de forçage et de validation utilisées couvrent une période de 18 années. Le forçage climatique non récursif permet de valider la stabilité et la capacité du schéma de surface à suivre une évolution transitoire de long terme (sur plusieurs années). D'autre part, le climat correspond à la région de Valdaï en Russie, où les processus liés à la neige sont importants durant l'hiver. La modélisation des processus de neige est validée et son impact sur l'hydrologie étudié. PILPS 2(d) étudie de plus la sensibilité des modèles de processus de surface au forçage infrarouge, dont la précision souvent médiocre, est source de biais dans la modélisation des processus de surface et de neige.

4.1 Expériences 0dim

La prise en compte de l'équation de Fokker-Planck dans la nouvelle version de SECHIBA offre la possibilité de simuler pertinemment les processus physiques qui gouvernent la gestion spatio-temporelle de l'eau dans le sol. Mais cette équation est fortement non-linéaire, et sa résolution numérique en est rendue très délicate. Il ne s'agit pas, dans cette section, de valider SECHIBA, mais de chercher les conditions pour lesquelles la physique inhérente aux équations du mouvement de l'eau dans le sol n'est pas altérée par des processus numériques. Cela permet de justifier certains des choix que nous avons retenus lors du développement de la nouvelle version de SECHIBA. Nous montrons que la linéarisation par morceaux des fonctions hydrauliques et la résolution verticale dans SECHIBA, conditionnent la pertinence et la qualité de la représentation des processus physiques dans SECHIBA.

Cette section se base sur les résultats de simulations numériques conduites avec la version *Odin* (zéro dimension) de SECHIBA. Dans cette version, SECHIBA est isolé du MCG. Un seul point de grille est considéré, et le climat y est prescrit à chaque pas de temps (toutes les demi-heures) sur un cycle annuel complet. Des simulations de dix ans ont été effectuées, avec un forçage climatique récursif. L'état initial du sol correspond à un profil uniforme de teneur en eau égale à 0.32 m^3 d'eau par m^3 de sol. Pour un sol à 11 couches, l'état d'équilibre est atteint environ en 3 ans. L'équilibre est plus long à atteindre quand la résolution verticale dans le sol est plus fine. Mais on peut raisonnablement considérer la dixième année comme représentative du comportement du modèle à l'équilibre.

La version *Odin* permet d'évaluer l'impact des modifications apportées à SECHIBA sans avoir à utiliser de modèle de circulation générale. De plus, les flux calculés par le modèle de surface n'influencent pas le forçage climatique : il n'y a pas de rétroaction du système sol-végétation sur le climat, et l'interprétation des résultats en est facilitée.

Le forçage climatique est constitué des données de : précipitation, température de l'air, albédo de surface, rayonnement solaire incident, rayonnement infrarouge incident, pression au sol, vapeur d'eau au plus bas niveau de l'atmosphère, vent zonal et vent méridien.

Les expériences présentées dans cette section sont forcées par un jeu de données climatiques acquises lors de la campagne HAPEX-MOBILHY (Hydrologic Atmospheric Pilot EXperiment-MODélisation du BILan HYdrique). Ce jeu de données est fiable, et exploitable par divers schémas de surface. Il a été utilisé notamment durant le *workshop* de PILPS phase 2(b) (Shao and Henderson-Sellers 1996) auquel quatorze modèles de processus de surface, dont SECHIBA, ont participé en 1994. Les données HAPEX-MOBILHY utilisées ici ont été obtenues sur le site de Caumont, en France ($43^{\circ}41'N$, $0^{\circ}6'W$). Elles sont documentées par Goutorbe et Tarrieu (1991), Goutorbe et al. (1989). La figure 4.1 montre, avec une moyenne glissante de 10 jours, le cycle annuel des précipitations issu de ces données. Les mois d'avril et de décembre correspondent aux maxima des précipitations, avec en moyenne 5.5 mm , et 4 mm de pluie par jour. La période la plus sèche est le mois de juin, où la quantité moyenne de précipitations est inférieure à $1 \text{ mm}/j$. SECHIBA tient compte du fait que la végétation est présente de mai à septembre inclus, le mois de mai étant une période transitoire. Le reste de l'année, le sol est nu.

4.1.1 Nécessité de linéariser par morceaux les fonctions hydrauliques

Les différentes approches possibles pour considérer les fonctions hydrauliques

Les fonctions de diffusivité et conductivité hydrauliques, D et K , qui interviennent dans l'équation de Fokker-Planck ont un rôle crucial sur la représentation des mouvements de l'eau dans le sol. Nous avons vu, en section 3.3.5, que ces fonctions dépendent non-linéairement de l'état hydrique du sol. Leur non-linéarité constitue une source de complication importante dans la résolution de l'équation de Fokker-Planck.

Le modèle du CWRR, dont l'hydrologie de SECHIBA s'inspire, propose plusieurs approches pour considérer les fonctions K et D .

- La méthode *non-linéaire* consiste à utiliser telles quelles les fonctions de conductivité et de diffusivité. Elle entraîne une très forte non-linéarité de l'équation de Fokker-Planck qui peut poser des problèmes numériques. Elle est de plus coûteuse en temps de calcul.
- La méthode de *linéarisation par morceaux* permet d'approcher *localement* les fonctions K et D par des fonctions linéaires du type : $K = a\theta + b$ et $D = d$ (avec a , b et D constants par morceaux

sur l'intervalle $[\theta_r, \theta_s]$) comme expliqué en section 3.3.1 et en annexe B. Elle s'affranchit des problèmes numériques dus aux non-linéarités, et son coût en temps de calcul informatique reste raisonnable. L'approximation que constitue cette méthode peut être très bonne si le nombre d'intervalles sur lesquels elle est appliquée est suffisamment grand.

- La *méthode linéaire*, consiste à choisir une représentation de la conductivité hydraulique et de la diffusivité du type $K = a\theta + b$ et $D = \text{constante}$ avec a et b , D constants quel que soit l'état hydrique du sol. Sa simplicité et son faible coût numérique font que cette approche est préconisée pour être utilisée dans les modèles climatiques.

La paramétrisation des fonctions hydrauliques dans SECHIBA doit principalement répondre à trois besoins : (i) la représentation physique des mouvements de l'eau dans le sol doit être de bonne qualité, (ii) le schéma numérique doit être stable, surtout dans un MCG où une grande diversité de situation hydrique est modélisée, (iii) le temps de calcul doit être modéré.

La méthode non-linéaire, bien que de qualité puisqu'aucune approximation n'est faite sur les fonctions K et D , est rejetée d'emblée pour les raisons numériques mentionnées ci-dessus. En outre, une représentation purement non-linéaire des fonctions hydrauliques paraît démesurée, dans un modèle de circulation générale. En effet, comme nous l'avons vu en section 3.3.5, les fonctions hydrauliques sont empiriques, et imparfaites, et nous les appliquons de surcroît dans le MCG sur de grandes échelles spatiales pour des sols moyens.

Les deux autres méthodes, linéaire par morceaux et linéaire, sont numériquement plus simples. La première privilégie la qualité, la seconde les économies de temps de calcul informatique.

Deux simulations forcées

Ces deux formulations des fonctions hydrauliques (linéaire, et linéaire par morceaux) sont testées et comparées dans SECHIBA-0dim, forcé par le climat d'HAPEX-MOBILHY.

Les conditions de couverture végétale sont choisies en accord avec celles imposées lors de l'expérience d'intercomparaison PILPS 2(b). Ces conditions sont indiquées dans l'article de Shao and Henderson-Sellers (1996). La couverture végétale est composée d'une culture de soja, et subit des variations saisonnières. L'indice de surface foliaire est nul d'octobre à avril. La période de croissance est représentée par un indice de 1 en mai. Pendant les mois de juin, juillet, août, septembre il vaut 3. Le profil racinaire est tel que 60 % des racines sont situées dans les 10 premiers centimètres de sol. Le sol est de type limoneux.

Pour la méthode linéaire, nous utilisons les paramètres utilisés au CWRR pour un "limon de Castelnau", qui est un limon *moyen* :

$$\theta_s = 0.35$$

$$\theta_r = 0.0$$

$$D = 5.56 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$$

$$K = 1.27 \cdot 10^{-7} \theta \text{ m s}^{-1}$$

La méthode linéaire par morceaux (expliquée en annexe B) utilisée dans SECHIBA approche remarquablement les fonctions de van Genuchten-Mualem définies en section 3.3.5, car on définit les fonctions linéaires sur 100 intervalles de teneur en eau compris entre θ_r et θ_s . Les paramètres utilisés sont ceux de Carsel et Parrish (1988) pour un sol de texture moyenne, et sont indiqués dans le tableau 3.2.

La figure 4.2 représente, sur une échelle logarithmique, les fonctions de conductivité hydraulique

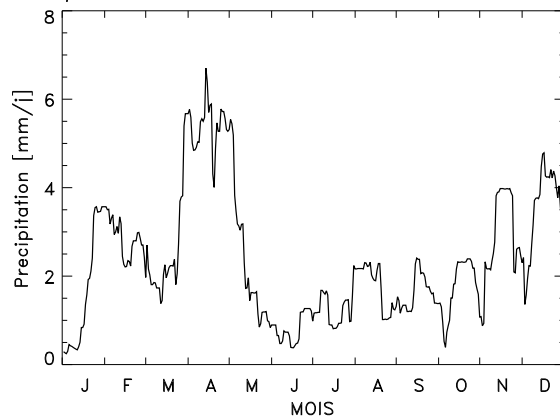


FIG. 4.1 – Cycle annuel des précipitations mesurées à la station de Caumont dans le cadre de l'expérience HAPEX-MOBILHY, représenté avec une moyenne glissante de 10 jours. Forçage utilisé pour la version 0dim de SECHIBA.

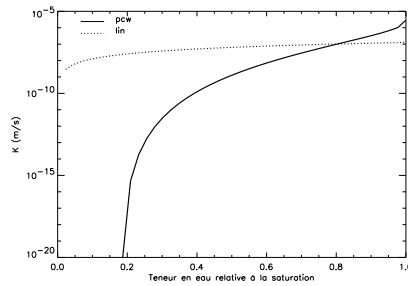


FIG. 4.2 – Représentations de la conductivité hydraulique (sur une échelle logarithmique) en fonction de l'état de saturation du sol (θ / θ_s) pour un sol limoneux. La fonction de van Genuchten est en trait plein, la fonction linéaire en trait pointillé. La méthode linéaire par morceaux approche la fonction non-linéaire de van Genuchten sur 100 intervalles compris entre θ_r et θ_s . Sa représentation graphique est quasiment confondue avec celle de van Genuchten.

utilisées dans les deux simulations. La courbe en pointillés représente la formulation linéaire, et la courbe en traits plein la formulation de van Genuchten. La fonction linéaire par morceaux, non représentée, est très proche de celle de van Genuchten. On voit que la représentation linéaire simple surestime, de plusieurs ordres de grandeurs, la conductivité hydraulique pour des valeurs de teneur en eau inférieures à environ 80 % de la saturation. Elle la sous-estime, mais de façon moins dramatique, pour des valeurs proches de la saturation.

Résultats et comparaison des approches linéaire et linéaire par morceaux

La simulation dans laquelle SECHIBA prend en compte les fonctions hydrauliques de manière linéaire est notée *lin*. Celle où l'approche est linéaire par morceaux est notée *pcw*, pour "piece-wise linear formulation" en anglais. La différence entre les deux simulations est très importante, et nous commençons par montrer, en figure 4.3, les résultats de la première année. Cela permet de comprendre les processus qui conduisent les deux versions du modèle à des états si éloignés.

Dans les deux simulations, l'humidité du sol diminue rapidement pendant les premières semaines, le

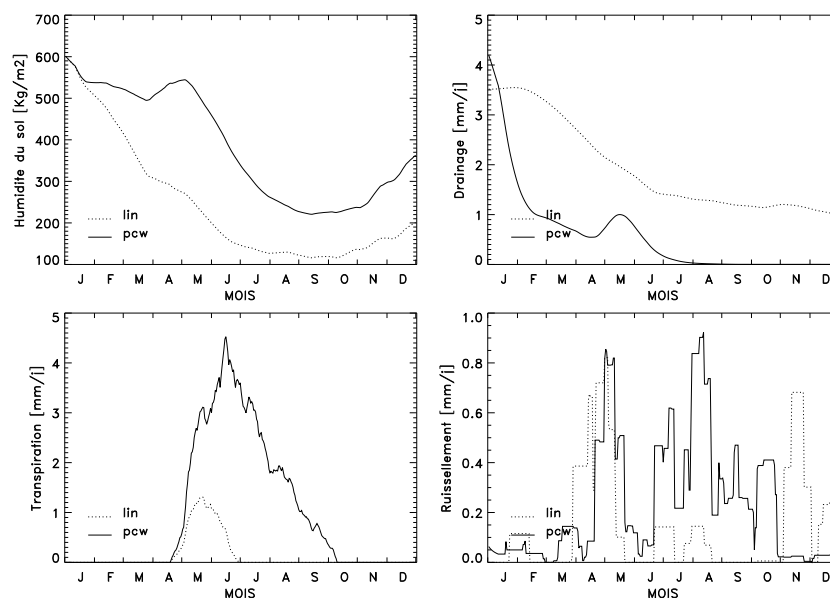


FIG. 4.3 – Cycles annuels de l'humidité du sol, du drainage, de la transpiration et du ruissellement simulés par SECHIBA dans deux expériences numériques forcées. Dans "lin" les fonctions hydrauliques sont représentées par des fonctions linéaires. Dans "pcw" elles sont approchées par des fonctions linéaires par morceaux. La gestion de l'eau dans le sol, et par suite les flux hydriques, sont très influencés par la paramétrisation des fonctions hydrauliques choisies. L'approche linéaire surestime la plupart du temps le drainage et vide le sol empêchant la végétation, présente seulement en été, de transpirer. Les courbes de cette figure représentent la première année de simulation avec une moyenne glissante de 10 jours.

modèle draine l'excès d'eau dans le sol lié à l'état de démarrage choisi. Très vite un écart considérable s'instaure entre les deux expériences. Après quelques semaines de simulation, *lin* calcule un drainage supérieur à celui de *pcw*. Le sol s'assèche donc rapidement, et conduit à des valeurs de la transpiration extrêmement faibles lorsque la végétation est présente en été.

En revanche, des valeurs plus faibles de la conductivité hydraulique pour la plupart des états du sol dans *pcw* donnent moins de drainage. Celui-ci devient négligeable à partir d'août quand le modèle commence à se stabiliser. Le maximum relatif de drainage en mai est la conséquence du maximum de pluies d'avril. Le mois de décalage traduit le temps de diffusion de l'eau à travers la colonne de sol. La simulation *pcw* montre bien que le drainage atteint des valeurs significatives uniquement quand le sol est suffisamment humide pour que la conduction de l'eau dans le sol soit élevée. Le drainage n'épuise pas les réserves en eau du sol, et la végétation dispose des ressources hydriques nécessaires à sa transpiration. Le maximum de transpiration en juin correspond au maximum d'énergie solaire disponible.

Les cycles annuels du ruissellement des deux simulations, sont très différents. Au moment des maxima de précipitations, les couches de surface du sol se remplissent, et l'approche linéaire sous-estime leur conductivité hydraulique (tout en surestimant celle des couches plus profondes qui sont moins humides, ce qui maintient un drainage élevé). La diffusion de l'eau vers les couches plus profondes du sol est ainsi limitée. La précipitation est supérieure au taux d'infiltration et il y a du ruissellement en avril et décembre. Le ruissellement et les précipitations sont ainsi corrélés dans *lin*.

Dans *pcw*, il y a deux périodes de ruissellement : quand les précipitations sont très intenses, ou quand elles surviennent sur un sol très sec.

En avril-mai, quand la précipitation est forte, les couches de surface se saturent et leur conductivité hydraulique est élevée. L'infiltration atteint des valeurs importantes, mais la précipitation reste supérieure et l'eau ruisselle. En décembre par contre, l'intensité légèrement plus faible des précipitations permet au sol d'infiltrer toute l'eau. Il n'y a pas de ruissellement en décembre dans *pcw* alors qu'il y en a dans *lin* simplement à cause de la différence de conductivité hydraulique entre les deux simulations (figure 4.2). La représentation linéaire par morceaux de la conductivité dans *pcw* permet d'infiltrer plus d'eau, à saturation, que dans *lin*, ce qui rend le déclenchement du ruissellement plus difficile quand le sol est très humide.

Le maximum de ruissellement a lieu en été quand le sol est sec. Les faibles valeurs de la conductivité hydrauliques sur un sol sec (figure 4.2) ne permettent pas au sol d'infiltrer l'eau provenant d'événements pluvieux importants, comme un orage par exemple. SECHIBA est donc capable de représenter le déclenchement du ruissellement sur un sol sec grâce à la prise en compte des fortes variations des fonctions hydrauliques selon l'état hydrique du sol. Cela est le résultat de la méthode de linéarisation par morceaux des fonctions hydrauliques utilisées dans *pcw*.

En situation d'équilibre, après quelques années de simulation, la figure 4.4 montre que le sol dans *lin* est très sec, avec un cycle annuel peu marqué. Les valeurs de contenu en eau varient entre 120 et 180 kg/m^2 . Le drainage, à l'instar de la conductivité hydraulique, varie peu, mais reste élevé toute l'année, avec des valeurs de $1mm/j$ en moyenne. La transpiration est quasiment inexistante, le sol étant trop sec pour pourvoir aux besoins en eau de la végétation.

La situation d'équilibre atteinte par la simulation *pcw* est tout à fait différente. On voit sur la figure 4.4 que le cycle annuel du contenu en eau du sol est bien marqué, il suit le cycle annuel des précipitations avec un mois de décalage. La transpiration est maximale en juin. Le drainage n'est pas visible sur l'échelle de la figure 4.4(b), il est très faible. Il connaît toutefois un maximum en juin. La figure 4.4(d) représente l'évolution annuelle du contenu en eau de différentes couches de sol dans *pcw*. On voit que les couches de surface ont une variabilité temporelle plus marquée que les couches du fond. Elles réagissent plus rapidement au forçage atmosphérique que les couches plus profondes. Le cycle annuel de la couche la plus profonde (Couche 11) est antiphase avec celui de la couche de surface, comme l'impose le temps de diffusion de l'eau dans le sol.

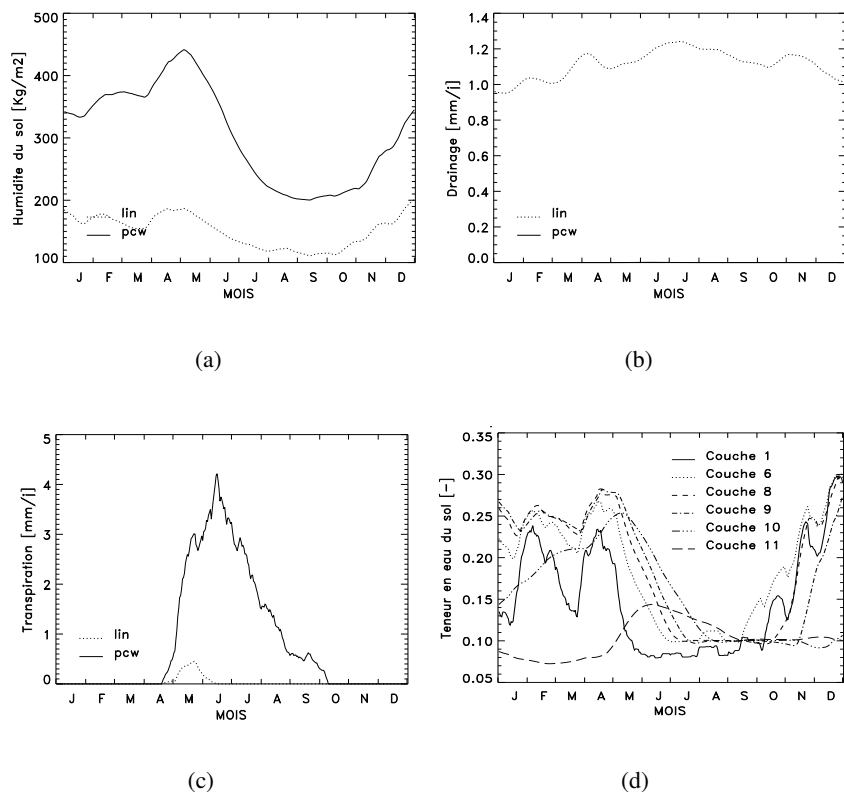


FIG. 4.4 – En a), b), c), cycles annuels, à l'équilibre du modèle, de l'humidité totale du sol, du drainage, et de la transpiration simulés par SECHIBA dans les deux expériences numériques forcées "lin" et "pcw". En d) est représenté, pour l'expérience pcw, le cycle annuel de la teneur en eau de différentes couches de sol. La couche de surface, en trait plein, subit des variations rapides, en phase avec le cycle des précipitations. Plus les couches sont profondes, plus leur constante de temps est grande, et plus leur cycle est décalé dans le temps par rapport à celui des précipitations. Les courbes de cette figure représentent la dixième année de simulation avec une moyenne glissante de 10 jours.

Le ruissellement de l'année d'équilibre est très peu différent de celui de la première année. En effet, le ruissellement dépend principalement, dans le modèle, de l'apport d'eau par les précipitations et de la capacité du sol à infiltrer l'eau, autrement dit des fonctions hydrauliques. Le cycle annuel des précipitations étant récursif, le ruissellement varie très peu d'une année à l'autre pour les simulations *lin* et *pcw*. Nous verrons cependant dans la section suivante que le ruissellement, et les autres flux de surface, peuvent être très influencés par la résolution verticale dans le sol si celle-ci n'est pas assez fine.

L'approche linéaire, est intéressante du point de vue du coût numérique, mais elle est inappropriée à la représentation des fonctions hydrauliques. Les biais que son utilisation entraîne affectent largement l'ensemble des processus d'échanges hydriques entre le sol et l'atmosphère. La comparaison des deux approches justifie l'utilisation de l'approche linéaire par morceaux par SECHIBA. Toutes les simulations décrites dans la suite de cette thèse seront menées en considérant les fonctions hydrauliques linéaires par morceaux. Cette approche permet en effet de représenter les effets des variations non-linéaires de la conductivité hydraulique sur l'état et les mouvements de l'eau dans le sol, sans en avoir les inconvénients numériques. Elle permet, nous l'avons vu, de représenter des processus comme le ruissellement en été, et une évolution temporelle pertinente du profil de l'eau dans le sol.

4.1.2 Impact de la résolution verticale sur les flux calculés

La discrétisation du sol dans le modèle hydrologique de SECHIBA est décrite en détail dans le chapitre précédent. Pour plusieurs raisons il est impératif de choisir une résolution plus fine en surface qu'en profondeur :

- L'interaction sol-atmosphère est très variable temporellement. Des couches fines en surface doivent permettre de mieux en représenter la dynamique.
- Cette forte variabilité induit dans le sol d'importants gradients verticaux de l'humidité qui sont la cause des mouvements de l'eau. Dans ces conditions, la non-linéarité des fonctions hydrauliques impose de choisir une discrétisation fine en surface pour que les calculs des mouvements de l'eau dans le sol soient corrects.

Nous avons adopté dans SECHIBA une discrétisation verticale qui fait doubler l'épaisseur des couches avec la profondeur. Dans cette configuration, où la profondeur totale est fixée, le choix du nombre de couche détermine l'épaisseur de la première couche. Ajouter une couche au modèle revient grosso modo à diviser par deux l'épaisseur des couches superficielles, sans changer significativement l'épaisseur des couches les plus profondes (sauf s'il y a peu de niveaux). Plusieurs questions se posent alors.

- Quel nombre de couches dans le sol faut-il choisir ?
- Est-ce que la représentation des processus physiques dans le modèle peut être affectée par le choix d'une résolution ou d'une autre ? Et de quelle façon ?

Les modèles de surface qui résolvent l'équation de Darcy sont encore peu nombreux, et considèrent en général un nombre assez restreint de couches dans le sol. Ainsi BATS (Dickinson et al. 1993), CLASS (Verseghy 1991), et SSiB (Xue et al. 1996) sont des modèles à trois couches. Le modèle de surface de l'ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecasts), ainsi que celui du Hadley Centre, MOSES, sont discrétisés sur quatre couches, dont la première est épaisse de 7 cm (pour le modèle de l'ECMWF) et 10 cm (pour MOSES) (Cox et al. 1999; Viterbo 1996; Viterbo and Beljaars 1995).

Le sol de SECHIBA est discrétisé sur 11 couches, ce qui correspond à une couche de surface dont l'épaisseur est environ 1 mm. Pour justifier ce choix et répondre aux questions posées, nous évaluons et analysons, dans cette section, l'influence de la résolution verticale dans le sol sur les flux calculés en surface. A cette fin, nous comparons treize simulations de SECHIBA-0dim conduites avec pour seule différence leur résolution verticale. Pour chaque simulation, le nombre de couches dans le sol et l'épaisseur de la première couche de sol correspondante sont indiqués dans le tableau 4.1. Ce sont des expériences de sensibilité, et les cas de couche de surface très fine, inférieure à un dixième de millimètre par exemple, sont irréalistes vu les dimensions des particules qui constituent le sol.

De ces simulations nous analysons la dixième année. Pour la simulation à 11 couches, des résultats

Nombre de couches	3	4	5	6	7	8
Epaisseur de la 1 ^{ère} couche (mm)	333.5	143	66.5	32.25	16	7.88

Nombre de couches	9	10	11	12	13	15	20
Epaisseur de la 1 ^{ère} couche (mm)	3.9	1.95	0.98	0.49	0.23	0.06	$1.9 \cdot 10^{-3}$

TAB. 4.1 – Liste des simulations effectuées pour étudier l'impact de la résolution sur les flux de surface calculés par SECHIBA. Ajouter une couche au sol revient environ à diviser par deux l'épaisseur de la première couche.

de l'année d'équilibre ont été montrés en section précédente (simulation *pcw*).

Impact de la résolution sur les flux hydriques

La figure 4.5 montre les flux hydriques annuels en fonction du nombre de couches dans le sol. La perte par interception, quasiment indépendante de la résolution, et la précipitation (forçage) ne sont pas représentées ici. Le bilan d'énergie différent d'une simulation à l'autre modifie légèrement la température de surface et influence la perte par interception. Mais cet effet est très faible en valeur annuelle, et la perte par interception varie de façon négligeable selon la résolution. La somme des flux hydriques représentés sur la figure 4.5 est donc constante quelque soit la résolution, ce qui traduit la conservation de l'eau dans le modèle.

Cette figure montre que la résolution influence fortement la répartition des précipitations entre l'évaporation, et le ruissellement plus le drainage. Pour un nombre élevé de couches dans le sol, les différences entre les simulations s'amenuisent. La sensibilité des flux de surface à la résolution diminue lorsque celle-ci s'affine.

Les simulations à trois et quatre couches dans le sol sont en marge des autres. Ces résolutions grossières, où les gradients entre les couches sont donc élevés, sont incompatibles avec les processus non-linéaires qui gouvernent les mouvements de l'eau dans le sol. Les conductivités hydrauliques, qui sont moyennées entre les nœuds du maillage, sont surestimées, et conduisent à des valeurs élevées du drainage, asséchant ainsi le sol. Les autres flux hydriques diminuent donc en conséquence.

L'évaporation du sol nu décroît quand le nombre de couches augmente (excepté les cas de 3 et 4 couches dont la représentation est biaisée). L'épaisseur de la première couche joue un rôle déterminant sur l'évaporation du sol. En effet, l'eau de la première couche est directement évaporable par

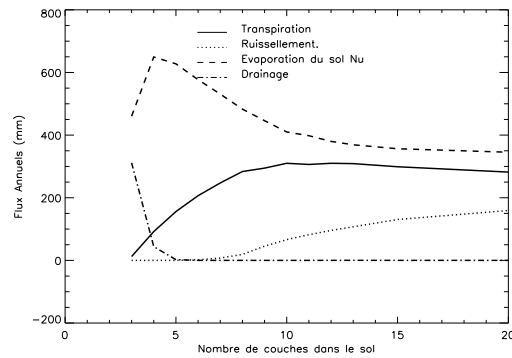


FIG. 4.5 – Flux hydriques annuels en fonction du nombre de couches dans le sol. Pour des résolutions grossières, les flux calculés sont très sensibles à l'épaisseur des couches de surface du sol. Lorsque la résolution s'affine, les flux hydriques sont moins sensibles à la résolution spatiale. Ils résultent alors de processus physiques et les artefacts numériques deviennent négligeables.

le sol. Elle constitue donc une grande partie de l'évaporation du sol nu pour les simulations dont la résolution est grossière. L'eau provenant des couches plus profondes est diffusée vers le haut pour satisfaire la demande évaporative de l'atmosphère, mais en quantité limitée par le temps de diffusion. Diminuer l'épaisseur de la première couche dans ces conditions réduit l'évaporation du sol. A partir d'une certaine épaisseur de la couche de surface (quand elle diminue) l'eau évaporée par le sol provient autant de la première couche que des autres, par diffusion. Puis si on affine encore la résolution, on observe à partir de 11 couches dans le sol, que l'évaporation du sol provient surtout des phénomènes de diffusion, et n'est plus sensible à la résolution. Cela montre que pour que ce soit les processus physiques de diffusion, et non pas la quantité numérique d'eau dans la première couche du modèle, qui gouvernent la production d'évaporation du sol, il est impératif que la résolution verticale soit assez fine.

Le ruissellement augmente quand la résolution s'affine. La production de ruissellement a lieu dans le modèle quand les précipitations sont supérieures à l'infiltration, *et* que la couche de surface est saturée. Là encore, on voit que l'épaisseur de la couche de surface dans le modèle est cruciale. Plus l'épaisseur de la couche de surface est petite, plus elle *déborde vite*, et plus il y a de ruissellement. Le ruissellement se stabilise moins rapidement que l'évaporation du sol quand le nombre de couches augmente. Mais la représentation du ruissellement dans SECHIBA est pour l'instant assez simple. D'autres processus physiques que la diffusion dans le sol, comme la pente du terrain, devraient être pris en compte pour modéliser le ruissellement dans SECHIBA.

Le drainage est un flux négligeable dans le modèle forcé par le climat d'HAPEX-MOBILHY car le sol n'est pas assez humide pour obtenir de fortes valeurs de la conductivité hydraulique. En effet le drainage libre correspond au drainage gravitationnel (section 3.3.1) au fond de la colonne de sol. Il n'atteint des valeurs consistantes que pour des humidités du sol, dans la couche de fond, supérieures à la capacité au champ.

La transpiration est liée à la quantité d'eau disponibles dans le sol. Sa sensibilité à la résolution est indirect mais considérable. Elle est la conséquence de celles du ruissellement et de l'évaporation du sol nu.

Une analyse similaire a été conduite à partir de treize simulations (correspondant aux différentes ré-

solutions indiquées dans le tableau 4.1) de SECHIBA forcé par le climat de la région de Valdaï en Russie. Des résultats semblables à ceux de la figure 4.5 ont été obtenus quant à l'influence de la résolution sur les flux hydriques.

Ces analyses mettent en évidence l'importance de l'épaisseur de la couche de surface dans le sol. Nous montrons que les flux hydriques résultent en grande partie de problèmes numériques si l'épaisseur de la couche de surface n'est pas suffisamment petite. Les processus physiques inhérents aux équations de diffusion ne sont modélisables qu'avec une résolution assez fine, pour laquelle les erreurs numériques deviennent négligeables.

Cela justifie le choix de onze couches, dans le sol de SECHIBA, qui permet une représentation physique des flux hydriques au moindre coût numérique. Ce choix correspond de plus à un premier niveau situé à environ 2 mm sous la surface. Cette résolution en surface, bien que fine reste de dimension consistante devant l'échelle des caractéristiques macroscopiques du sol.

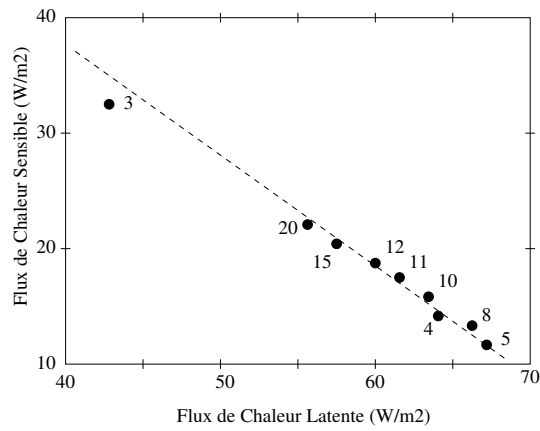
Impact de la résolution sur les flux des chaleurs sensible et latente

La sensibilité des flux hydriques à l'épaisseur de la couche de surface se répercute sur la répartition de l'énergie entre les flux des chaleurs sensible et latente. La figure 4.6(a) présente, en moyenne annuelle, le flux de chaleur sensible en fonction du flux de chaleur latente pour les différentes simulations. Il peut y avoir des différences allant jusqu'à $25W/m^2$ selon les simulations, et les points les plus éloignés correspondent aux simulations avec 3 et 5 couches dans le sol. Moins il y a de couches dans le sol, plus la répartition entre les flux de chaleur est fortement influencée par la résolution verticale. La somme des flux des chaleurs sensible et latente n'est pas rigoureusement constante. La droite tracée en pointillée, est de pente -1. Elle représente le fait, qu'à l'équilibre, le flux de chaleur sensible est lié au flux de chaleur latente par $H = -LE + R_n$. La faible dispersion des points autour de cette droite est liée aux différentes températures de surface selon les simulations qui modifie l'émission infrarouge du sol et donc le rayonnement net. Les simulations menées ici avec SECHIBA-0dim l'ont été dans les mêmes conditions que celles de l'expérience de PILPS 2(b) de 1994. La figure 4.6(b) montre la répartition des flux des chaleurs sensible et latente obtenue pour les différents modèles qui ont participé à ce workshop de PILPS phase 2(b) (Shao and Henderson-Sellers 1996). Ces modèles diffèrent par les paramétrisations qui les caractérisent et qui sont très variées tant pour l'hydrologie des sols, que pour le bilan d'énergie, ou la prise en compte de la végétation. La dispersion des points autour de la droite pointillée est le fait des différentes méthodes utilisées par les modèles pour calculer la température de surface, qui induit des différences dans le calcul du rayonnement net (Henderson-Sellers 1996). La dispersion des points le long de la droite est importante. Elle traduit les grandes différences de répartition de l'énergie entre les chaleurs sensible et latente selon les schémas de surface. Shao (1996) et Henderson-Sellers (1996) montrent que la répartition de l'énergie est corrélée à la répartition des précipitations entre ruissellement plus drainage et évaporation. Ils expliquent les différences entre les schémas de surface par les paramétrisations variées des processus hydrologiques qu'ils utilisent.

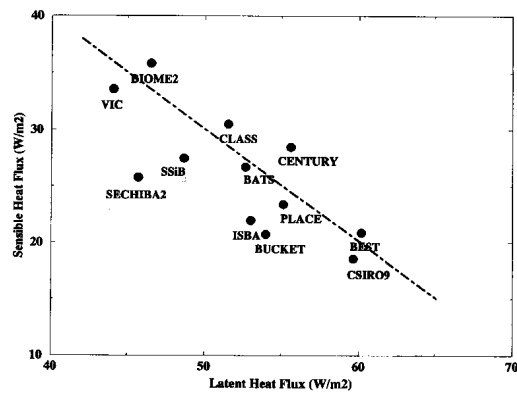
On constate que la dispersion des points, le long de l'axe de pente -1, est plus large pour les différentes résolutions de SECHIBA que pour les différents modèles qui ont participé à PILPS 2(b).

Une mauvaise résolution verticale dans le sol de SECHIBA masque les processus physiques au profit de processus numériques. Les flux hydriques et énergétiques qui en résultent dépendent alors de façon très sensible de la résolution choisie, et perdent beaucoup de leur signification physique.

Tout l'intérêt de la résolution de l'équation de Fokker-Planck dans un schéma de surface réside dans



(a)



(b)

FIG. 4.6 – En (a) répartition entre flux des chaleurs sensible et latente, en moyenne annuelle, pour différentes résolutions verticales dans SECHIBA. Le chiffre placé à côté de chaque point indique le nombre de couches dans le sol. En (b) répartition des flux de chaleur pour les différents schémas de surface qui ont participé à PILPS 2(b) (Shao and Henderson-Sellers 1996).

la prise en compte des processus physiques de l'hydrologie des sols, qui sont à la base de l'interaction sol-plante-atmosphère.

Nous montrons ici que la représentation des processus de diffusion dans le sol par l'équation de Fokker-Planck n'est possible que si la résolution verticale dans le sol est assez fine près de la surface. Prendre onze couches dans le sol de SECHIBA donne un sens à la résolution de l'équation de Fokker-Planck, et permet de représenter les processus physiques qui gouvernent les flux hydriques et énergétiques entre le sol et l'atmosphère.

4.2 Expérience PILPS 2(d) : un forçage non récursif

4.2.1 Petit historique de PILPS

Le but du projet PILPS (Project for Intercomparison of Land-surface Parameterisation Schemes) est d'améliorer la compréhension et la modélisation des processus de surface. Depuis sa mise en place en 1992, de nombreuses expériences d'intercomparaison de schémas de surface ont eu lieu (Henderson-Sellers et al. 1995).

La phase 1 de PILPS étudie la nature et l'amplitude des différences entre les résultats de simulations forcées de plusieurs modèles de surface. Les forçages climatiques sont issus d'un modèle de circulation générale, et deux régions sont étudiées, l'une correspond à de la forêt tropicale, l'autre de la prairie. Cette expérience montre de grandes différences entre les schémas de surface (Pitman et al. 1993).

La phase 2 compare des modèles de processus de surface entre eux, mais les données de forçage et de validation sont issues d'observations. La phase 2(a) est axée sur la répartition de l'énergie entre les flux des chaleurs sensible et latente, pour le site de Cabauw en Hollande (Chen et al. 1997). La phase 2(b), dont le forçage est celui d'HAPEX-MOBILHY, met l'accent sur la diversité des modèles quant à leur représentation de l'humidité des sols, et l'influence que cela a sur les flux de surface calculés (Shao and Henderson-Sellers 1996). Dans la phase 2(c) les schémas de surface sont comparés et validés à partir du forçage et des données obtenus dans le bassin de la *Red River* en Arkansas (Wood et al. 1998).

La phase 3 compare des modèles de surface couplés avec leur modèle de circulation générale de référence. La comparaison des processus de surface en est rendu difficilement exploitable à cause des grandes différences entre les climats simulés par les MCG.

La phase 4 tend à développer une interface générale permettant de coupler facilement un schéma de surface d'un MCG à un autre (Polcher et al. 1998b). A terme, cela permettra de comparer les modèles de surface et leur représentation de l'interaction sol-plante-atmosphère dans les MCG. Une première étude a consisté à coupler plusieurs schémas de surfaces au modèle LAPS (Limited Area Prediction System) développé au BMRC (Bureau of Meteorology Research Centre) à Melbourne en Australie (Timbal and Henderson-Sellers 1998).

4.2.2 Introduction sur la phase 2(d) de PILPS

La plupart des expériences PILPS (excepté la phase PILPS 2(c)) ont utilisé un forçage atmosphérique d'une durée de un an. Sur *un* cycle annuel, on ne peut pas valider l'aptitude des schémas de surface à simuler une situation transitoire de plusieurs années. Les expériences PILPS précédentes n'ont pas permis non plus de valider, par des observations, l'ensemble des aspects du bilan hydrique

du sol simulés par les modèles de processus de surface. De plus, aucune phase de PILPS ne s'est encore intéressée à la validation des processus de neige simulés par les modèles. La neige couvre pourtant une surface non négligeable des surfaces continentales en hiver (Robinson et al. 1993). Une étude de comparaison de MCG montre de plus une grande diversité dans la représentation de l'étendue et de la durée de la couverture neigeuse (Foster et al. 1996).

Un jeu de données hydrologiques couvrant une période de 31 ans a été récemment obtenu à partir de mesures effectuées dans la région de forêt boréale de Valdaï en Russie (Vinnikov et al. 1996). Ces données ont été utilisées par Schlosser et al. (1997) pour forcer sur une période de 18 ans, deux schémas de surface de complexité différente, et en comparer les résultats. Ils ont montré que ces données sont pertinentes comme outil de validation.

L'expérience PILPS 2(d) utilise le forçage de 18 ans issu des observations du bassin versant, couvert de prairie, de Usadievski à Valdaï. SECHIBA et vingt autres schémas de surface sont forcés durant cette période, et leurs résultats sont validés et comparés. Plusieurs simulations sont conduites dans des conditions différentes afin (i) de tester la sensibilité des modèles au forçage infrarouge, (ii) d'étudier l'intérêt de simulations de long terme, (iii) d'évaluer le temps de convergence des différents modèles. Nous les décrivons et en résumons ici les principaux résultats.

L'expérience PILPS 2(d) permet une première validation de la nouvelle version de SECHIBA, et il est particulièrement intéressant de le faire avec des simulations de longue durée comme c'est le cas ici. Les profonds remaniement de l'hydrologie des sols dans ce modèle imposent en effet d'en étudier la stabilité à long terme.

4.2.3 Les données

Le bassin d'Usadievski, d'où provient la série de 18 années de données, est situé en Russie à Valdaï (57°58'N 33°14'E). Sa surface est de 0.36 km^2 , et il est couvert de prairie.

Les mesures de forçage atmosphérique, échantillonnées sur des intervalles de 3 heures sont interpolées à 30 minutes pour les besoins des schémas de surface.

Les précipitations et la température de l'air sont montrées en figure 4.7. Le cycle annuel est bien marqué. L'amplitude thermique annuelle est d'environ 35° . Le maximum des précipitations est en été et automne, et la quantité moyenne annuelle de précipitations est autour de 730 mm par an.

Les données de Valdaï ne contiennent pas toutes les informations nécessaires aux simulations découplées. Les forçages liés au rayonnement solaire et infrarouge incidents sont obtenus à partir de simulations basées sur des algorithmes empiriques. Celui de Berlyand (1961) permet d'obtenir le rayonnement solaire. Il a été testé avec succès pour forcer les modèles de processus de surface par Schlosser et al (1997). Schlosser (1995) a par ailleurs montré que, pour les simulations de Robock (1995), le forçage des modèles de surface par le rayonnement issu de l'algorithme de Berlyand ou d'observations conduisait à de faibles différences sur l'hydrologie simulée.

Le forçage infrarouge des simulations de PILPS 2(d) est obtenu à partir de l'algorithme d'Idso (1981). Une expérience de sensibilité au forçage infrarouge est réalisée en considérant l'algorithme de Brutsaert (1975). La figure 4.7 montre les forçages solaire (trait plein) et infrarouges obtenus à partir d'Idso (trait discontinu) et Brutsaert (trait discontinu-pointillé).

Les données de validation disponibles pour l'humidité du sol correspondent aux valeurs moyennes sur l'ensemble du bassin (11 sites), et cachent donc une variabilité spatiale. Elle ont été mesurées une fois par mois par une méthode gravimétrique. Les données d'épaisseur de neige, d'évaporation et de ruissellement sont également mesurées mensuellement, et décrites de façon assez détaillée dans Schlosser et al. (1997).

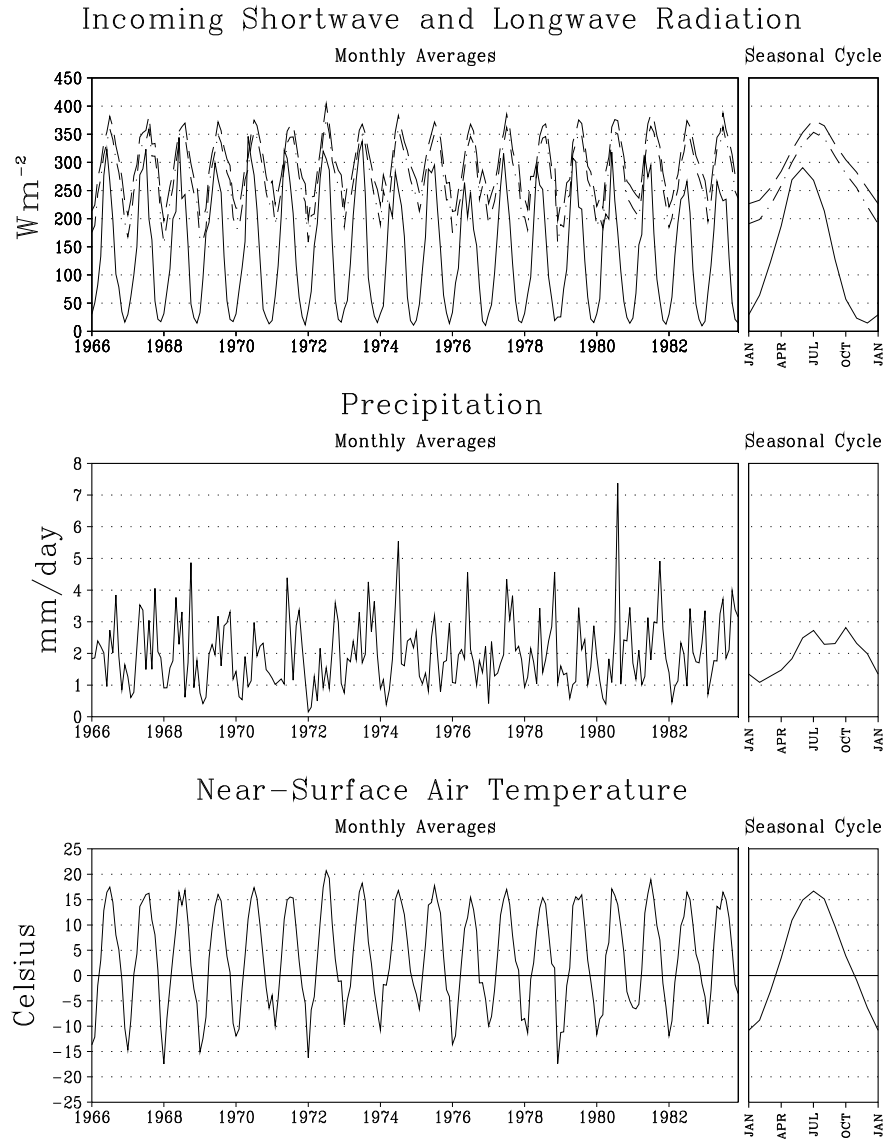


FIG. 4.7 – Données atmosphériques de Valdai (Russie) utilisées pour forcer les modèles de surface de l'expérience PILPS2(d). Les valeurs mensuelles des 18 années sont tracées, et le cycle moyen annuel est montré à droite. En haut, sont représentés les forçages du rayonnement solaire (trait plein) et rayonnement infrarouge incidents résultant des algorithmes d'Idso (ligne discontinue) et Brutsaert (ligne discontinue-pointillée). Au milieu la précipitation est montrée, et en bas la température de l'air proche de la surface (à une hauteur de 2 mètres).

Le jeu de données de forçage atmosphérique et de validation hydrologique forme un ensemble consistant adapté aux besoins de l'expérience PILPS 2(d).

4.2.4 Les différentes simulations

Les paramètres imposés aux modèles de surface qui participent à PILPS 2(d) correspondent aux caractéristiques moyennes du bassin d'Usadievski. La représentation sous-maille de la végétation ou de la texture du sol n'est donc pas prise en compte, et cet aspect de la paramétrisation de SECHIBA n'est pas validé dans ce chapitre. La végétation est de type prairie, et subit un cycle annuel imposé avec un maximum de couverture végétale en été, et pas de végétation l'hiver. La profondeur de sol est de 2 mètres, et les caractéristiques du sol correspondent à un sol de type limon sablo-argileux. Pour des températures de l'air inférieures à 0°C, les précipitations ont lieu sous forme de neige. L'albédo de la neige est de 0.75.

L'expérience de contrôle simule la période de 1966 à 1983. Les conditions initiales ne sont pas prescrites, mais la première année doit être répétée jusqu'à ce qu'elle ait atteint l'état d'équilibre. Celui-ci est défini de façon assez stricte dans Schlosser et al (1999). Il est atteint lorsque, d'une année sur l'autre, les températures du mois de janvier varient de moins de 0.01 K, et les flux de moins de 0.01 Wm^{-2} . Les années suivantes sont simulées à la suite de la première année d'équilibre.

Trois simulations à forçage récursif sont conduites pour les années 1972, 1974 et 1983 jusqu'à obtention de l'équilibre. Elles sont notées **RY72**, **RY74**, **RY83**. Alors que l'année 1972 est particulièrement sèche, 1974 est plus humide que la normale, et 1983 est une année représentative du climat moyen de la période considérée. Le but de ces simulations est d'évaluer les biais des modèles lorsque le forçage est récursif, et de souligner ainsi l'intérêt d'un forçage de long terme.

Une simulation est conduite dans les mêmes conditions que celle de contrôle, en remplaçant le forçage infrarouge d'Idso (1981) par celui de Brutsaert (1975). Cette simulation est notée **LNGW**.

Enfin, une simulation de 18 ans, notée **NOSU** impose un état initial précis, mais pas de période d'équilibrage (*spin-up* en anglais). Le contenu en eau total à l'état initial est fixé à la moitié de sa capacité, et la quantité de neige est nulle. Cette expérience permet de voir les différences de *spin-up* selon les modèles.

4.2.5 Résultats de PILPS 2(d)

Les valeurs annuelles

SIMULATION DE CONTRÔLE

Les valeurs annuelles du contenu en eau du sol dans la zone racinaire (1 mètre) pour la simulation de contrôle sont représentées en figure 4.8(a). Les modèles donnent des résultats assez divers, mais l'ensemble des modèles reste dans la gamme d'humidité du sol mesurée dans le bassin versant. La figure 4.8(c) décrit les anomalies annuelles d'humidité du sol des différents schémas de surface pour la simulation de contrôle. Elle montre que la dispersion des modèles est moins forte pour les anomalies d'humidité du sol que pour le contenu en eau même. Par contre la plupart des modèles ont du mal à reproduire la forte variabilité de ces anomalies, notamment en 1975. SECHIBA, dont on distingue mal la position sur ces graphiques simule bien les moyennes annuelles de l'humidité du sol. Les anomalies annuelles sont également bien représentées, sauf en 1975 où SECHIBA ne parvient pas à simuler de façon suffisamment nette l'anomalie négative de contenu en eau dans le sol.

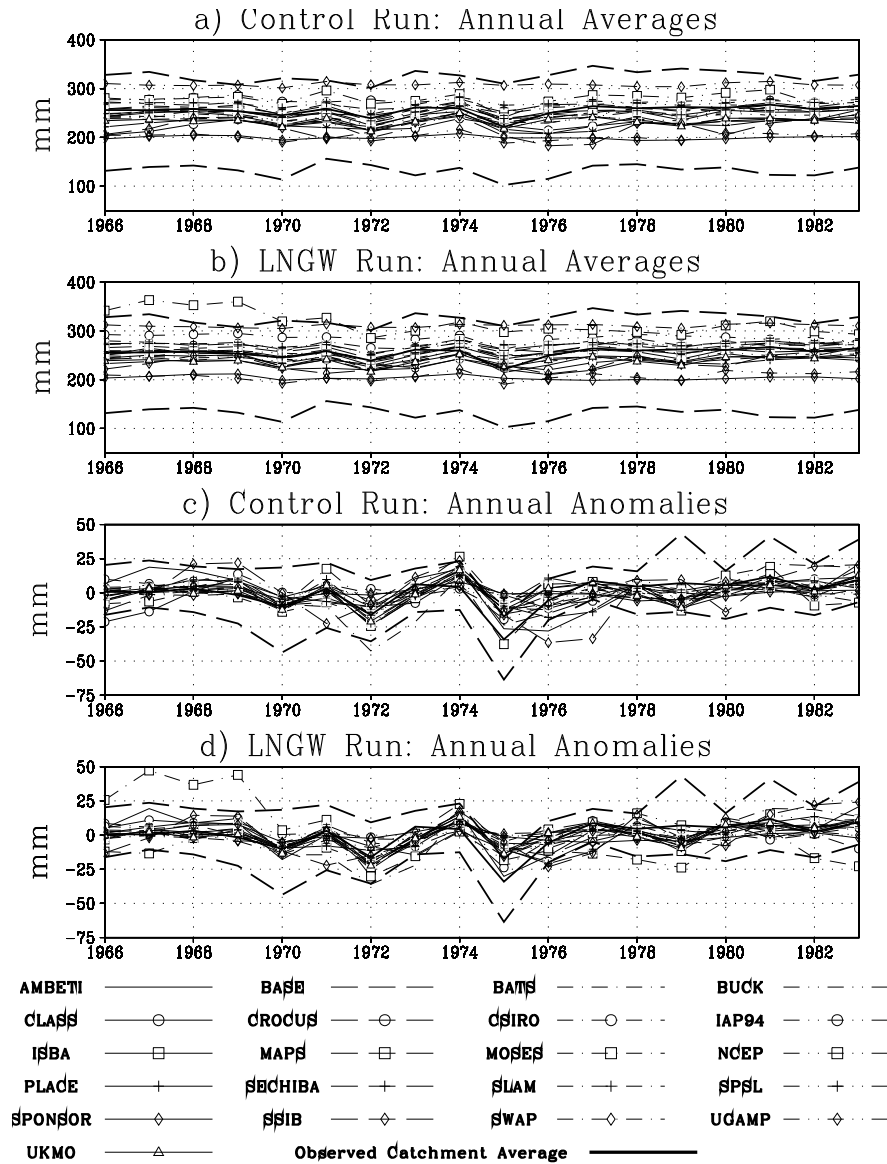


FIG. 4.8 – Valeurs annuelles de contenu en eau du sol, dans la zone racinaire (1 m) simulées par les 21 schémas de surface. Les valeurs moyennes mesurées sont indiquées en trait gras, et la variabilité spatiale de ces mesures est délimitée par les traits gras discontinus. En (a) et (b) Valeurs moyennes annuelles pour les simulations de contrôle et LNGW. En (c) et (d) anomalies annuelles pour les deux simulations. La légende indique la convention utilisée pour désigner les 21 modèles de l'expérience PILPS 2(d), de cette figure et des suivantes.

En moyenne sur l'ensemble de la période 1966-1983, tous les modèles, sauf un, sont en accord avec les observations en affichant une évapotranspiration supérieure au ruissellement total (ruissellement plus drainage). Les modèles montrent toutefois une variabilité inter-annuelle de la quantité de ruissellement plus faible que celle qui est observée (non montré).

SIMULATION LNGW

Les valeurs annuelles d'humidité du sol et leur variabilité inter-annuelle sont peu sensibles à la différence de forçage infrarouge, comme le montre la figure 4.8 (b) et (d). Un modèle fait exception avec une tendance à la décroissance de long terme. La simulation LNGW donne en général plus de ruissellement et moins d'évaporation (non montré). Le plus faible rayonnement disponible en surface avec le forçage de Brutsaert (figure 4.7) explique en effet les plus faibles valeurs d'évapotranspiration. La simulation des processus de neige est très sensible au forçage infrarouge comme nous allons le voir avec l'analyse des cycles saisonniers.

Analyse de cycles saisonniers

SIMULATION DE CONTRÔLE

Le cycle annuel moyen de l'humidité du sol et ses anomalies mensuelles sont représentés en figure 4.9 (a) et (b) pour l'ensemble des modèles qui ont participé à PILPS 2(d). Quasiment tous les modèles représentent le cycle saisonnier relativement correctement. Ils restent pour la plupart dans la gamme des observations du bassin. L'humidité du sol diminue pendant l'été, et augmente à l'automne. Au printemps, la fonte de la neige permet de recharger le sol en eau. SECHIBA donne des valeurs d'humidité du sol très proches des mesures moyennes, excepté pour les valeurs maximales de printemps et d'automne qu'il sous-estime d'une vingtaine de millimètres. Le printemps est la saison pour laquelle les modèles ont des comportements les plus variés, et nous verrons plus loin que cela est lié aux différences de modélisation des processus liés à la neige.

Le maximum de l'évapotranspiration montré en figure 4.9 (c) est en juin. L'écart entre les modèles peut aller jusqu'à 2 mm par jour.

Le ruissellement total (ruissellement plus drainage) est représenté en figure 4.9 (d). Il connaît deux maxima. Le maximum d'avril correspond à la fonte de la couverture neigeuse, et le maximum, moins marqué, en octobre correspond aux fortes précipitations d'automne. L'absence de ruissellement observé l'été est bien reproduit dans les simulations. Mais les modèles qui considèrent une nappe phréatique au fond du sol produisent un ruissellement total négatif correspondant à la recharge, par le fond de la colonne de sol.

La figure 4.9 (e) montre que l'accumulation de neige commence environ en novembre et la fonte se termine fin avril. La quantité de neige (en hauteur d'eau équivalente) est extrêmement variable d'un schéma de surface à un autre, surtout pendant la période de fonte. Pourtant les précipitations neigeuses sont strictement identiques pour tous les schémas de surface. Cette variabilité de la représentation de la neige est expliquée par la grande diversité des paramétrisations des processus de neige et de l'eau gelée dans le sol, utilisées par les modèles de surface qui ont participé à PILPS 2(d). Elle est responsable de la dispersion des valeurs de ruissellement du printemps.

SECHIBA produit très peu de neige. Il calcule une fraction de neige sur le point de grille considéré, mais seule une valeur moyenne de l'albédo sur la maille entière est considérée. L'albédo est donc trop faible pour la partie enneigée et l'énergie solaire absorbée est trop élevée. Cela explique la fonte prématurée de la neige dans SECHIBA. La version de SECHIBA 0dim utilisée ici ne contient pas les développements introduits par Chalita (1994) dans le MCG du LMD. En effet, lorsqu'il est couplé au

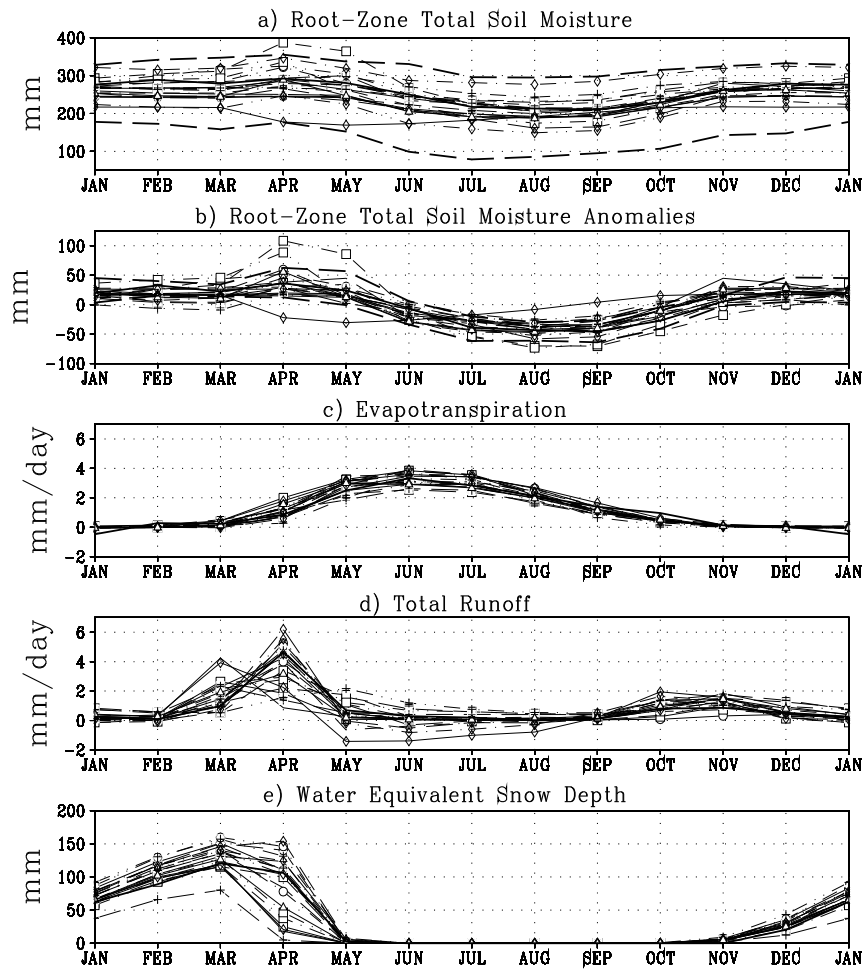


FIG. 4.9 – Cycles saisonniers moyens simulés par l'expérience de contrôle et observés. En (a) et (b) le contenu en eau du sol et les anomalies mensuelles sont respectivement montrés. En (c), (d), et (e) l'évapotranspiration, le ruissellement total et la quantité de neige (en hauteur équivalente d'eau) sont tracés. La légende de la figure 4.8 indique la convention utilisée pour désigner les différents modèles de surface.

MCG, SECHIBA tient compte de l'âge de la neige pour en calculer l'albédo. Les différentes fractions de végétation sont également considérées et leur structure influence l'albédo de la neige qui les couvre. Dans cette expérience où la version 0dim de SECHIBA est utilisée, le défaut de neige est accentué par le fait que l'expérience PILPS 2(d) impose que les précipitations n'aient lieu sous forme de neige que pour des températures de l'air inférieures à 0°C. On sait en réalité que les chutes de neige peuvent se produire à des températures de surface plus élevées. Cependant une température plus élevée de chute de neige pourrait donner des biais positifs neigeux pour certains modèles.

SENSIBILITÉ DES MODÈLES AU FORÇAGE INFRAROUGE

La simulation des processus de neige est très sensible au forçage infrarouge. La plus faible quantité d'énergie disponible en surface dans la simulation LNGW (où le forçage est celui de Brutsaert), permet la présence d'une quantité de neige plus importante. La fonte de la neige en est retardée et le maximum du ruissellement total, qui a lieu en avril dans la simulation de contrôle, se produit pour la plupart des modèles en mai dans la simulation LNGW (non montré).

Analyse des années 1972 et 1974

SIMULATIONS DE CONTRÔLE

Les années 1972 et 1974 présentent des événements extrêmes de précipitation. En 1972 les précipitations sont faibles en été, et en 1974 le mois de juillet est très pluvieux. Les anomalies mensuelles d'humidités du sol des simulations de contrôle pour les années 1972 et 1974 sont montrées en figures 4.10 (a) et (c).

En 1972 les modèles sous-estiment pour la plupart l'effet de sécheresse. Seuls trois modèles, dont SECHIBA, représentent la forte anomalie négative d'humidité du sol en juillet 1972 (figure 4.10 (a)). On voit que SECHIBA reproduit d'ailleurs remarquablement le cycle annuel des anomalies de contenu en eau du sol. Les modèles ont presque tous tendance à assécher prématurément leur sol en surestimant l'évapotranspiration trop tôt dans l'année, et l'amplitude annuelle de l'humidité du sol qu'ils simulent est trop faible. SECHIBA ne surestime pas l'évapotranspiration en début d'année (non montrée) et l'amplitude du cycle de l'année est bien représentée, avec une sécheresse du sol plus marquée en juillet juste après le mois du maximum de transpiration.

En 1974 la figure 4.10 (c) montre que tous les modèles ont une anomalie positive de l'humidité du sol en été qui est dans la gamme des observations. L'anomalie d'humidité du sol dans SECHIBA est de 65 mm en août ce qui correspond bien aux observations moyennes sur le bassin d'Usadievski. La figure 4.11 montre que la plupart des modèles augmentent leur ruissellement en juillet en accord qualitatif avec les observations (non montré). Mais le ruissellement d'été reste sous-estimé par le gros des modèles, alors que l'évapotranspiration est largement surestimée (de plusieurs millimètres) par ces modèles. Le comportement de SECHIBA est en marge de celui des autres modèles dans la mesure où il simule relativement bien les cycles annuels de l'évapotranspiration et du ruissellement total de l'été pluvieux 1974. Les fortes précipitations de juillet ne conduisent pas à des valeurs excessives de transpiration et trop faibles de ruissellement comme c'est le cas pour d'autres modèles. L'excès de pluie est réparti entre le ruissellement la transpiration et la recharge d'humidité du sol en accord assez remarquable avec les observations.

Alors que ces deux années présentent des conditions météorologiques très différentes, la représentation de l'interaction sol-plante-atmosphère par SECHIBA reste relativement proche des observations.

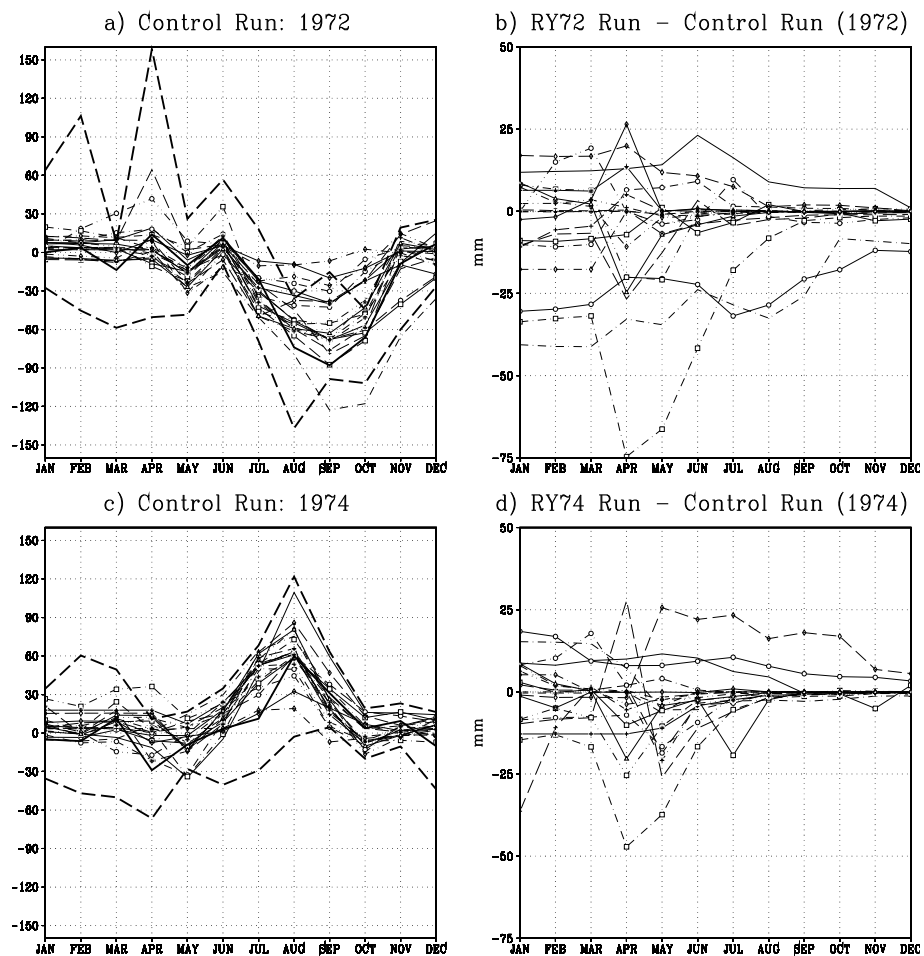


FIG. 4.10 – Ces quatre graphiques représentent les anomalies mensuelles de contenu en eau simulés par les différents modèles pour les années 1972 en haut et 1974 en bas. Nous montrons à gauche les résultats de la simulation de contrôle, et à droite les différences pour chaque modèle entre simulations récurrentes et simulations de contrôles. Les observations sont représentées par des traits gras. La légende de la figure 4.8 indique la convention utilisée pour désigner les différents modèles de surface.

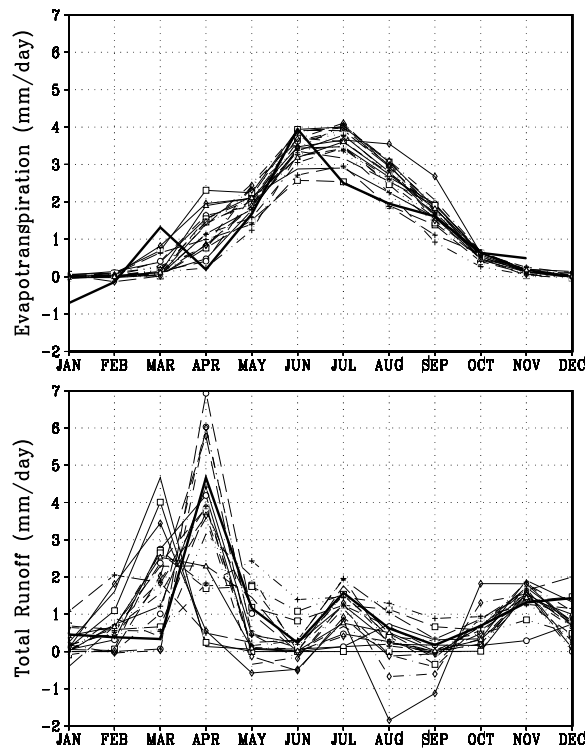


FIG. 4.11 – Cycles annuels de l'évapotranspiration (en haut) et du ruissellement total (en bas) observés (en traits gras) et simulés par les modèles dans l'expérience de contrôle en 1974. SECHIBA ne surestime quasiment pas l'évapotranspiration l'été, et produit du ruissellement en accord qualitatif et quantitatif avec les observations en juillet. L'excès de précipitation de cette année est relativement bien réparti par SECHIBA entre l'évapotranspiration, le ruissellement total, et l'humidité du sol. La légende de la figure 4.8 indique la convention utilisée pour désigner les différents modèles de surface.

Comme nous le verrons plus en détail dans le chapitre suivant, la représentation de l'interaction entre le sol et les plantes basée sur la notion de profils permet une meilleure gestion spatio-temporelle de l'eau dans le sol et de la transpiration. Il en résulte une capacité accrue de SECHIBA à modéliser l'interaction sol-plante dans des situations des plus diverses.

SIMULATIONS RÉCURSIVES

La pertinence des forçages récursifs peut être étudié sur les années 1972 et 1974 car elles sont atypiques du point de vue des précipitations. La comparaison entre les simulations de contrôles et récursives permet de voir comment les forçages répétitifs affectent la modélisation des processus de surface.

Les graphiques de droite de la figure 4.10 montrent pour chaque modèle, en 1972 en haut et 1974 en bas, la différence entre l'anomalie d'humidité du sol de la simulation récursive et celle de la simulation de contrôle de la même année. La dispersion entre les modèles est très large, surtout en début d'année. L'impact des précipitations récursives est très important sur la quantité simulée de neige (non montré). En effet, les quantités de précipitations neigeuses de décembre sont inconsistantes avec celles de janvier. Il y a donc une discontinuité des chutes de neige en pleine saison hivernale où les processus de neige sont importants. Cela se traduit par de grandes différences de quantité de neige entre les modèles. Le ruissellement en est très affecté au moment de la fonte en avril-mai. L'humidité du sol est affectée de manière plus complexe, et difficile à analyser. On note toutefois que les modèles montrent tous de fortes différences entre simulations récursive et de contrôle surtout en début d'année. Après la période de fonte, seuls quatre modèles dont les échelles de temps de convergence sont plus longues voient les différences persister toute l'année.

Sensibilité aux conditions initiales

L'expérience, notée *NOSU*, teste pour les 21 modèles de PILPS 2(d), l'impact des conditions initiales sur une simulation non récursive et sans équilibrage de la première année du modèle. Là encore, les différences entre les modèles sont très importantes. Cinq modèles atteignent l'équilibre avant la fin de la première année de simulation. Parmi les autres modèles, six n'atteignent pas l'équilibre avant la dernière année de simulation. Les autres ont des constantes de temps variées, SECHIBA atteint l'équilibre en trois ans. L'étude de Yang et al. (1995) indique que les constantes de temps d'équilibre thermique et hydrologique des modèles de processus de surface est contrôlé par la quantité d'eau totale que le sol peut contenir et son état hydrique initial. L'expérience numérique *NOSU* conduite ici montre que les modèles, bien qu'ayant les mêmes conditions initiales et la même capacité en eau du sol, ont des temps de convergence très différents. Ces résultats montrent que les grandes différences de représentation des processus de neige et d'eau gelée dans le sol, et les paramétrisations variées de la diffusion thermique et hydrique du sol sont significatives sur le temps de convergence des modèles (Schlosser et al. 1999).

4.2.6 Conclusions sur PILPS 2(d)

L'expérience PILPS 2(d) compare les résultats de 21 schémas de surface. Elle aborde différents aspects de la modélisation des processus de surface.

- D'une part la simulation de contrôle permet de valider les schémas de surface sur une longue

période (18 ans). Elle montre que, pour la plupart, les modèles de surface simulent assez correctement la variabilité inter-annuelle de l'humidité du sol. Leurs résultats sont variés mais restent dans la gamme des valeurs observées. La représentation des cycles annuels moyens de l'eau dans le sol, de l'évapotranspiration, du ruissellement, et de la quantité de neige est très variée selon les schémas de surface. En particulier les grandes différences de paramétrisations des processus de neige entre les modèles influencent beaucoup le déclenchement du ruissellement de printemps associé à la fonte de la neige. Presque tous les modèles simulent, en valeur annuelle, une évapotranspiration supérieure au ruissellement total, en accord avec les observations, mais ils n'en reproduisent pas suffisamment la variabilité inter-annuelle.

- D'autre part, la simulation LNGW montre que les processus de neige, le ruissellement associé à la fonte de la neige et l'évapotranspiration sont très sensibles au forçage du rayonnement infrarouge incident. Ce résultat est important car la différence entre les forçages de Brutsaert (1975) et celui d'Idso (1981) (utilisé respectivement pour l'expérience LNGW et de contrôle) est de l'ordre de l'incertitude sur les mesures. La sensibilité des modèles au forçage infrarouge doit donc impérativement être prise en compte dans les études de développement des paramétrisations des processus de neige dans les modèles de surface, car elle peut être une source d'erreur.
- Les analyses des années particulières 1972 et 1974 simulées par l'expérience de contrôle et par les simulations à forçage récursif montrent la nécessité de valider les schémas de surface avec un forçage de longue durée. Non seulement cela permet de valider la capacité des schémas de surface à simuler les variations inter-annuelles, mais aussi un forçage de longue durée évite les biais résultants d'un forçage sur une année. Quand le forçage est récursif, les biais sur les quantités simulées de neige sont dus au fait que le forçage commence chaque année en milieu d'hiver, alors que les processus de neige sont importants. Des données de forçage couvrant une année et débutant en été ne présenterait pas de discontinuité en hiver et donneraient sûrement moins de biais sur la quantité de neige simulée. Mais le problème de la continuité des données affecterait alors l'hydrologie en été.
- Enfin, la simulation NOSU permet d'évaluer les constantes de temps d'équilibrage des 21 modèles de PILPS forcés par le même climat et partant des mêmes conditions initiales. Elle montre une grande disparité des constantes de temps de convergence selon les modèles. Les résultats ne sont pas analysés plus profondément, et on retient simplement que les paramétrisations différentes des schémas de PILPS 2(d) sont responsables de cette diversité.

Les articles de Schlosser et al. (1999) et Slater et al. (1999) sont consacrés à étudier les résultats de l'expérience PILPS 2(d). Les résultats montrés dans cette section sont analysés plus en détail dans la publication de Schlosser et al. (1999). L'article de Slater et al. (1999) est plus concentré sur l'analyse des processus de neige.

En ce qui concerne SECHIBA, l'expérience PILPS 2(d) est très enrichissante.

Tout d'abord, l'expérience PILPS 2(d) met en évidence la faible quantité de neige que simule SECHIBA. Cette déficience est simplement due au fait que SECHIBA-0dim considère une valeur moyenne de l'albédo sur la maille considérée. Pour les fractions enneigées l'albédo est donc trop faible, il conduit à surestimer l'énergie absorbée et à faire fondre la neige trop facilement. Ce défaut est de plus exagéré par les conditions de forçages qui imposent que, contrairement à la réalité, les précipitations

ne soient sous forme de neige que pour des températures inférieures à 0°C.

Mais surtout l'expérience PILPS 2(d) est parfaitement adaptée pour valider les performances hydrologiques de SECHIBA dont la représentation des mouvements de l'eau dans le sol et de l'interaction sol-plante-atmosphère a été complètement modifiée.

- Le forçage non récursif sur une période de 18 années permet d'affirmer que la nouvelle version de SECHIBA est stable à long terme. SECHIBA ne montre aucune *tendance* sur la période simulée.
- SECHIBA représente de plus une variabilité inter-annuelle des processus de surface.
- Les cycles annuels moyens de l'humidité du sol, de l'évapotranspiration et du ruissellement total sont proches des observations, et montrent que, en moyenne mensuelle, SECHIBA simule correctement les processus de surface.
- Les processus hydrologiques d'années de sécheresse ou de fortes pluies, et la répartition des flux hydriques qui en résulte, sont bien représentés par SECHIBA. Cela montre que la sensibilité au climat des processus physiques modélisés par SECHIBA est pertinente.

4.3 Conclusion du chapitre

Ce chapitre décrit et analyse les expériences numériques, conduites avec SECHIBA dans sa nouvelle version, découplées du modèle de circulation générale.

La première section, consiste à approfondir des points cruciaux du développement de SECHIBA. En premier point, on montre que la linéarisation par morceaux des fonctions hydrauliques est absolument nécessaire pour représenter la non-linéarité du fonctionnement de l'interaction sol-atmosphère. Cette approche permet de modéliser les très fortes variations, temporelles et spatiales, de la capacité du sol à infiltrer l'eau. En second point, on montre que les processus physiques simulés sont masqués par des processus numériques quand les couches de surface du sol sont trop épaisses. Cela indique qu'une utilisation pertinente de l'équation de diffusion de Fokker-Planck, pour modéliser les mouvements de l'eau dans le sol, exige une résolution verticale dans le sol suffisamment fine.

La seconde section consiste à valider SECHIBA à travers l'expérience d'intercomparaison de schémas de surface PILPS 2(d). Les résultats de PILPS 2(d), et leurs analyses y sont résumés. Cette première validation montre que SECHIBA représente pertinemment les processus de surface, et est stable sur des simulations de longue durée.

Dans cette étude le climat est imposé, et tous les aspects de l'interaction sol-plante-atmosphère, que SECHIBA permet de représenter, ne sont pas abordés. Une validation plus complète, où la variabilité sous-maille de la végétation et de la texture du sol sont prises en compte, et où le climat interagit avec les surfaces continentales dans le MCG est l'objet du prochain chapitre.

Chapitre 5

Impact de la nouvelle hydrologie sur les processus de surface simulés dans un MCG

Ce chapitre se base sur l'analyse des résultats de plusieurs simulations climatiques, conduites avec le modèle de circulation générale du LMD couplé à SECHIBA. L'ensemble des expériences numériques étudiées permettent d'aborder différents aspects de la modélisation des processus de surface par la nouvelle version de SECHIBA. Outre les processus physiques de diffusion de l'eau dans le sol, la représentation de l'hydrologie des sols dans SECHIBA permet de prendre en compte les variabilités spatiales, de la texture du sol et de la végétation, de différentes manières selon qu'elles interagissent ou non.

La première section est consacrée à la description des simulations réalisées avec le MCG du LMD. Dans la section suivante, il s'agit d'explorer les différentes possibilités de SECHIBA quant à la représentation de l'interaction entre la biosphère et l'atmosphère. Cette section est importante est comporte plusieurs parties. Premièrement l'influence de la texture du sol sur les processus de surface est étudiée. Puis, l'importance de la distribution de la végétation selon la texture du sol permet d'aborder la notion d'interaction entre les *systèmes sol-plante* et l'atmosphère. Dans ces deux parties, une bonne compréhension des processus physiques de l'interaction sol-plante-atmosphère permet une comparaison pertinente entre l'ancienne et la nouvelle version de SECHIBA. Nous verrons également à quel point les possibilités de SECHIBA dépendent de la qualité des cartes de données de texture du sol et de végétation utilisées pour représenter l'hétérogénéité de la surface. Une troisième partie dans cette section permettra d'étudier et de valider la façon dont le sol et les plantes interagissent, sur différents horizons, selon les saisons.

Une section est consacrée à l'étude des bilans hydriques globaux. Elle permet de comparer de manière plus générale l'ancienne et les nouvelles versions de SECHIBA, et met en évidence une surestimation de l'évaporation du sol nu dans ces dernières.

Elle est suivie d'une section dans laquelle il est montré que l'évaporation potentielle utilisée dans le MCG du LMD est inconsistante avec le modèle hydrologique physique qui est utilisé dans la nouvelle version SECHIBA, en l'absence de couverture végétale. La rectification de l'évaporation potentielle au dessus du sol nu fait l'objet d'une simulation supplémentaire, et permet de corriger ce biais.

5.1 Description des simulations

Les simulations dont il est question dans ce chapitre sont effectuées avec le cycle 6 du MCG du LMD. Cette version du MCG est la même que celle utilisée dans le chapitre 2, mais la résolution utilisée pour les expériences décrites ici est plus fine. La discrétisation spatiale compte 96 points en longitude, 72 points en latitude et 15 niveaux verticaux dans l'atmosphère. Pour les processus de surface, la résolution temporelle reste inchangée, le pas de temps est d'une demi-heure.

Plusieurs simulations sont réalisées, dans le but de valider les processus physiques modélisés par la nouvelle version de SECHIBA et d'explorer les différentes possibilités que permet SECHIBA pour représenter l'interaction entre le sol les plantes et l'atmosphère.

La simulation **CHOISNEL** est conduite en couplant au MCG la version de SECHIBA retenue à l'issue du chapitre 2. L'hydrologie des sols y est représentée par le modèle de Choisnel (1977), une variabilité sous-maille de la végétation est prise en compte, et on y associe une variabilité sous-maille des profils racinaires (section 2.5). Le sol est profond de deux mètres (section 2.4). Cette version de SECHIBA est utilisée dans le MCG pour l'expérience EXP1 de la section 2.6. Elle est validée dans le chapitre 2 (de Rosnay and Polcher 1998), et utilisée (parmi d'autres modèles) dans Polcher et al. (1998a) pour montrer l'influence de la représentation des processus de surface sur le changement climatique associé au doublement du CO_2 atmosphérique. La simulation CHOISNEL représente ici l'*ancienne* version de SECHIBA dans la mesure où l'hydrologie des sols y est encore relativement simple.

Les simulations suivantes utilisent la *nouvelle* version de l'hydrologie de SECHIBA développée dans le chapitre 3, et décrite en section 3.3.2. Les profils racinaires sont associés, dans chaque maille, à un sol discrétisé sur 11 niveaux verticaux entre lesquels les processus de diffusion sont pris en compte. Les expériences numériques dans lesquelles les processus de surface sont représentés avec la nouvelle version de SECHIBA diffèrent entre elles par la façon dont est traitée la variabilité spatiale de la texture du sol, en interaction avec les plantes et leur représentation sous-maille.

La simulation **SOIL3** utilise le MCG couplé à la nouvelle version de SECHIBA. Elle considère une variabilité sous-maille de la texture du sol selon la méthode exposée en section 3.3.7. La répartition géographique des types de sols est représentée par la figure 3.8. Dans chaque maille, LA RÉPARTITION DE LA VÉGÉTATION EST IDENTIQUE SUR LES DIFFÉRENTES FRACTIONS DE SOL. Cette simulation est une expérience de sensibilité, et elle doit permettre de mesurer l'impact de la texture du sol sur l'interaction entre les surfaces continentales et l'atmosphère.

La simulation **SOIL3I** utilise également la nouvelle version de SECHIBA, avec une variabilité sous-maille de la texture du sol. Mais dans cette simulation LA RÉPARTITION DE LA VÉGÉTATION AU SEIN DE CHAQUE MAILLE EST DIFFÉRENTE SELON LE TYPE DE SOL. Les végétations à racines profondes sont prioritairement localisées sur les sols de texture fine, alors que les biomes dont les racines sont peu étendues, ou le sol nu, occupent de préférence les fractions de sols de texture grossière. Comme la précédente, cette simulation est une expérience de sensibilité. La répartition des biomes sur les différents sols est arbitraire et n'est pas basée sur des données. La simulation SOIL3I est conduite afin d'étudier le comportement des systèmes sol-plante en interaction avec le climat.

Dans la simulation **SOIL1**, la nouvelle version de SECHIBA est utilisée pour décrire les mouvements de l'eau dans le sol, mais LES VARIABILITÉS INTRA ET INTER-MAILLE DE LA TEXTURE DU SOL NE SONT PAS PRISES EN COMPTE. Le sol est uniforme sur l'ensemble des surfaces du globe et il est de texture moyenne. Cette simulation utilise la configuration la plus simple de la nouvelle version de SECHIBA qui a été validée dans le chapitre précédent avec des simulations forcées par le climat

d'HAPEX-MOBILHY et l'expérience PILPS 2(d). C'est pourquoi cette simulation ne fera pas l'objet d'une étude détaillée dans ce chapitre. En outre, les processus d'interactions entre le profil d'eau dans le sol et les profils racinaires reposent sur les mêmes bases physiques que dans les expériences SOIL3 et SOIL3I, mais la diversité des interactions possibles entre le sol et les plantes, et leur variabilité sous-maille sont très réduites.

En plus de ces trois simulations où la nouvelle version de SECHIBA est utilisée, une expérience supplémentaire est conduite, en marge des trois autres. La simulation **SOIL1b** se distingue de la précédente par la façon dont est calculée L'ÉVAPORATION POTENTIELLE UTILISÉE EN CONDITION LIMITE SUPÉRIEURE DE LA COLONNE DE SOL. Nous verrons dans les sections 5.3 et 5.4 les motivations de cette expérience.

Etat initial, temps d'équilibrage et durée des simulations

Pour les simulations conduites avec la nouvelle version de SECHIBA, l'état hydrique initial du sol est choisi de manière à minimiser le temps d'équilibrage du modèle. L'état de démarrage du modèle de circulation générale est issu d'une simulation antérieure effectuée avec l'ancienne version de SECHIBA. Les conditions hydriques du sol y sont définies sur deux couches de sol et sont incompatibles avec les 11 couches présentes dans la nouvelle version. On impose alors à l'instant initial, pour chaque maille, un profil de teneur en eau uniforme sur la verticale, qui correspond à la valeur d'humidité relative du sol prescrite par l'état de démarrage. Cela permet de commencer les simulations avec un état d'humidité du sol consistant avec l'état, et l'évolution passée, du climat du MCG.

A part la simulation SOIL1b qui est moins longue, les simulations de ce chapitre couvrent une période de dix ans, et les analyses présentées dans ce chapitre portent sur les huit dernières années. Les deux premières années correspondent au temps d'équilibrage du modèle. Déterminer ce dernier est plus difficile dans le MCG que dans les expériences forcées du chapitre précédent. Nous utilisons la méthode des corrélations de rangs (Conover 1980) pour montrer qu'après deux ans de simulation les humidités mensuelles du sol ne présentent pas de tendance significative à la croissance ou à la décroissance. Ce temps de convergence du modèle est inférieur aux trois ans indiqués pour SECHIBA dans l'expérience PILPS 2(d) de la section 4.2. Mais les conditions de convergence de PILPS 2(d) ont été choisies particulièrement strictes, et Schlosser et al (1999) montrent que des critères plus souples, utilisés habituellement pour les schémas de surface, réduisent considérablement les valeurs, somme toute indicatives, du temps d'équilibrage des modèles.

5.2 Modélisation des processus d'interaction entre la biosphère et l'atmosphère

La représentation de l'hydrologie des sols dans SECHIBA ouvre un large éventail de possibilités pour modéliser l'interaction entre le sol les plantes et l'atmosphère, selon que les variabilités sous-maille du sol et de la végétation interagissent ou non. Les simulations SOIL3 et SOIL3I consistent à explorer ces possibilités et leurs résultats sont étudiés dans cette section.

Dans un premier temps l'analyse de la simulation SOIL3 sur une région européenne permet de souligner l'influence considérable de la texture du sol sur les processus de surface. Puis, les mécanismes d'interaction entre le climat et la surface en tant que *systèmes sol-plante*, sont étudiés avec la simulation SOIL3I sur le site de Lamto en Côte d'Ivoire. Enfin, la représentation, par le MCG couplé à

la nouvelle version de SECHIBA, des processus de pompage racinaire de l'eau du sol sur différents horizons selon les saisons, sera comparée sur le site de Lamto à des mesures de terrain, et validée.

5.2.1 Importance de la texture du sol sur les flux hydriques

Dans cette section nous étudions l'influence de la texture du sol sur les mouvements de l'eau dans le sol, et les flux hydriques entre la surface et l'atmosphère, qui en résultent.

L'analyse menée ici repose sur l'étude des résultats du MCG sur une maille du MCG située en Europe, et dont les coordonnées sont centrées sur : 0 °E, 45 °N. L'étude d'un point de grille uniquement permet de donner un bon aperçu des mécanismes d'interaction sol-plante-atmosphère. De plus, cela permet, pour étudier la variabilité sous-maille, de considérer différentes fractions, à l'intérieur de la maille, soumises aux mêmes conditions climatiques. Sur ce point un seul type de végétation, de la forêt à feuilles caduques, est présent. Trois types de sols sont répartis sur la maille avec :

$$\left\{ \begin{array}{l} 8 \% \text{ de sol de texture fine, de type argileux} \\ 84\% \text{ de sol de texture moyenne, de type limoneux} \\ 8 \% \text{ de sol de texture grossière, sableux} \end{array} \right.$$

Dans la suite du texte, les termes *sol sableux* et *sol de texture grossière* sont indifféremment utilisés. De la même façon, le *sol de texture moyenne* peut être désigné par *sol limoneux* ou *limon*, et le *sol de texture fine*, par *sol argileux*.

Cette région a déjà été étudiée dans le chapitre 2 pour évaluer l'impact du doublement de la profondeur de sol sur les flux de surface. Elle permet ici de comparer les flux hydriques et énergétiques simulés sur trois types de sols de textures différentes soumis au même climat.

Après une étude en moyenne régionale (sur l'ensemble de la maille) qui permet de comparer les simulations CHOISNEL et SOIL3, les cycles annuels sont présentés sur chaque sous-maille pour tenter de comprendre les processus physiques qui font que la texture du sol influence l'interaction sol-plante-atmosphère.

Résultats en moyenne régionale. Comparaison entre CHOISNEL et SOIL3

La figure 5.1 (a) montre que les cycles annuels des précipitations simulées dans cette région par les expériences CHOISNEL et SOIL3 ne sont pas significativement différents, bien que la nouvelle version de SECHIBA permette de représenter un maximum de pluies en mai. Les observations des précipitations, désignées par la ligne pointillée, sont celles d'HAPEX-MOBILHY mesurées sur le site de Caumont, et concernent une région de faible étendue, alors que la région du MCG étudiée est de grande échelle. La comparaison entre les précipitations observées et simulées doit être relativisée.

Dans les deux simulations, comme dans les observations, le cycle annuel est bien contrasté. Les précipitations sont importantes en hiver, faibles en été, le rayonnement solaire net au sol et la température de l'air (non montrés) sont maximaux en été. Le climat de cette région est de type méditerranéen. Les simulations exagèrent toutefois le contraste saisonnier des pluies, et celles-ci sont surestimées en valeurs annuelles.

Les cycles annuels de l'humidité totale du sol simulée, représentés en figure 5.1 (b), montrent que le sol est humide en hiver, avec un maximum en fin d'hiver, et qu'il s'assèche pendant l'été où les précipitations sont faibles et la transpiration élevée ; le sol est particulièrement sec en fin d'été au mois de septembre. Les valeurs de contenu en eau du sol sont plus faibles dans CHOISNEL car elles varient

dans la gamme d'humidités de la réserve utile (différence entre la capacité au champ et le point de flétrissement) dont la valeur maximale pour un sol profond de deux mètres est $300\text{kg}/\text{m}^2$. Dans sa nouvelle version, SECHIBA prend en compte l'ensemble des valeurs d'humidité du sol entre le taux résiduel et la saturation (pour un sol profond de deux mètres, de texture moyenne, le contenu en eau à saturation est $860\text{kg}/\text{m}^2$). Le sol contient plus d'eau, mais celle-ci n'est pas exploitable par la végétation en dessous du point de flétrissement ($200\text{kg}/\text{m}^2$). La différence importante entre les valeurs d'humidité du sol des deux simulations doit donc être nuancée. Ceci étant, la nouvelle version de SECHIBA permet tout de même de représenter une amplitude plus large du cycle annuel du contenu en eau du sol.

Comme le montre la figure 5.1 (c), le ruissellement total (qui inclut le ruissellement de surface et le drainage) est élevé, mais de durée assez courte dans CHOISNEL. Il résulte du débordement de l'ensemble de la colonne de sol, et nécessite des précipitations importantes. Dans SOIL3, les processus de ruissellement et drainage sont différents, et dépendent fortement de l'état hydrique du sol proche de la surface. Dans cette région, le ruissellement total est principalement dû au drainage. Pendant l'hiver, les fortes précipitations conduisent à des valeurs élevées d'humidité du sol pour lesquelles l'infiltration importante ne permet pas le déclenchement du ruissellement de surface. L'eau infiltrée est drainée, durant la période assez longue correspondant à des taux élevés d'humidité du sol.

Plus d'eau disponible dans le sol n'explique qu'en partie le fait que la transpiration (en moyenne sur la maille) soit maintenue plus longtemps dans SOIL3 que dans CHOISNEL pendant l'été (figure 5.1 (d)). La gestion spatio-temporelle de l'eau dans le sol, et son extraction par les plantes via leur système racinaire est un facteur déterminant du cycle annuel de la transpiration. Plus précisément, l'extraction de l'eau à partir des couches profondes du sol en fin d'été résulte de l'interaction des profils d'humidité et racinaire, comme nous le verrons dans la sous-section suivante avec la figure 5.2.

Cette différence de transpiration entre les deux expériences conditionne la répartition de l'énergie entre les chaleurs sensible et latente. Nous avons vu dans le chapitre 2 que Choissnel et al. (1995) et Henning (1989) estiment les valeurs de la fraction évaporative ($LE/(H+LE)$) supérieures à 50 % pendant l'été dans cette région. Dans la version de SECHIBA utilisée en début de thèse, avec un mètre de sol seulement, des valeurs trop faibles du flux de chaleur latente relativement au flux de chaleur sensible conduisent à sous-estimer la fraction évaporative pendant l'été. Le fait de considérer deux mètres de profondeur de sol, au lieu d'un, corrige partiellement ce biais et permet d'atteindre des valeurs de fraction évaporative d'environ 35 % en été (comme cela est montré dans le chapitre 2). La simulation SOIL3, avec une transpiration plus élevée en juillet août septembre permet de représenter en accord avec les estimations, une fraction évaporative maintenue supérieure à 50 % durant l'été sur cette région de la France. Une fraction évaporative plus proche des observations traduit une répartition de l'énergie entre les flux des chaleurs sensible et latente plus réaliste dans le MCG lorsque la nouvelle version de SECHIBA est utilisée pour représenter les processus de surface.

Représentation sous-maille de la texture du sol

La figure 5.2 décrit l'état et les flux hydriques simulés par l'expérience SOIL3, sur chacune des fractions de maille de textures de sol différentes dans la région européenne étudiée. La texture exerce une influence sur la gestion spatiale et temporelle de l'eau dans le sol par l'intermédiaire des fonctions hydrauliques (figure 3.7) qui déterminent la capacité du sol à infiltrer ou retenir l'eau.

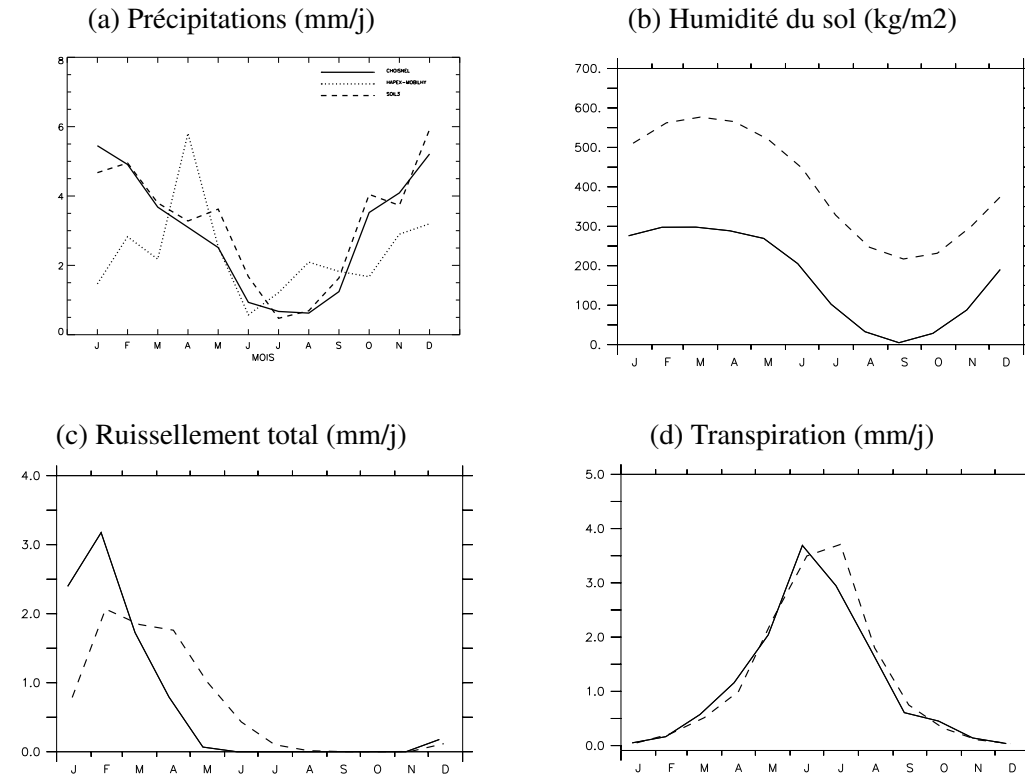


FIG. 5.1 – Cycles annuels moyens (sur les huit années étudiées) simulés avec l'hydrologie de CHOISNEL (en traits pleins), et la nouvelle version de SECHIBA, SOIL3 (traits discontinus), sur un point de grille située en Europe à 0 °E, 45 °N. En (a) les précipitations sont représentées, et la courbe pointillée indique les observations obtenues sur le site d'HAPEX-MOBILHY dont les coordonnées sont proches de la région du MCG étudiée. En (b) est représentée l'humidité moyenne du sol, en (c) le ruissellement total (ruissellement plus drainage) et en (d) la transpiration.

Les graphiques 5.2 (a, b, c) représentent les cycles annuels de la teneur en eau de différentes couches dans le sol pour les fractions de sol argileux en (a), limoneux en (b) et sableux en (c). La notion de temps de diffusion de l'eau dans le sol apparaît clairement sur ces figures où l'on voit que l'état hydrique du sol en surface *se propage* vers les couches profondes du sol. Une comparaison des trois figures 5.2 a, b, c montre que la diffusion de l'eau à travers le sol est plus rapide pour les sols grossiers que fins. Cela se traduit par un profil d'eau dans le sol assez uniforme sur la verticale pour le sol sableux en (c). Le drainage important qu'il produit, montré en figure 5.2 (f) conduit à des teneurs en eau peu élevées sur l'ensemble des couches du sol (figure 5.2 (c)) et explique que l'humidité totale de ce sol soit relativement faible (figure 5.2 (d)). Quand la texture est plus fine, en figure 5.2 (a, b), la diffusion de l'eau à travers le sol est plus lente, le drainage plus faible, et les différences d'humidité entre les couches sont plus marquées. L'eau provenant des précipitations importantes qui ont lieu l'hiver est lentement diffusée des couches de surface vers celles du fond, ce qui permet d'avoir des taux de teneur en eau encore élevés dans les couches profondes du sol en été. Le cycle annuel de la couche de surface en trait plein varie en phase avec le cycle des précipitations alors que les couches profondes du sol subissent des variations de teneur en eau retardées de quelques mois.

Les graphiques 5.2 (d, e, f) montrent que la texture du sol influence énormément l'interaction entre le sol les plantes et l'atmosphère. Le sol de texture fine, indiqué par la ligne discontinue-pointillée est encore assez humide en profondeur en été, il en découle une transpiration importante en été. Au contraire le sol de texture grossière, montré par la ligne discontinue, étant plus sec même dans les couches profondes du sol, est beaucoup moins favorable à la transpiration de la végétation. En été, la transpiration de la végétation située sur le sol argileux est plus du double de celle de la végétation qui est sur le sol sableux. Il s'agit pourtant de la même végétation, soumise aux mêmes conditions climatiques. Seule la texture du sol est responsable de ces différences de transpiration.

Pontailier et al. (1988) ont mesuré les valeurs d'humidité du sol et de transpiration d'une forêt de chênes sur la région de Fontainebleau (45 °N, 2 °E). Le sol, sur ce site, comporte plusieurs horizons, majoritairement sableux sur les 50 premiers centimètres, puis de texture plus fine en profondeur. La comparaison entre ces mesures et les résultats du modèle de circulation générale est délicate pour de multiples raisons. D'une part parce que les conditions climatiques simulées ne correspondent pas exactement à celles du site de mesure. Ces dernières concernent une année, et un lieu précis, alors que les résultats des simulations sont moyennés sur plusieurs années, et concernent une surface beaucoup plus étendue. D'autre part, SECHIBA considère une texture du sol uniforme sur la verticale, ce qui n'est pas le cas dans la réalité. Cependant, la nature plutôt grossière du sol sur ce site, et de façon plus générale dans la région de Fontainebleau, est prise en compte sur la maille correspondante du MCG, avec une fraction de 8% de sa surface qui est sableuse. Une comparaison nuancée entre les observations et les simulations sur sol grossier doit permettre d'apprécier la qualité des cycles annuels simulés par SECHIBA, et l'intérêt de la représentation sous-maille de la texture du sol dans le modèle.

Les observations indiquent que le cycle annuel de la réserve en eau du sol est contrasté, avec des valeurs proches de la capacité au champ jusqu'en avril-mai, puis une décroissance qui conduit à une humidité proche du point de flétrissement entre fin-août et début-septembre. Les résultats du modèle sur le sol de type sableux montrent également un cycle annuel contrasté, mais l'assèchement est exagéré en juillet. Le point de flétrissement (200 kg/m^2) est atteint en août. Ces différences entre mesures et simulations s'expliquent, entre autres, par le fait que le sol étant sableux sur l'ensemble du profil dans SECHIBA, il retient moins l'eau que sur le site de mesures, où la présence d'un sol de texture plus fine dans les horizons profonds du sol limite l'infiltration. Les mesures d'évapotranspiration de

Pontailleur et al. (1988) sur ce même site indiquent des valeurs maximales de l'ordre de 2 à 3.5 mm/j en juin juillet suivies d'une forte décroissance pour atteindre 0.6 mm/j à 1.1 mm/j en septembre. L'évapotranspiration sur la fraction de sol sableux dans le MCG (transpiration plus perte par interception, non montrée), est similaire à ces observations sur sol sableux, avec des valeurs de 3.5 mm/j en juin et 1.0 mm/j en septembre. La correspondance entre les mesures et les simulations est très bonne, mais pour les raisons signalées ci-dessus la comparaison doit être modérée. Nous retiendrons simplement le fait que la prise en compte d'une fraction de sol sableuse permet de simuler des flux de surface en accord qualitatif et quantitatif avec les observations sur sol sableux. Ce résultat souligne l'intérêt de la modélisation sous-maille pour représenter l'interaction biosphère-atmosphère à l'échelle d'une maille de MCG. Les deux autres fractions de sol, limoneux et argileux qui retiennent plus d'eau dans le sol, permettent à la végétation une évapotranspiration plus élevée, et sont plus adaptées à la représentation de l'interaction sol-plante dans les régions dont le sol est de texture plus fine.

La figure 5.2 (e) montre que la texture du sol modifie le cycle annuel de la transpiration non seulement quantitativement, mais aussi qualitativement. En effet, le maximum de transpiration est en juin sur le sol de texture grossière, et il est suivi immédiatement d'une période de décroissance rapide de la transpiration associée au manque d'eau dans le sol. Sur les sols de texture fine et moyenne, le maximum de transpiration correspond au maximum de rayonnement net (non montré) en juillet. Sur le sol fin, le cycle annuel de la transpiration est symétrique. La transpiration est simultanément contrôlée par les disponibilités : de la surface en énergie, et du sol en eau.

Il est clair toutefois, que les différences qualitatives de la représentation du cycle de la transpiration selon la texture du sol, sont liées aux différences quantitatives de disponibilité en eau du sol. La texture du sol en affectant la gestion de l'eau dans le sol permet simplement de placer la végétation dans différents contextes d'humidité du sol. Mais la distribution de végétation étant identique, le mode de fonctionnement de l'interaction entre le sol et les plantes reste similaire d'un sol à l'autre.

Les flux de transpiration et de drainage calculés sur le sol de texture moyenne ne correspondent pas aux flux moyens entre les sols grossier et fin. La figure 5.2 (e) montre que les transpirations simulées sur les sols moyens et fins sont très proches jusqu'en juin puis diffèrent ensuite. Le drainage du sol moyen est plus proche de celui du sol fin de novembre à janvier, et plus proche de celui du sol grossier d'avril à juin. Ce résultat souligne la non-linéarité des processus hydrologiques, et indique qu'il n'y a pas de sol *moyen* qui permette de simuler de façon représentative des flux de surfaces provenant de sols de textures hétérogènes. Ce résultat confirme qu'à l'échelle d'une maille de MCG, le sol étant très hétérogène, la prise en compte d'une variabilité sous-maille de la texture du sol est indispensable pour modéliser correctement les flux de surface.

Dans cette région une fraction importante, 84 %, de la surface est occupée par du sol de texture moyenne. Cela conduit à une représentation des flux moyennés sur les trois fractions de sol (en trait plein) proche de celle des flux correspondant à la fraction de sol moyen (trait pointillé). Sur une région où la répartition des trois fractions de sol serait plus équitable, les flux régionaux seraient beaucoup plus influencés par les processus sous-maille et plus éloignés de ceux du sol de texture moyenne.

Dans le MCG, la variabilité sous-maille de la texture du sol est basée sur les cartes de distribution globale de texture du sol de Zabler (1986). Ces cartes sont, à l'heure actuelle les seules disponibles qui décrivent la texture du sol à l'échelle globale et qui sont utilisables par les MCG. Mais comme nous l'avons vu dans le chapitre 3, section 3.3.6, ces cartes conduisent à sous-estimer la variabilité spatiale de la texture du sol. Sur la base de ces cartes, il y a peu de régions du globe de la taille d'une maille de MCG qui sont très hétérogènes. C'est pourquoi dans la plupart des régions du modèle, un type de

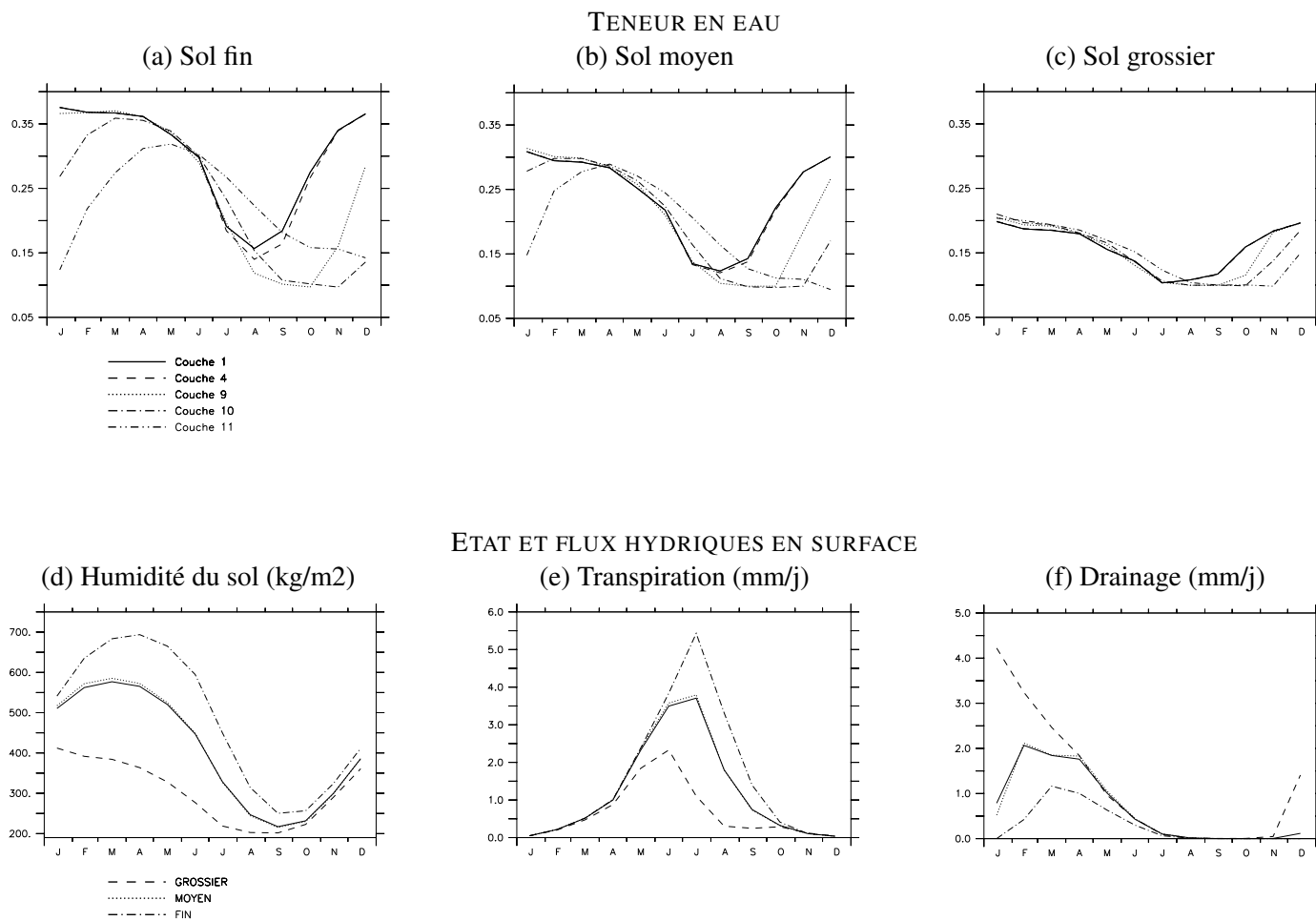


FIG. 5.2 – Représentation de cycles annuels moyens sur différentes sous-maillles de texture de sol différentes, simulés par l'expérience SOIL3 en Europe. Sur les trois graphiques du haut, sont représentés les cycles annuels de la teneur en eau des différentes couches dans le sol sur un sol de texture fine (a), moyenne (b) et grossière (c). La couche de surface est désignée par la couche 1 et la couche du fond par la 11. En bas, on montre l'humidité totale du sol, la transpiration et le drainage simulés sur la fraction où le sol est grossier (ligne discontinue), sur la fraction de sol moyen (trait pointillé) et sur la fraction de sol fin (ligne discontinue-pointillée). La moyenne des trois est représentée en trait plein. Elle est proche de la contribution du sol de texture moyenne puisque celui-ci occupe 84 % de la surface de la maille.

sol domine. La présence minoritaire d'autres types de sol, sur lesquels les flux hydriques et énergétiques sont très différents, ne suffit pas à influencer, à grande échelle, les échanges entre la surface et l'atmosphère. SECHIBA prend en compte une distribution sous-maille de la texture du sol, et modélise les conséquences importantes que cela entraîne sur les échanges sol-plante-atmosphère. Mais les données de répartition des types de sol, en sous-estimant la variabilité sous maille, ne permettent pas d'en exploiter pleinement les capacités.

Discussion

La comparaison des simulations CHOISNEL et SOIL3 sur cette région de l'Europe permet de montrer l'intérêt de la notion d'interactions entre les profils d'eau dans le sol et les profils racinaires. Dans la nouvelle version de SECHIBA les phénomènes de diffusion conduisent à une gestion de l'eau différente selon les horizons du sol. Cela permet, pour un sol moyen, de maintenir une humidité du sol relativement élevée en été dans les couches profondes du sol, alors que les précipitations sont faibles. Les profils racinaires de la forêt permettant un pompage de l'eau dans les couches profondes du sol, il en résulte une transpiration élevée en été. Dans CHOISNEL l'épuisement plus rapide de l'eau du sol ne permet pas de maintenir des taux d'évaporation élevés pendant tout l'été, et le fractionnement de l'énergie entre les chaleurs sensible et latente en est affecté. Les valeurs de la fraction évaporative plus élevées dans SOIL3 sont en meilleur accord avec les observations.

D'autre part, la simulation SOIL3 constitue une expérience de sensibilité fort intéressante concernant l'influence de la texture du sol sur les processus de surface. L'analyse menée sur cette région permet de montrer que :

- la texture du sol joue un rôle essentiel sur la gestion de l'eau dans le sol.
- Les flux hydriques, et l'interaction sol-plante-atmosphère y sont très sensibles. La transpiration varie largement du simple au double selon la texture du sol. Ces différences sont remarquables dans la mesure où le climat et la distribution de végétation sont identiques sur les trois sous-maillages considérées. Elles résultent uniquement de l'hétérogénéité de la texture du sol.
- Il n'existe pas de texture de sol moyenne sur laquelle les flux simulés seraient représentatifs d'une région dont le sol est hétérogène. Une représentation sous-maille de la texture du sol est donc nécessaire dans les MCG.
- Les données de distributions globales de la texture du sol de Zobler (1986), utilisées dans le MCG, sous-estiment la variabilité spatiale et par suite ses effets sur les processus de surface simulés à grande échelle.

Cependant, les résultats qui sont montrés ici doivent être considérés avec modération. Dans cette simulation, la distribution et les caractéristiques de la végétation sont indépendantes de la texture du sol. Bien que le cycle annuel de la transpiration soit influencé par la texture du sol, les variations de cette dernière ne permettent pas de simuler différents types de fonctionnement de l'interaction sol-plante. En réalité, on sait que le sol la végétation et le climat ne sont pas indépendants. La végétation, par les processus d'*humification*, modifie l'évolution et les caractéristiques du sol sur lequel elle est implantée. Réciproquement, le sol influence la végétation. Le système sol-végétation forme un *écosystème* qui est associé au climat. Il est parfois désigné par le terme *CLIMAX* (Duchaufour 1997; Soltner 1984). C'est la répartition géographique des écosystèmes sur les surfaces continentales qui doit être prise en compte dans les MCG pour bien représenter les interactions entre la biosphère et le climat.

5.2.2 Interactions entre les variabilités sous-maille de la texture du sol et de la végétation

SECHIBA offre la possibilité totalement innovante de répartir la végétation dans chaque maille de façon différente selon les types de sol. Malheureusement, il n'existe pas de données d'échelle globale de distribution et de caractéristiques des écosystèmes, utilisables par les MCG. Pour cette raison les possibilités de SECHIBA dans ce domaine ne peuvent pas être totalement mises à profit. Un pas dans cette direction est cependant franchi avec la simulation SOIL3I qui considère arbitrairement une relation de dépendance entre les variabilités sous-maille de la texture du sol et de la végétation. Comme expliqué en section 5.1, dans cette simulation les plantes à racines profondes sont associées aux sols de texture fine, réservant les sols grossiers pour les zones sans végétation ou couvertes de plantes à systèmes racinaires peu étendus. Bien qu'artificielle, cette distribution des plantes sur les sols doit permettre d'appréhender les capacités de SECHIBA à représenter, à grande échelle, l'interaction entre les *systèmes sol-plante* et l'atmosphère.

Dans cette section, nous analysons les résultats des simulations SOIL3 et SOIL3I, sur une région de l'Afrique située à Lamto (5 °W, 6 °N) en côte d'Ivoire. Les cartes de Zobler (1986) nous indiquent une proportion des différents types de sols, et la distribution de végétation est la même que celle utilisée dans toutes les simulations effectuées dans cette thèse.

Pour Lamto, ces distributions sont :

$$\text{Sol} \left\{ \begin{array}{l} 87 \% \text{ de sol sableux (grossier)} \\ 13 \% \text{ de sol limoneux (moyen)} \end{array} \right.$$

$$\text{Végétation} \left\{ \begin{array}{l} 62 \% \text{ de savane} \\ 16 \% \text{ de forêt "semper virens"} \\ 13 \% \text{ de steppe} \\ 9 \% \text{ de sol nu} \end{array} \right.$$

Dans cette région, la répartition de la végétation subit un gradient latitudinal, avec de la savane au nord, et de la forêt tropicale au sud. Elle est associée au gradient climatique de la bande inter-tropicale correspondant aux déplacements saisonniers de la zone de convergence inter-tropicale. Dans le modèle de circulation générale, le climat est identique sur l'ensemble du point de grille étudié, et la distribution géographique de végétation aléatoire au sein de la maille. Dans la simulation SOIL3, la végétation est répartie identiquement sur les fractions de sable et de limon. Dans SOIL3I la répartition différentielle de la végétation selon la texture du sol est la suivante :

$$\text{Sol limoneux} \left\{ \begin{array}{l} 100 \% \text{ de forêt "semper virens"} \end{array} \right.$$

$$\text{Sol sableux} \left\{ \begin{array}{l} 71 \% \text{ de savane} \\ 15 \% \text{ de steppe} \\ 10 \% \text{ de sol nu} \\ 4 \% \text{ de forêt "semper virens"} \end{array} \right.$$

Analyse des résultats régionaux

La figure 5.3 montre les résultats des simulations CHOISNEL, SOIL3 et SOIL3I à Lamto. L'évolution annuelle des précipitations estimées par Legates et Willmott (1990) témoigne de deux saisons des pluies, une longue d'avril à juin, l'autre moins étendue en septembre-octobre. La saison sèche

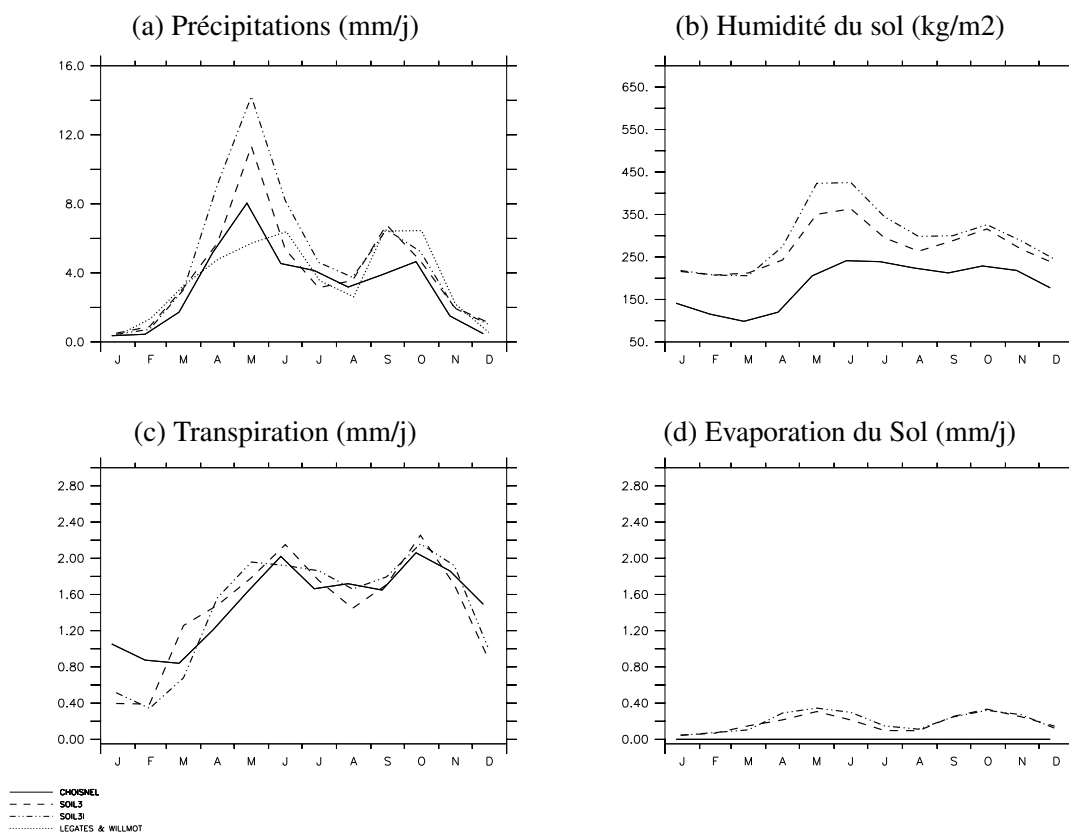


FIG. 5.3 – Cycles annuels moyens sur la région de Lamto simulés par les expériences CHOISNEL (trait plein), SOIL3 (ligne discontinue) et SOIL3I (ligne discontinue-pointillée). En (a) les précipitations sont représentées, et les estimations de Legates et Willmott (1990) sont indiquées par la ligne pointillée. En (b), (c), (d) les humidités du sol, transpirations et évaporations du sol sont respectivement représentées pour les trois simulations.

couvre une période de quatre mois environ, de novembre à février. Les simulations numériques reproduisent qualitativement le cycle annuel des précipitations, mais la nouvelle version de SECHIBA, surtout SOIL3I, surestime les précipitations pendant la première saison des pluies, alors que CHOISNEL les sous-estime de septembre à novembre. La saison sèche est bien représentée par les trois simulations avec très peu de pluies.

Les précipitations plus élevées dans SOIL3I d'avril à juin expliquent que l'humidité totale du sol soit plus élevée dans cette simulation que dans SOIL3. Les différences d'humidité totale du sol entre CHOISNEL et les simulations conduites avec la nouvelle version de SECHIBA ont déjà été expliquées dans la section précédente avec l'analyse des résultats sur une région de l'Europe.

Le cycle annuel du ruissellement total simulé par les trois expériences n'est pas montré. La simulation CHOISNEL produit du ruissellement de mai à juillet au moment des fortes précipitations. Les simulations SOIL3 et SOIL3I produisent du drainage entre avril et novembre en corrélation avec les précipitations. Pendant la saison sèche, l'humidité du sol étant bien inférieure à la capacité au champ,

le drainage simulé par SOIL3 et SOIL3I est nul. Il n'y a pas de ruissellement de surface dans cette région car le sol, sableux en majorité, permet d'infiltrer des quantités abondantes d'eau pendant la saison des pluies. En outre, quand le sol est sec il n'y a pas d'évènements pluvieux qui survienne permettant de déclencher du ruissellement.

L'évaporation du sol, en figure 5.3 (d), est nulle toute l'année dans CHOISNEL. En revanche, les deux expériences SOIL3 et SOIL3I simulent des valeurs d'évaporation du sol qui sont élevées compte tenu de la faible surface qu'occupe le sol nu (9 % de la région étudiée). Les cycles annuels d'évaporation du sol de ces deux simulations sont proches, et leur maxima correspondent aux saisons des pluies. L'évaporation du sol légèrement plus forte dans SOIL3I (par rapport à SOIL3) d'avril à juin s'explique par les précipitations plus importantes à cette saison. Pour ces deux simulations, l'évaporation du sol nu est très peu sensible à la texture du sol (non montré). On remarque sur cette figure, et c'est vrai pour l'ensemble des surfaces continentales, que l'évaporation du sol est beaucoup plus élevée dans la nouvelle version de SECHIBA que dans l'ancienne. Nous reviendrons sur ce point dans les sections 5.3 et 5.4, et nous verrons que l'évaporation potentielle joue un rôle primordial sur le calcul de l'évaporation du sol nu dans la nouvelle version de SECHIBA.

La figure 5.3 (c) montre que les trois simulations s'accordent pour simuler un cycle annuel de la transpiration très contrasté. La transpiration est importante en saison des pluies et faible en saison sèche, surtout dans les simulations SOIL3 et SOIL3I. En fin de saison sèche la transpiration reprend plus tardivement dans SOIL3I que dans SOIL3. L'analyse des processus sous-maille menée dans les pages suivantes nous montre que le cycle annuel de la transpiration de la forêt associé à la fraction de sol de texture moyenne en est la cause.

La fraction évaporative a déjà été utilisée dans des sections précédentes pour valider la modélisation des processus de surface. Elle permet en effet de mesurer la qualité de la représentation de l'interaction hydrique et énergétique entre la surface et l'atmosphère. La figure 5.4 montre les évolutions saisonnières des fractions évaporatives, des trois simulations en (a), et des observations sur différents types de couverts en (b).

Les données concernant la Côte d'Ivoire montrent que la saison sèche est très marquée pour les deux types de couverts (savane humide et forêt décidue), avec de très faibles valeurs de la fraction évaporative (inférieures à 20 %). Au contraire, le reste de l'année le rapport reste relativement stable avec des valeurs élevées traduisant une forte transpiration.

Pendant la saison humide, les expériences numériques simulent, en accord avec les observations sur la savane humide de Lamto, des valeurs de fractions évaporatives élevées associées à des taux d'évapotranspiration importants. Les précipitations trop fortes d'avril à juin (figure 5.3 (a)) conduisent cependant à surestimer la fraction évaporative simulée pendant cette saison dans les expériences SOIL3 et SOIL3I. La simulation CHOISNEL ne surestime pas les valeurs des précipitations pendant cette saison, et calcule une fraction évaporative plus proche des observations. Au contraire, une meilleure représentation du maximum des précipitations en septembre par SOIL3 et SOIL3I (figure 5.3 (a)) conduit à maintenir de fortes valeurs de transpiration jusqu'en octobre dans SOIL3 et SOIL3I (alors que des précipitations sous-estimées dans CHOISNEL ne le permettent pas). Cela se traduit par des fractions évaporatives élevées jusqu'en octobre pour ces deux simulations, en accord avec les observations (figure 5.4). Pendant ces saisons pluvieuses, l'eau est disponible dans le sol et ne constitue donc pas un facteur limitant. L'évaporation est alors principalement contrôlée par l'énergie disponible en surface, le rayonnement net. La couverture nuageuse importante diminue sensiblement le rayonnement solaire net au sol (non montré). Cela explique que les biais sur les précipitations simulées se

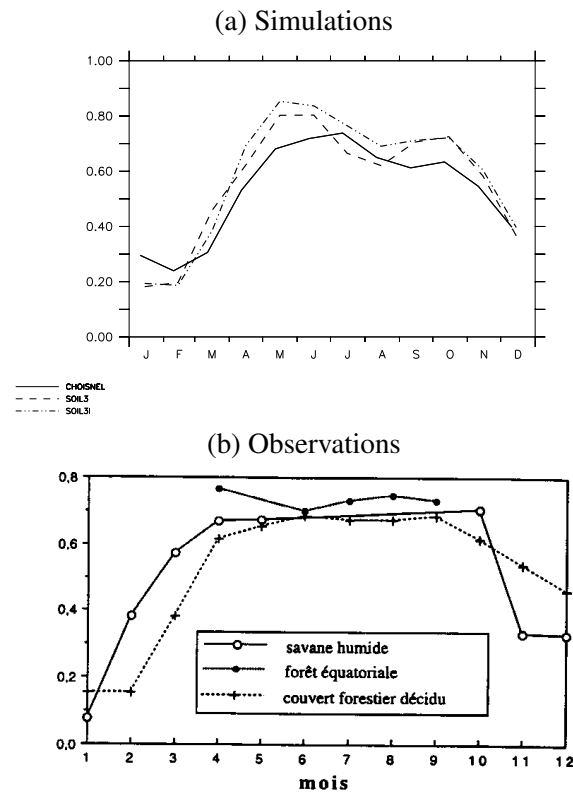


FIG. 5.4 – Cycles annuels des fractions évaporatives simulées par CHOISNEL SOIL3 et SOIL3I en (a), et observées en (b) d'après Le Roux (1995). Les observations de la fraction évaporative sont montrées pour la savane humide de Lamto, de la forêt tropicale amazonienne et un couvert de forêt décidue de basse Côte d'Ivoire.

retrouvent si clairement sur les valeurs de la fraction évaporative.

Pendant la saison sèche, le rayonnement solaire net est élevé, mais la quantité d'eau disponible dans le sol devient un facteur limitant de la transpiration. Celle-ci est alors contrôlée en grande partie par les processus d'interactions entre le sol et les plantes. La simulation CHOISNEL surestime le rapport $LE/(H+LE)$ pendant la saison sèche, signifiant une transpiration trop forte. Dans les simulations SOIL3 et SOIL3I, la représentation de l'interaction sol-plante repose sur la notion de profils verticaux d'eau dans le sol et de systèmes racinaires. La gestion de l'eau dans le sol, son extraction par les plantes et leur évolution saisonnière n'en sont que mieux modélisées, comme nous le verrons en section 5.2.3. Il en résulte des quantités de transpiration plus faibles dans SOIL3 pendant la saison sèche, correspondant à des valeurs plus réalistes de la fraction évaporative.

Variabilités sous-mailles et interactions sol-plante

La figure 5.5 décrit les cycles annuels simulés par SOIL3 et SOIL3I de l'humidité totale du sol et de la transpiration sur les différentes fractions de sol (le limon en pointillé et le sable en trait discontinu-pointillé). La représentation de l'humidité totale du sol n'est pas suffisante pour comprendre la façon dont l'eau dans le sol et les profils de racines interagissent dans les sols de texture

différentes. La figure 5.6 montre les cycles annuels de la teneur en eau du sol à différents niveaux de profondeur pour les sous-mailles des deux simulations.

Les deux expériences conduites avec la nouvelle version de SECHIBA simulent des valeurs d'humidité du sol sableux qui sont inférieures à celle du limon. Comme pour l'Europe, et en fait partout ailleurs, le sable, dont les pores sont gros, retient moins l'eau dans le sol, car le drainage qu'il produit est important. Il est plus sec que les sols de texture plus fine qui drainent moins d'eau vers le fond. Les deux premières années des simulations, durant lesquelles le modèle s'équilibre (non montrées), contribuent beaucoup à creuser cet écart entre l'état hydrique des sols de textures différentes. Cependant, les cycles annuels de la transpiration représentés en figure 5.6 (d) sont très différents sur les fractions de sol sableux, couvert de savane surtout, et limoneux, couvert de forêt. Cela montre très clairement que la répartition différentielle de la végétation sur le sol dans SOIL3I influence l'état hydrique du sol et modifie fondamentalement l'interaction entre le sol les plantes et l'atmosphère.

Dans SOIL3, la présence majoritaire de savane (71 % de la surface), à racines peu étendues, sur les sols (moyen et grossier) assèche principalement les couches de surface du sol (figures 5.6 (a) et (c)). En juillet août, entre les deux maxima de précipitations, les figures 5.6 (a) et (c) montrent que les couches profondes du sol restent relativement humides. La savane puise difficilement l'eau dans les couches profondes, et sur les deux types de sol la transpiration diminue en phase avec l'eau disponible en surface. Pendant la saison sèche, la transpiration minimale correspond également aux faibles valeurs de teneur en eau des couches les moins profondes. La teneur en eau des couches profondes du sol diminue cependant en fin de saison sèche, et le drainage, nul pendant cette période, n'en est pas la cause. Cela traduit l'extraction de l'eau par les biomes dont les racines sont plus profondes. Comme ce type de végétation représente une très faible proportion de la surface la diminution du contenu en eau des couches profondes du sol est limitée. Les différences d'humidité du sol et de transpiration entre les fractions de sols moyen et grossier dans SOIL3 sont importantes mais restent quantitatives.

La représentation de l'interaction sol-plante-atmosphère sur la fraction de sol sableux est semblable entre les simulations SOIL3 et SOIL3I à Lamto. Ce type de sol occupe en effet la majorité de la surface étudiée, et la distribution de végétation différentielle de SOIL3I en modifie peu la couverture. La fraction de sol limoneux se comporte, par contre tout à fait différemment tant pour l'humidité du sol que pour la transpiration. Dans SOIL3I le limon, de texture moyenne, est exclusivement couvert de forêt *semper virens*. Cette forêt a des caractéristiques structurales et stomatiques (tableaux 2.1) qui font que pour des humidités du sol assez élevées, elle transpire moins que les autres types de couverts végétaux. Mais son profil racinaire lui permet de puiser l'eau dans les couches profondes du sol (figure 2.6), et inverse cette tendance quand le sol est assez sec en surface. Cela explique que sa transpiration ait un cycle annuel déphasé par rapport à celui des plantes situées sur le sol sableux. En fait les processus d'interaction sol-plante-atmosphère sont profondément modifiés par le fait d'avoir une végétation à racines profondes sur un sol dont les constantes de temps sont déjà plus longues.

Pendant la grande saison des pluies, d'avril à juin, la transpiration simulée dans SOIL3I est plus faible sur le sol limoneux que sur le sol sableux (figure 5.5 (d)), et ce pour deux raisons. D'une part les couches profondes du sol sont particulièrement sèches jusqu'à début mai sur le limon (figure 5.6 (b)), ce qui limite l'extraction racinaire de la forêt dans les horizons profonds du sol. D'autre part les caractéristiques structurales et stomatiques de la forêt *semper virens* limitent sa transpiration comparativement aux autres plantes (situées sur le sable) alors que les couches de surface du sol sont suffisamment humides.

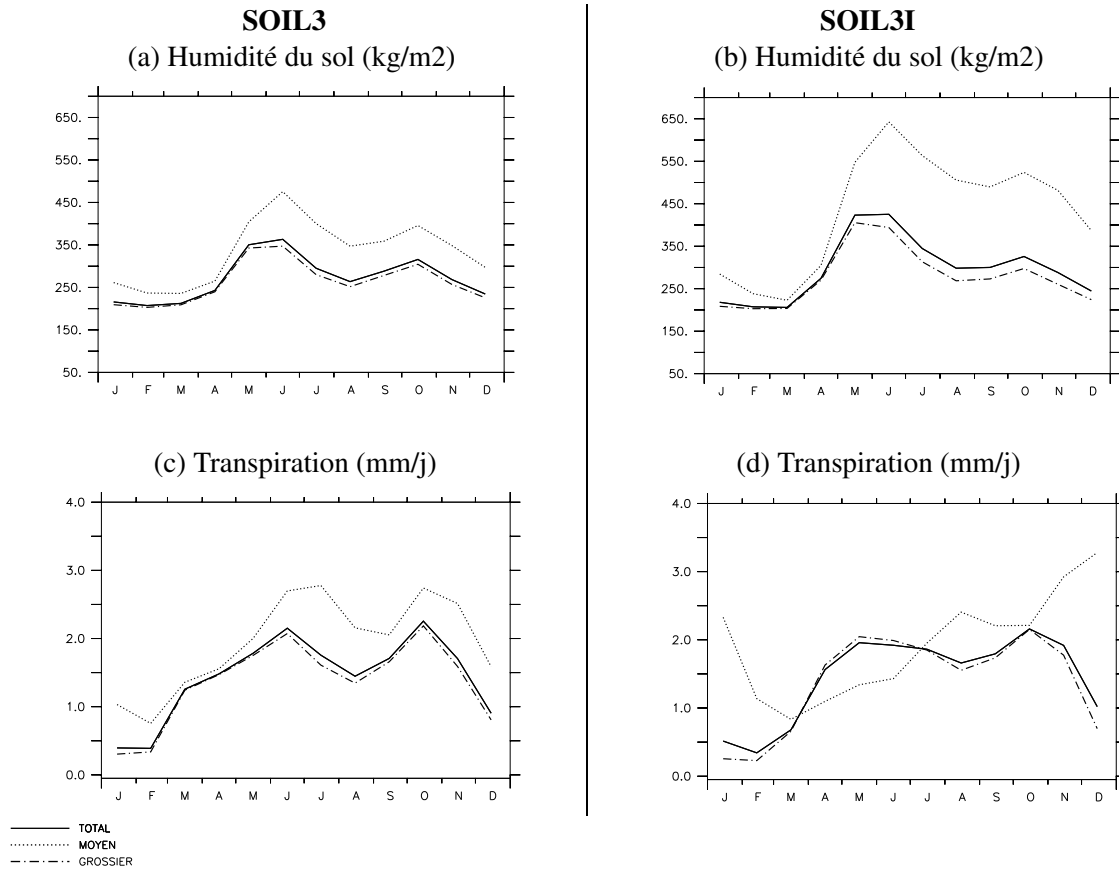


FIG. 5.5 – Evolutions saisonnières moyennes de l'humidité du sol en haut et de la transpiration en bas, simulées sur les différentes fractions de sol par l'expérience SOIL3 à gauche, SOIL31 à droite. Dans les deux simulations, la texture du sol influence quantitativement le contenu en eau et la transpiration. Dans SOIL31 la répartition différentielle de la végétation sur les sols conduit à des représentations de l'interaction sol-plante-atmosphère fondamentalement différentes entre la fraction sol moyen-forêt et sol grossier-savane.

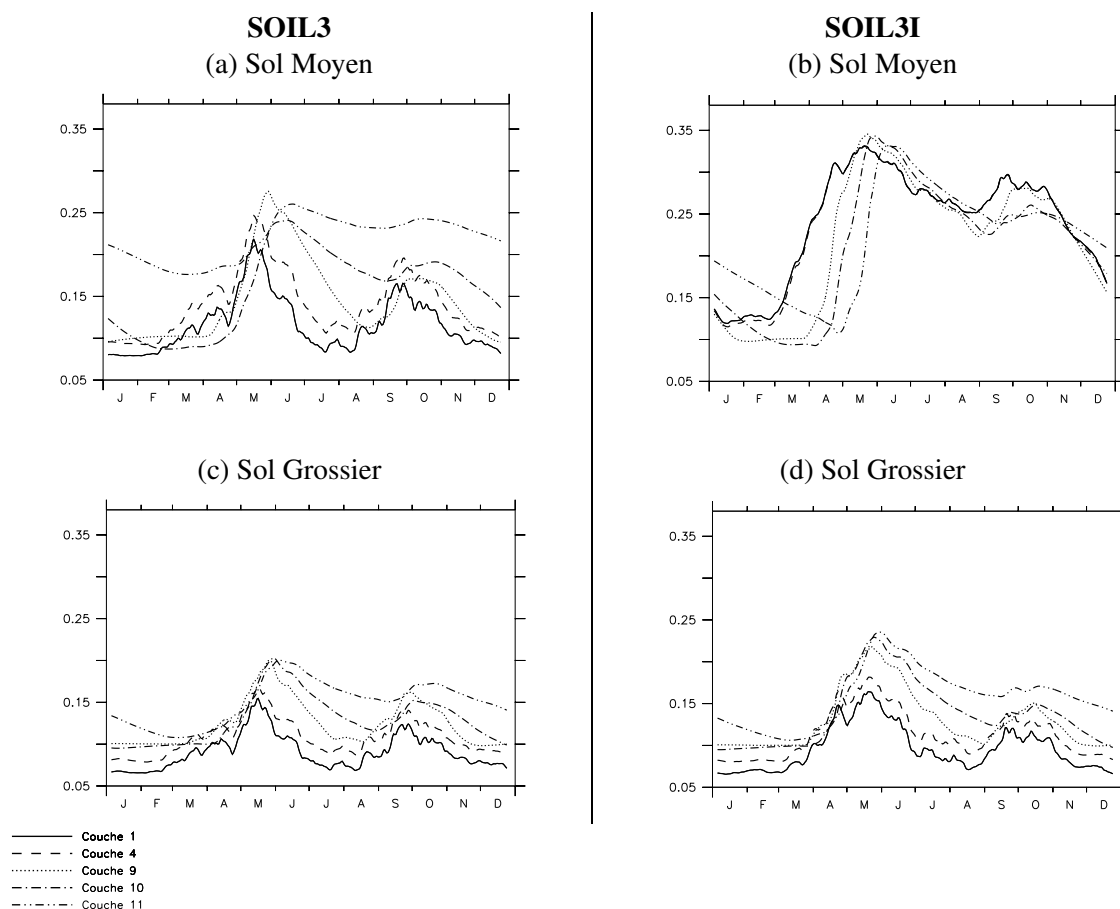


FIG. 5.6 – Evolutions annuelles de la teneur en eau dans le sol pour différentes profondeurs, pour le sol limoneux en haut et sableux en bas, par la simulation SOIL3 à gauche et SOIL3I à droite. Les courbes sont représentées avec une moyenne glissante de 10 jours

Le maximum de transpiration en août sur le sol de texture moyenne correspond à un maximum relatif de rayonnement net (non montré), associé à des valeurs élevées d'humidité du sol sur l'ensemble du profil (figures 5.5 (d) et 5.6 (b)). Ce pic de rayonnement est lié à un minimum relatif de précipitations entre les deux saisons des pluies et, sur le sol sableux, il correspond à un assèchement des couches de surface qui limite la transpiration (figures 5.5 (d) et 5.6 (d)).

Les fortes valeurs de transpiration de la forêt entre novembre et janvier sur le sol limoneux résultent à la fois de quantités de rayonnement net élevées (mais cela n'est pas suffisant comme le montre la transpiration de la végétation situé sur le sable), d'un profil racinaire profond et d'un sol encore suffisamment humide en profondeur grâce au de temps de diffusion qui le caractérise. En fin de saison sèche, le pompage de l'eau dans les couches profondes par le profil racinaire de la forêt conduit à accentuer le décalage temporel, déjà présent sur le sol limoneux, entre les couches profondes et superficielles du sol. Comme le montre la figure 5.6 (b), le minimum d'humidité des couches profondes est atteint début mai, alors que les couches de surface sont à leur maximum.

Le cycle annuel de la transpiration de la forêt située sur le limon dans SOIL3I explique qu'en fin de

saison sèche la transpiration, en moyenne régionale, reprenne plus tardivement dans SOIL3I (figure 5.3 (c)) que dans SOIL3. Cet effet est toutefois limité par la présence majoritaire de sable associé aux biomes dont les racines sont peu profondes. Un pourcentage plus important du système limon-forêt *semper virens* aurait un impact plus conséquent au niveau régional.

Discussion

L'analyse de la simulation SOIL3 sur la région de Lamto confirme le rôle fondamental de la texture du sol sur les mouvements de l'eau dans le sol et les flux hydriques entre le sol et l'atmosphère à travers la végétation. La simulation SOIL3I, quant à elle, permet de montrer que la distribution de la végétation sur les différents types de sol est aussi un élément crucial de la représentation des processus de surface. Ce n'est pas seulement la texture du sol qui, en gouvernant les mouvements de l'eau, influence les échanges hydriques entre les plantes et l'atmosphère, mais aussi la végétation qui, comme nous l'avons vu, modifie la gestion de l'eau dans le sol. L'association d'une végétation et d'un sol constitue alors un système qui interagit avec l'atmosphère selon son propre mode. Dans les régions où la distribution des écosystèmes est hétérogène, la représentation sous-maille des systèmes sol-plante est nécessaire pour modéliser les divers types d'interactions entre la biosphère et l'atmosphère, et leur impact régional. Dans la région étudiée, à Lamto, le système limon-forêt *semper virens* d'une part, et le système sable-savane d'autre part, ont chacun leur mode de fonctionnement en interaction avec le climat. Les conséquences régionales de la distribution différentielle de la végétation y sont cependant modérées car le sol est majoritairement sableux.

5.2.3 Interactions entre les profils verticaux de racines et d'eau dans le sol

Un des intérêts de la nouvelle version de SECHIBA réside dans la notion d'interactions entre le profil d'eau dans le sol et les profils racinaires. Dans cette section sont étudiées les variations saisonnières de la profondeur de sol où l'extraction racinaire est importante.

La figure 5.7 représente pour la simulation SOIL3 les profils d'humidité du sol sur le sable et le limon en différentes périodes des saisons sèches et humides.

Les figures 5.7 (a) et (b) montrent que pendant la saison humide, le sol s'assèche par le haut. Cela traduit un pompage de l'eau du sol par les plantes dans les couches superficielles. Entre fin mai et début juin (courbes en traits pleins et en pointillés) le sol est plus humide en surface qu'au fond. Les couches profondes du sol continuent donc de s'humidifier alors que les couches de surface s'assèchent par transpiration et diffusion vers le bas. Les processus de diffusion plus rapides sur le sable expliquent que le profil d'humidité y soit plus uniforme, avec un *retard* d'humidification des couches profondes moins marqué que sur le limon.

Les profils de fin juin et début juillet (en trait discontinu et discontinu-pointillé) indiquent que les couches de surface sont moins humides que celles du fond, mais qu'elles continuent de s'assécher, par transpiration. Le sol limoneux garde une humidité assez stable dans les couches profondes qui correspond à l'équilibre entre la perte par drainage et transpiration (qui est faible à partir de ces horizons), et l'apport par diffusion. Le sol sableux s'assèche par transpiration en surface, et par drainage au fond. La diffusion étant rapide, l'apport provenant des couches superficielles a lieu plus tôt dans la saison, et ne constitue plus un moyen de compenser le drainage. L'assèchement du sol sableux (figure 5.7 (b)), qui occupe la majeure partie de la surface, conduit à passer d'un taux d'humidité en surface (dans les premiers 50 cm) d'environ 17% début juin à 11% un mois plus tard. Comme nous le verrons ci-dessous avec les mesures de Le Roux (1995) sur le site de Lamto, cette évolution du profil

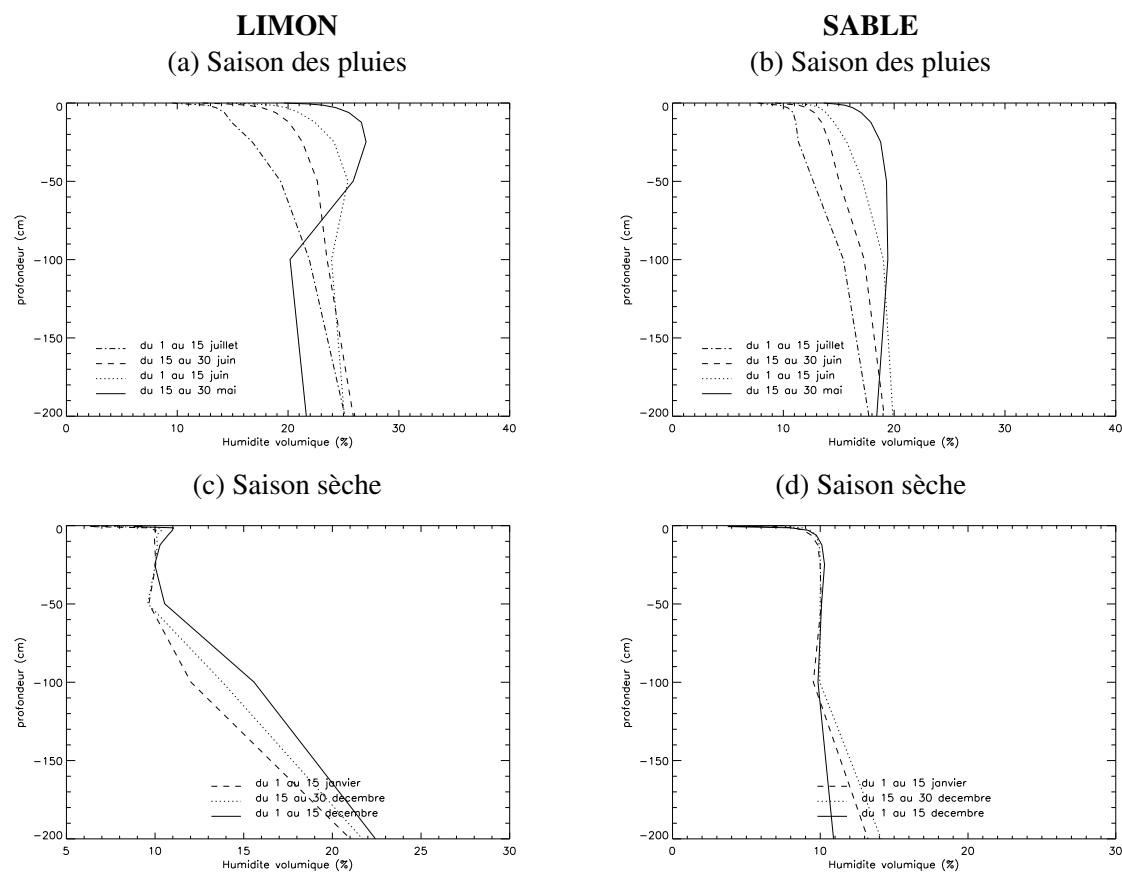


FIG. 5.7 – Profils d'eau dans le sol simulés par SOIL3 à Lamto. Les figures de gauche concernent la fraction de sol limoneux et celles de droite le sol sableux. Les figures (a) et (b) montrent que l'extraction de l'eau du sol par les plantes est superficielle en saison humide. En (c) et (d) on voit que le pompage a lieu dans les couches profondes du sol en saison sèche.

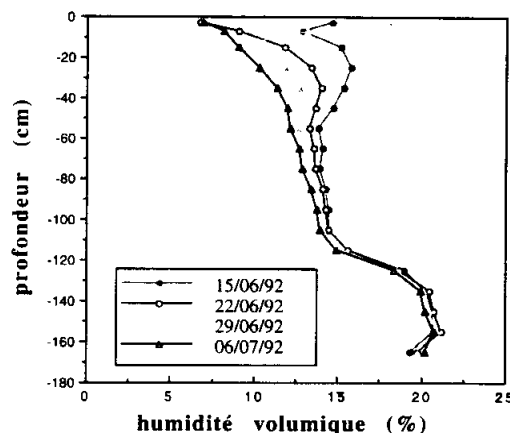


FIG. 5.8 – Mesure d'évolution du profil d'humidité au cours de la saison humide à Lamto, d'après Le Roux (1995).

d'humidité traduit un fonctionnement de l'interaction sol-végétation en accord très satisfaisant avec les observations.

Les profils d'eau dans le sol pour la simulation SOIL3I ne sont pas montrés ici. Ils confirment que, sur le sol sableux les modifications mineures de la distribution de végétation (par rapport à SOIL3) conduisent au même type d'interaction sol-plante. Sur le sol limoneux en revanche, la couverture végétale constituée par 100% de forêt influence les processus d'interaction, comme nous l'avons vu en section précédente. Le *retard* d'humidification des couches profondes est accentué, et le pompage racinaire est plus uniforme sur la verticale.

Pendant la saison sèche, les figures 5.7 (c) et (d) illustrent bien le fait que les plantes extraient l'eau des couches profondes du sol. Pendant cette saison le drainage est nul et les variations de teneur en eau des horizons profonds du sol ne sont imputables qu'à la transpiration des plantes. La partie supérieure du profil d'humidité correspond au point de flétrissement et ne permet pas l'extraction d'eau par les racines. Le limon s'assèche moins rapidement que le sable et l'eau transpirée provient des horizons compris entre 2 mètres et 50 centimètres de profondeur. Sur le sable, en (d) l'état plus avancé de sécheresse impose à la végétation de puiser l'eau dans la couche la plus profonde entre 1 et 2 mètres de profondeur. Les profils d'humidité de la simulation SOIL3I sur le sable ne sont pas montrés mais, pour les raisons invoquées ci-dessus, ils correspondent à ceux de la simulation SOIL3. Sur le limon, le sol étant encore relativement humide en décembre et début janvier, l'extraction de l'eau est assez uniforme sur l'ensemble du profil.

La figure 5.8 montre les mesures d'humidité du sol effectuées sur le site de Lamto en saison humide par Le Roux (1995). Sur ce site, le sol est sableux, la végétation est principalement de la savane humide. Une comparaison peut être faite avec les simulations sur la fraction de sol sableux du MCG du LMD. Ces mesures confirment le caractère superficiel du pompage racinaire pendant cette saison. Elles montrent que seul le premier mètre de sol contribue à alimenter la transpiration en saison humide. Comme dans les simulations sur le sol sableux (figure 5.7 (b)), l'humidité volumique à environ 20 cm sous la surface passe de 16% début juin à 11% début juillet. Dans ces mesures le dernier mètre de sol présente des gradients verticaux de teneur en eau qui ne peuvent être représentés dans

		Budyko (1974)	Lvovitch (1973)	Baumgartner et Reichel(1975)	Korzun et al. (1978)
Océans	P	1140	-	1070	1270
	E	1260	-	1180	1400
Continents	P	730	830	750	800
	E	420	540	480	485
	P-E	310	290	270	315

TAB. 5.1 – *Estimations du bilan hydrique global, en mm par an. P désigne les précipitations et E l'évaporation totale.*

SECHIBA dont la couche profonde est épaisse d'un mètre. Pendant la saison sèche Le Roux (1995) montre que le pompage racinaire des couches profondes du sol devient plus important (non montré).

La comparaison des simulations et des observations montre que le MCG couplé à la nouvelle version de SECHIBA, simule remarquablement bien le fait que :

- Selon les saisons, différents horizons du sol interagissent avec les plantes. Comme dans les observations, la saison humide est associée à un mode superficiel d'extraction racinaire, alors que la saison sèche correspond à un travail plus en profondeur des racines.
- Les variations saisonnières de l'humidité du sol sont marquées. Ces variations sont simulées dans le MCG en accord avec les mesures, tant qualitativement que quantitativement .

5.3 Etude des bilans hydrologiques globaux

Les études régionales de la section précédente ont permis de comprendre et valider les processus physiques de l'interaction entre la biosphère et l'atmosphère modélisés par la nouvelle version de SECHIBA. Dans cette section, les bilans hydrologiques globaux des différentes versions utilisées sont présentés et comparés à des estimations.

5.3.1 Les estimations

Plusieurs études ont été menées pour estimer les différentes composantes du bilan hydrique global. Ces estimations, sont approximatives et diffèrent entre elles, mais elles constituent cependant une bonne indication des bilans hydriques à long terme sur les continents et les océans. Le tableau 5.1 en présente certaines. Les différentes estimations s'accordent pour indiquer une évaporation sur les continents égale environ à 65 % des précipitations. A long terme, on peut considérer que le ruissellement total correspond à la différence P-E sur les continents. Les estimations nous indiquent qu'il correspond à environ 35 % des précipitations continentales (Brutsaert 1982).

5.3.2 Les simulations

Le tableau 5.2, présente les bilans hydrologiques globaux simulés par le MCG du LMD dans les expériences CHOISNEL, SOIL3, SOIL3I, SOIL1 et SOIL1b. D'une manière générale, le modèle de circulation générale surestime les précipitations et l'évaporation continentales quelque soit la version

		CHOISNEL	SOIL3	SOIL3I	SOIL1	SOIL1b
Océans	P	1173	1191	1191	1193	1184
	E	1350	1350	1350	1348	1349
Continents	P	978	1010	1010	1021	994
	E	516	595	595	612	561
	Trans	261	243	242	255	285
	R+D	426	378	378	373	395
	Enu	-0.9	104	104	107	18

TAB. 5.2 – Bilans hydriques globaux en mm/an des différentes simulations étudiées dans ce chapitre. P désigne les précipitations, E l'évaporation totale, Trans la transpiration, R+D la somme du ruissellement et du drainage, Enu l'évaporation du sol nu.

de l'hydrologie utilisée. En fait c'est la convergence d'humidité (P-E) qui est surestimée sur les continents dans le MCG. Ducharne (1997) explique ce biais du MCG par une surestimation systématique de la divergence d'humidité sur les océans, et montre que la représentation de l'hydrologie continentale n'en est pas un facteur dominant. Cette idée est confortée ici par la persistance de la surestimation de la convergence d'humidité continentale à travers des simulations caractérisées par des représentations de l'hydrologie des sols fondamentalement différentes. Ceci étant, cette tendance n'empêche pas l'hydrologie continentale d'influencer fortement le bilan hydrique continental.

Influence de la nouvelle hydrologie sur le climat

Le tableau 5.2 montre que, comparé à celui de CHOISNEL, les bilans hydriques simulés par SOIL3, SOIL3I et SOIL1 présentent des caractéristiques similaires (les résultats de la simulation SOIL1b feront l'objet de sections suivantes). Pour éclairer certains des résultats indiqués dans ce tableau, nous nous appuyons sur les moyennes zonales continentales des trois mois d'été de l'hémisphère nord des précipitations et de la transpiration exposées en figure 5.9.

Les cartes de précipitations, non montrées ici, présentent la même structure dans toutes les simulations. La zone de convergence inter-tropicale est bien marquée avec de fortes précipitations. Les zones de subsidence sont également bien caractérisées par de très faibles précipitations. La mousson indienne est très correctement simulée, et s'étend de l'Inde à l'Asie du Sud-est. L'utilisation de la nouvelle hydrologie de SECHIBA dans le MCG ne modifie pas ces grandes structures climatiques, confirmant ainsi la robustesse du MCG du LMD. Comme l'indique la figure 5.9 (a), les précipitations continentales plus importantes dans SOIL1 SOIL3 et SOIL3I que dans CHOISNEL, qui ont été notées dans le tableau 5.2, sont le reflet d'une zone de convergence inter-tropicale plus marquée, et de précipitations plus importantes dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord en été. Les moyennes zonales des mois de décembre janvier février, ne sont pas montrées. Les différences de précipitation et d'évaporation qu'elles indiquent entre les simulations concernent principalement la zone au sud de 30° sud. La faible proportion de continents pour ces latitudes rend l'étude des moyennes zonales continentales peu significative sur le bilan global.

Le renforcement de la convergence équatoriale est associé comme le montre la figure 5.9 (b) à une augmentation de la transpiration dans cette zone pour les simulations conduites avec la nouvelle version de SECHIBA. La transpiration est en revanche plus faible que dans CHOISNEL pour les autres

zones de latitude, et explique les valeurs globales plus faibles du tableau 5.2.

Les zones de latitude pour lesquelles la transpiration décroît (quand on passe de CHOISNEL à SOIL3, SOIL3I ou SOIL1), sont associées à une augmentation de l'évaporation totale alimentée par une évaporation du sol nu abondante. L'augmentation importante de l'évaporation du sol nu dans les trois simulations menées avec la nouvelle version de SECHIBA sera discuté dans un paragraphe suivant.

Les processus de surface qui gouvernent la production du drainage et le déclenchement du ruissellement sont très différents entre ces simulations, et il est difficile d'en comparer les résultats. En outre, le ruissellement est fortement influencé par l'intensité des précipitations. Codron et Sadourny (1999) montrent que les précipitations orographiques sur les zones montagneuses sont surestimées dans le MCG du LMD, comme dans la plupart des MCG. En effet, les schémas d'advection surestiment la quantité de vapeur transportée par les courants ascendants orographiques en ne permettant pas la condensation continue le long de l'écoulement. Il en résulte une sursaturation considérable de l'air au sommet des montagnes, qui est responsable de précipitations exagérées. Une modification du schéma d'advection qui permet d'éviter le phénomène de sursaturation conduit à une meilleure représentation des précipitations orographiques, et contribue à diminuer le ruissellement (Codron and Sadourny 1999).

Cependant, les processus de surface influencent le ruissellement total. Il semble, d'après les bilans globaux, qu'une représentation plus physique de l'infiltration de l'eau dans le sol permette de diminuer les valeurs excessives de ruissellement total produit dans CHOISNEL. Alors que cette expérience simule un ruissellement total annuel qui correspond à environ 44 % des précipitations annuelles, celui des simulations qui considèrent l'infiltration de l'eau dans le sol correspond à peu près à 37 % des précipitations. Ce taux de ruissellement (relatif aux précipitations) est en meilleur accord avec les estimations qui indiquent un taux d'environ 35%.

Bien que reposant sur des bases physiques, la représentation du drainage et du ruissellement dans SECHIBA couplé au MCG reste encore relativement sommaire. D'une part le drainage libre au fond du sol sur l'ensemble des continents est irréaliste. SECHIBA permet de prendre en compte différents niveaux de perméabilité du fond du sol selon les caractéristiques régionales. Mais mesurer ce paramètre sur l'ensemble des surfaces continentales est très difficile et aucune donnée d'échelle globale sur ce sujet n'est actuellement disponible. Les possibilités de SECHIBA sur ce point sont cependant exploitables dans des simulations forcées pour lesquelles les caractéristiques locales du sol sont connues. D'autre part, le déclenchement du ruissellement de surface dans SECHIBA correspond à un taux de précipitations supérieur au taux d'infiltration dans le sol. Une prise en compte de la pente, de la variabilité sous-maille de la capacité d'infiltration du sol (en plus de la représentation sous-maille de la texture du sol) et des précipitations permettrait une représentation plus complète des processus de ruissellement.

Influence de la variabilité sous-maille ?

Malgré ces points communs entre les simulations qui modélisent les processus de surface avec la nouvelle version de SECHIBA, le tableau 5.2 indique que la simulation SOIL1 se distingue très légèrement de SOIL3 et SOIL3I. Dans la simulation SOIL1 le sol est limoneux aussi bien dans les déserts que dans les régions tropicales ou tempérées. Dans les deux autres simulations on distingue de grandes régions climatiques associées à un type de sol. Les zones tropicales sont plutôt associées à des sols argileux et les zones désertiques à des sols sableux. Bien que la variabilité spatiale y soit sous-représentée, cette distribution influence l'interaction surface-atmosphère, et le cycle hydrique global

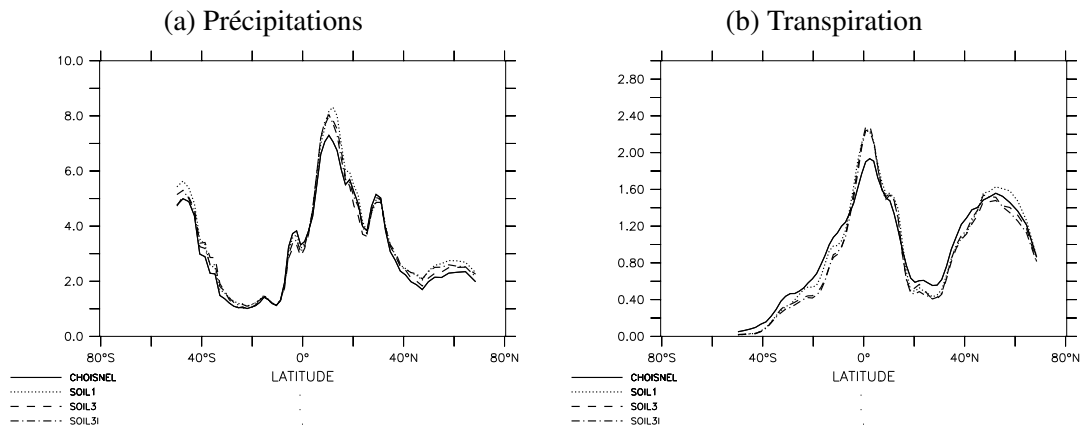


FIG. 5.9 – Précipitations en (a) et transpiration en (b) simulées et représentées en moyenne zonale continentale pour les mois de juin juillet août en mm par jour. Les trois simulations conduites avec la nouvelle version de SECHIBA (en trait pointillé pour SOIL1, en discontinu pour SOIL3, et discontinu-pointillé pour SOIL3I) se distinguent de CHOISNEL (en trait plein).

y est, très modérément, sensible.

Cependant l'équivalence des bilans hydriques entre SOIL3 et SOIL3I montre, qu'à l'échelle globale, les différentes représentations de la variabilité sous-maille de la texture du sol en interaction avec la végétation affectent peu le cycle hydrologique. Certes les résultats de la section 5.2 montrent que la texture du sol et la répartition de la végétation sur celui-ci exercent une influence considérable sur les échanges hydriques et énergétiques entre la surface et l'atmosphère. Mais comme nous l'avons signalé alors, la distribution des différents types de sol sur les continents de Zabler (1986) a tendance à sous-estimer la variabilité spatiale. La dominance systématique d'un type de sol sur chaque maille du MCG inhibe les conséquences de la représentation sous-maille du sol et de la distribution différentielle de la végétation sur celui-ci. Cela explique que les bilans hydriques globaux soient si similaires pour les simulations SOIL3 et SOIL3I.

Les cartes de distribution des types de sol

Ce problème soulève la question des données utilisables à grande échelle. En effet la nouvelle version de SECHIBA constitue un outil performant pour représenter l'hydrologie continentale. La multiplicité des interactions entre les composantes du système sol-plante-atmosphère y est prise en compte, mais le niveau de précision des données d'échelle globales en limite les performances à grande échelle. Au niveau de développement atteint par SECHIBA, l'amélioration de la représentation des processus de surface dans le modèle de circulation générale nécessite que des progrès importants soient faits dans le domaine des données d'échelle globale.

Surestimation de l'évaporation du sol

Le tableau 5.2 montre que la nouvelle version de SECHIBA aggrave l'exagération de l'évaporation et des précipitations continentales par le MCG. Les trois simulations SOIL1 SOIL3 et SOIL3I simulent légèrement moins de transpiration que CHOISNEL, mais cette diminution de transpiration, au lieu de contribuer à diminuer l'évaporation continentale, est en fait associée à une augmentation considérable de l'évaporation du sol nu. Bien qu'il n'y ait pas, à ma connaissance, d'estimations globales de l'évaporation du sol nu, les quantités simulées de l'ordre de 100 mm par an paraissent excessives. La répartition géographique du sol nu sur les surfaces continentales, en figure 5.10 (a) indique qu'il est principalement localisé dans les zones désertiques. Les cartes (b) et (c) de la figure 5.10 représentent la différence d'évaporation du sol simulée entre SOIL1 et CHOISNEL pour les mois de décembre janvier février en (b), et les mois de juin juillet août en (c). En fait la simulation CHOISNEL ne simule quasiment pas d'évaporation du sol nu (le bilan faiblement négatif du tableau 5.2 correspond au dépôt de rosée sur le sol quand le gradient d'humidité entre le sol et l'atmosphère est négatif). Dans cette simulation l'évaporation du sol nu est fortement freinée par la hauteur de sol sec supérieure du modèle à deux couches, comme expliqué en section 2.3. Montrer la différence d'évaporation du sol nu entre SOIL1 et CHOISNEL équivaut donc à évaluer l'évaporation du sol de SOIL1. Les cartes 5.10 (b) et (c) montrent que l'augmentation d'évaporation du sol nu quand on passe de l'hydrologie de Choissnel au modèle de sol du CWRR est nettement localisée dans l'hémisphère d'été. Ces différences peuvent atteindre des valeurs de l'ordre de 5 mm par jour, en moyenne sur trois mois, dans les régions où le sol nu couvre une surface importante. Les fortes valeurs d'évaporation du sol simulées dans le sud du Mexique, l'Argentine ou le Sahara sont bien entendu irréalistes.

Ce biais caractérise les trois simulations qui utilisent la nouvelle version de SECHIBA. Il s'agit d'en trouver la cause. La nouvelle paramétrisation utilisée dans SECHIBA pour représenter les processus hydrologiques sur les surfaces continentales repose sur des bases plus physiques que la précédente. Aussi, une certaine consistance entre les différents processus physiques modélisés est-elle requise. En particulier, l'évaporation du sol nu correspond à la fraction de la demande évaporative de l'atmosphère que le sol a pu satisfaire, compte tenu de son état hydrique, et des constantes de temps de diffusion de l'eau dans le sol associées. Il est impératif que l'évaporation potentielle à laquelle est soumis le sol soit correctement calculée. L'exagération de l'évaporation du sol est due, comme nous allons le voir dans la section suivante, à une incohérence entre l'évaporation potentielle calculée dans le MCG et la définition de Penman (1948) nécessaire au forçage du modèle hydrologique.

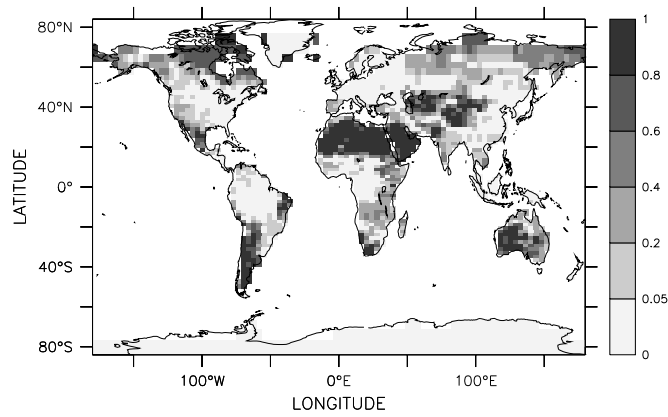
5.4 Évaporation potentielle et évaporation du sol nu

5.4.1 Le problème de l'évaporation potentielle

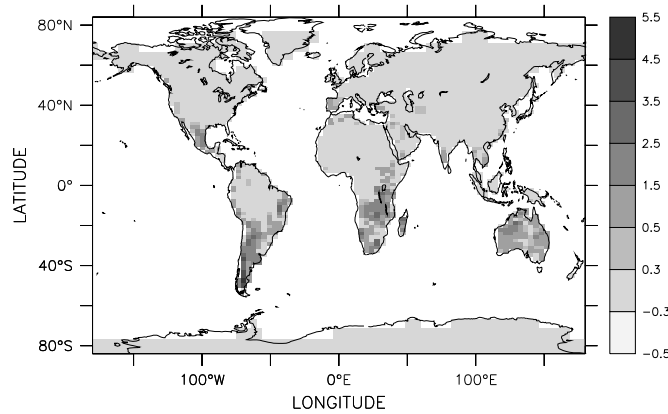
L'évaporation potentielle est définie par " l'évaporation d'une surface d'eau libre", ou encore "l'évaporation possible". Un sol, couvert ou non de végétation, fournira une évapotranspiration plus faible que l'évaporation potentielle. Dans la plupart des MCG, l'évapotranspiration est calculée comme le produit de l'évaporation potentielle par un coefficient d'aridité (voir chapitre 1, section 1.3). L'évaporation potentielle est définie dans SECHIBA par :

$$E_{pot} = \frac{\rho}{r_a} (q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (5.1)$$

(a) Répartition du sol nu



(b) Evaporation du sol nu SOIL1-CHOISNEL en DJF



(c) Evaporation du sol nu SOIL1-CHOISNEL en JJA

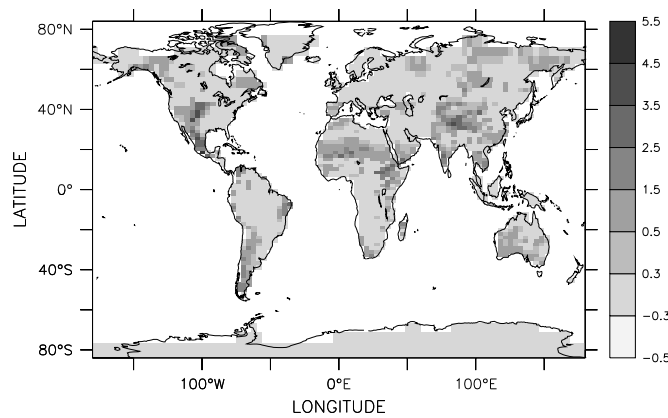


FIG. 5.10 – En (a), répartition géographique du sol nu sur les surfaces continentales en pourcentage d'occupation de la surface. En (b) et (c) sont représentées les cartes de différence d'évaporation du sol entre les simulations CHOISNEL et SOIL1, en moyenne sur 8 an. La carte (b) montre la moyenne des mois de Décembre Janvier Février, et la carte (c) celle des mois de Juin Juillet Août.

où la température T_s vérifie le bilan d'énergie en surface défini au chapitre 1 par l'équation 1.2 :

$$(1 - \alpha_s)R_s + \epsilon R_{atm} - 4\epsilon\sigma T_s^4 - G = \frac{\rho}{r_a}C_p(T_s - T_a) + \beta_s \frac{\rho}{r_a}L(q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (5.2)$$

La définition des différents termes de cette équation est expliquée au chapitre 1. La température de surface T_s est la température de surface réelle, c'est à dire la température de surface après que l'évapotranspiration réelle ait eu lieu. Dans chacun des MCG qui utilise cette formulation, le coefficient d'aridité β_s est un terme crucial qui permet d'ajuster le flux de chaleur latente entre le sol et l'atmosphère en fonction de l'état hydrique du sol pour un sol nu, et des caractéristiques de la canopée si végétation il y a.

Milly (1992) montre que cette paramétrisation de l'évaporation, bien que largement utilisée par les MCG est inconsistante avec le travail empirique de Budyko (1956) sur lequel elle est basée.

L'évaporation potentielle telle quelle est définie par Budyko, s'exprime en fonction de la température T_w :

$$E_{pot} = \frac{\rho}{r_a}(q_{sat}(T_w) - q_a) \quad (5.3)$$

T_w est la température qu'aurait le sol s'il avait évaporé au taux potentiel. Elle vérifie donc l'équation de bilan d'énergie dans des condition d'évaporation maximale :

$$(1 - \alpha_s)R_s + \epsilon R_{atm} - 4\epsilon\sigma T_s^4 - G = \frac{\rho}{r_a}C_p(T_w - T_a) + \frac{\rho}{r_a}L(q_{sat}(T_w) - q_a) \quad (5.4)$$

Dans ces conditions, Budyko calcule l'évaporation par :

$$E = \beta_w E_{pot}(T_w) \quad (5.5)$$

où β_w est le coefficient d'aridité. Les équations 5.3 et 5.4 conduisent à une évaporation potentielle qui est en accord avec la formulation de l'évaporation à partir d'une flaque d'eau de Penman (1948). Cela se vérifie facilement en regroupant les termes de gauche de l'équation 5.4 sous la forme $(R_n - G)$, en développant $(q_{sat}(T_w) - q_a)$ autour de T_a , et en tenant compte de l'équation 5.3. Le détail de ce calcul est donné en annexe E.

La température virtuelle T_w est inférieure à la température réelle T_s : le refroidissement de la surface est plus marqué quand on considère l'évaporation potentielle dans le bilan thermique, et conduit à une évaporation potentielle beaucoup plus faible. Ainsi les modèles qui utilisent la température réelle, au lieu de la température virtuelle, calculent une évaporation potentielle largement surestimée. Dans les conditions où évaporations réelle et potentielle sont égales (quand le sol est saturé, ou contient beaucoup d'eau : $\beta = 1$), les deux formulations sont équivalentes et $T_w = T_s$. Plus le sol est sec, plus l'évaporation réelle est faible et la température de surface T_s chaude, et plus l'évaporation potentielle $E_{pot}(T_s)$ est surestimée. Milly (1992) calcule l'erreur relative que l'utilisation de la température réelle entraîne sur l'évaporation potentielle (Ses calculs sont détaillés en annexe E.2). Il montre que celle-ci peut être surestimée d'un facteur deux ou plus.

On peut pourtant utiliser la première formulation dans un modèle de climat si l'on compense la surestimation de l'évaporation potentielle par un coefficient d'aridité adéquat. Son utilisation est d'ailleurs plus simple, car elle évite de calculer un bilan d'énergie supplémentaire, et c'est pourquoi elle est courante dans les modèles de climat.

Les schémas de surface sont en principe bien ajustés et les fonctions d'aridité utilisées compensent l'excès d'évaporation potentielle. Il faut simplement garder en tête le fait que l'évaporation potentielle dont on parle dans les MCG, diffère de l'évaporation potentielle définie par Penman, qui correspond

à l'évaporation d'une surface d'eau libre (Sellers 1987; Brutsaert 1986). De même, le coefficient d'aridité utilisé dans les modèles de circulation générale est différent du coefficient d'aridité que l'on pourrait mesurer sur le terrain (Sud and Fennessy 1982). Concernant le sol nu, un terme de résistance (défini dans le chapitre 2, équation 2.4) constitue une forte contrainte sur l'évaporation potentielle, et en limite artificiellement l'excès dans la version initiale de SECHIBA.

Les problèmes surviennent en revanche lorsque l'évaporation potentielle est dans le modèle un élément clé de l'interface entre les processus physiques du sol et de l'atmosphère, comme c'est le cas dans la nouvelle version de SECHIBA. L'utilisation d'un modèle hydrologique physique, capable comme nous l'avons montré de représenter les processus non-linéaires de l'hydrologie des sols, exige forcément un couplage avec l'atmosphère parfaitement cohérent. L'évaporation du sol nu est largement surestimée dans les simulations SOIL1, SOIL3 et SOIL3I car l'évaporation potentielle étant calculée avec la température de surface réelle est elle-même surestimée.

5.4.2 Les solutions. La simulation SOIL1b

La méthode la plus rigoureuse pour résoudre ce problème consiste à calculer l'évaporation potentielle dans le modèle de climat selon la formulation de Budyko (1956) qui est définie ci-dessus. Il s'agit d'un travail de fond qui, à terme, doit être fait dans le MCG. L'évaporation potentielle intervient avec beaucoup d'autres paramètres dans les calculs de la transpiration et de la perte par interception. Ces calculs sont empiriques, et modifier l'évaporation potentielle dans le MCG nécessite un réajustement de tous les paramètres relatifs à la végétation.

Une méthode plus rapide à mettre en œuvre consiste à modifier uniquement l'évaporation potentielle utilisée pour le sol nu, tout en gardant pour la végétation l'évaporation potentielle du MCG qui est parfaitement consistante avec le calcul de son coefficient d'aridité et les paramètres du modèle.

La simulation **SOIL1b** est conduite selon cette méthode, avec la nouvelle version de SECHIBA couplée au MCG du LMD. Elle présente les mêmes caractéristiques que l'expérience SOIL1, excepté pour le calcul de l'évaporation potentielle des zones de sol non couvert de végétation. Sur le sol nu, l'évaporation potentielle est corrigée selon la méthode de Milly (1992) dont les calculs sont donnés en annexe E.2. Après correction, elle correspond à l'évaporation potentielle définie par Penman (1948). Cette simulation est d'une durée de sept années, ce qui est suffisant pour mesurer l'impact du calcul de l'évaporation potentielle sur l'évaporation du sol nu. Cinq années sont moyennées, étudiées et comparées aux résultats de SOIL1.

5.4.3 Résultats de la simulation SOIL1b

La figure 5.11 décrit les résultats des simulations CHOISNEL, SOIL1 et SOIL1b, en moyenne zonale continentale des mois de juin juillet août.

Conformément aux résultats de la section précédente, la simulation SOIL1 simule une évaporation du sol très importante, particulièrement dans les zones de subsidence. Ces régions occupent une surface importante du globe, et contribuent pour beaucoup au biais sur l'évaporation du sol nu globale. Les régions situées au sud de 30°Sud n'y contribuent que très peu vu la faible surface continentale qu'elles représentent. La très forte évaporation du sol nu qui y est simulée provient de l'Argentine comme nous l'avons déjà mentionné.

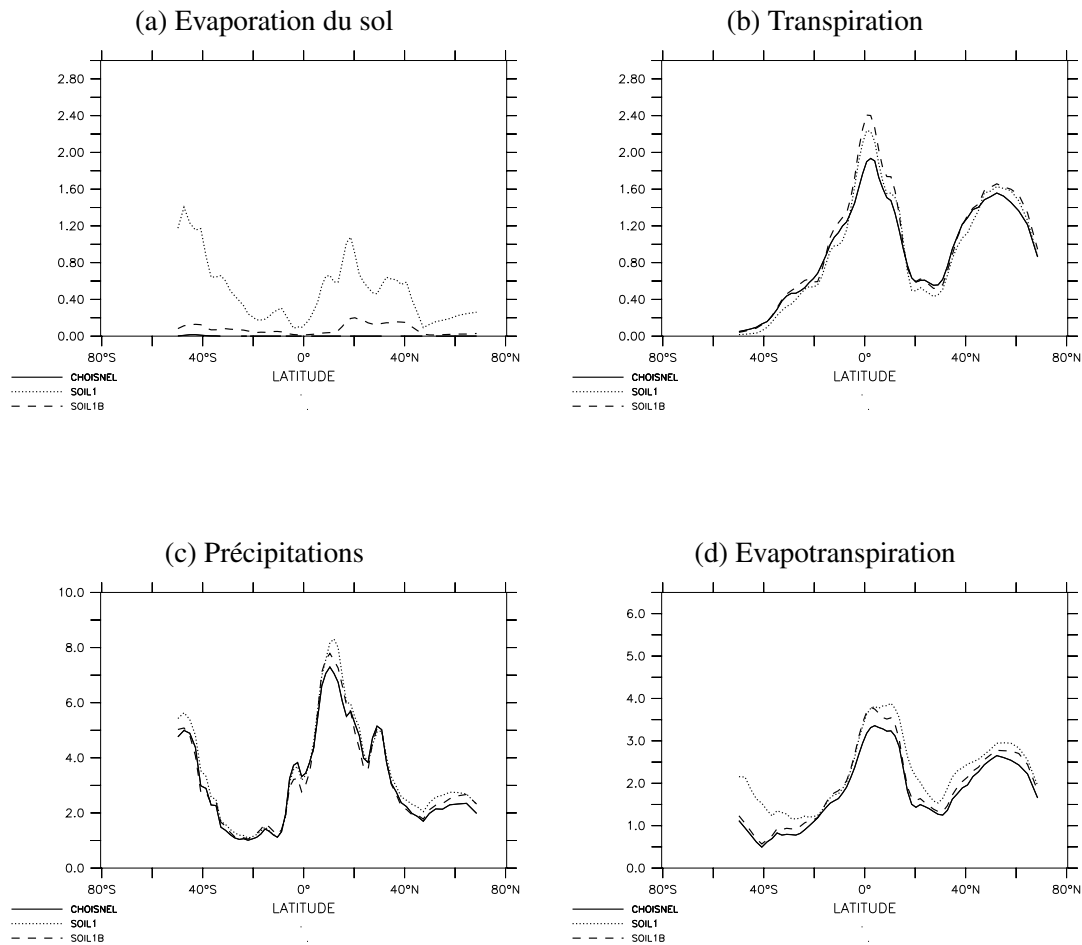


FIG. 5.11 – Flux hydriques entre le sol et l’atmosphère représentés en moyenne zonale continentale pour les mois d’été de l’hémisphère nord, en moyenne sur huit ans de simulation pour CHOISNEL et SOIL1, et sur cinq ans de simulation pour SOIL1b. L’évaporation du sol nu en (a), la transpiration en (b), les précipitations en (c) et l’évaporation totale en (d) sont en mm par jour. La simulation CHOISNEL indiquée par le trait plein, SOIL1 par le trait pointillé et SOIL1b par le trait discontinu.

La moyenne zonale de l'évaporation du sol (figure 5.11 (a)) de la simulation SOIL1b indique que le sol évapore beaucoup moins dans cette simulation que dans SOIL1. Ce fait est également très net au vu des bilans hydriques globaux du tableau 5.2. Les valeurs d'évaporation potentielle consistantes avec la définition de Penman (1948) sont bien plus faibles que celles calculées traditionnellement dans les MCG, et l'évaporation du sol y est, comme le prouvent ces résultats, très sensible.

Une évaporation du sol modérée conduit à des valeurs de transpiration plus importantes, en moyennes zonales continentale pour l'ensemble des latitudes en juin juillet août (figure 5.11 (b)) et en moyenne globale annuelle (tableau 5.2). Les régions situées entre 10°Sud et l'équateur y font cependant exception. Elles correspondent aux grandes forêts équatoriales, et le sol nu y est peu représenté. La modification de l'évaporation potentielle sur ce dernier n'affecte donc quasiment pas les flux hydriques entre le sol et l'atmosphère dans ces régions. Pour les autres bandes de latitude, l'augmentation de la transpiration entre les simulations SOIL1 et SOIL1b s'explique par le fait que, l'évaporation du sol nu diminuant, plus d'eau est disponible dans le sol pour la transpiration de la végétation (sous réserve qu'il y en ait, et de façon limitée par les proportions d'occupation de la surface de la maille par le sol nu et la végétation). Cet effet est accentué par la chaîne de rétroactions suivante : la diminution d'évaporation du sol est importante, et en conséquence la température de surface est plus élevée ; il s'ensuit une évaporation potentielle du MCG (calculée avec la température de surface) plus élevée qui contribue à augmenter la transpiration. Celle-ci ne compense toutefois pas la réduction d'évaporation du sol. Un moyen d'éviter ce type de rétroaction est d'utiliser dans le MCG l'évaporation potentielle de Budyko $E_{pot}(T_w)$, non seulement pour le sol, mais aussi la végétation. De plus, cela permet de considérer une seule définition de l'évaporation potentielle dans les différentes composantes du MCG. En outre, en choisissant la formulation de Budyko, équivalente à celle de Penman, climatologues et hydrologues s'entendent sur les définitions de l'évaporation potentielle et du coefficient d'aridité. Cela nécessite en revanche de réajuster l'ensembles des paramètres de la végétation. On peut aussi calculer le bilan d'énergie en surface de façon indépendante pour chaque sous-maille du modèle. Dans ces conditions la température de surface de sol nu n'influence pas celle des fractions de végétation. Cela constitue d'ailleurs un progrès qui permet de représenter la variabilité sous-maille du flux de chaleur sensible. Cette solution laisse le choix de calculer l'évaporation potentielle sur les fractions de végétation avec l'une ou l'autre des formulations.

Comme l'indiquent la figure 5.11 (d) et le tableau 5.2, les valeurs d'évapotranspiration simulées dans SOIL1b sont intermédiaires entre celles de CHOISNEL et de SOIL1, aussi bien en moyenne zonale saisonnière qu'en moyenne globale annuelle. Il en est de même pour les précipitations. En fait la différence globale persistante de précipitations entre la nouvelle version de SECHIBA et CHOISNEL résulte principalement de valeurs plus élevées dans la zone de convergence inter-tropicale et dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord en été. Cependant, la convergence d'humidité continentale simulée dans SOIL1b reste inférieure à celle de l'expérience CHOISNEL, en meilleur accord avec les estimations.

Les simulations SOIL1 et SOIL1b permettent de montrer que l'évaporation du sol nu est très sensible à l'évaporation potentielle. La définition de l'évaporation potentielle propre aux MCG, $E_{pot}(T_s)$, utilisée dans les simulations SOIL1 SOIL3 et SOIL3I, est incompatible avec le modèle physique hydrologique sur lequel se base SECHIBA. L'évaporation du sol nu, simulée par le MCG dans ces expériences, en est considérablement surestimé. Pour la végétation la représentation de l'interaction sol-plante-atmosphère est parfaitement cohérente car le coefficient d'aridité est défini dans SECHIBA de manière à compenser l'excès d'évaporation potentielle. La simulation SOIL1b ne corrige le calcul

de l'évaporation potentielle que pour le sol nu. Les résultats de cette simulation confirment le diagnostic selon lequel l'excès d'évaporation du sol est lié à la surestimation de l'évaporation potentielle. L'évaporation du sol est corrigée dans SOIL1b, et le bilan global en est fortement influencé dans le sens d'une diminution des précipitations et de l'évaporation totale sur les continents. Les processus d'interaction entre la biosphère et l'atmosphère ne sont pas modifiés entre les simulations SOIL1 et SOIL1b. Seule une légère différence quantitative de transpiration résulte de la diminution de l'évaporation du sol. Ces différences se limitent de plus aux régions sur lesquelles le sol nu et la végétation se partagent la surface. Les résultats des sections précédentes concernant l'interaction sol-plante sur différents horizons du sol, puis l'influence sur les processus de surface de la texture du sol d'une part, et de la distribution de végétation sur le sol d'autre part, restent donc parfaitement valides.

5.5 Conclusion du chapitre

Dans ce chapitre, différentes simulations climatiques permettent d'étudier de multiples aspects de la modélisation des processus de surface, par SECHIBA, en interaction avec le climat.

Une première analyse permet de comprendre les différences de représentation des processus d'interaction sol-plante-atmosphère entre la nouvelle et l'ancienne version de SECHIBA. Ces résultats sont représentatifs de l'ensemble des surfaces continentales, et les *mécanismes* dont ils découlent sont décrits à partir d'une analyse régionale conduite en Europe. Il est montré que la texture du sol influence considérablement les processus de surface dans la nouvelle version de SECHIBA. Soumises aux mêmes conditions climatiques, les plantes transpirent très différemment selon la texture du sol sur lequel elles sont implantées. Une analyse plus approfondie des cycles annuels conduit toutefois à conclure que ce contraste traduit une différence quantitative d'eau disponible dans le sol. Le mode de fonctionnement de l'interaction sol-plante-atmosphère n'est pas fondamentalement modifié par la texture du sol. Mais le rôle de la texture du sol sur les flux hydriques entre le sol et l'atmosphère n'en est pas moins remarquable, et ces résultats montrent la nécessité incontestable de prendre en compte une variabilité spatiale de la texture du sol.

On sait en réalité que la distribution des biomes n'est pas indépendante de celle des sols. La notion d'écosystème considère en effet l'association d'un sol et d'une végétation pour un climat donné. SECHIBA permet de prendre en compte une distribution différentielle de la végétation sur les types de sol. Une simulation de sensibilité est conduite et étudiée dans ce sens, afin de comprendre les processus d'interaction entre les systèmes sol-plante et l'atmosphère. La compréhension des processus de surface s'appuie, comme précédemment sur une analyse régionale qui permet d'en saisir les subtilités. On montre que le sol et la végétation s'influencent mutuellement, et qu'ils interagissent avec le climat selon des processus qui sont propres à leur association. Les différents systèmes sol-plante, soumis au même climat, échangent des quantités d'humidité avec l'atmosphère qui varient non seulement quantitativement mais aussi qualitativement. Ces résultats indiquent qu'une modélisation pertinente de l'interaction entre les surfaces continentales et l'atmosphère doit absolument tenir compte de la distribution de la végétation sur les différents sols. SECHIBA, tel qu'il est développé, le permet comme le montre cette expérience de sensibilité. Mais ses capacités dans ce domaine sont difficilement exploitables du fait de l'indisponibilité de données de distribution des écosystèmes d'échelle globale, utilisables par les MCG.

Le problème des données est soulevé par ailleurs à propos de la distribution des types de sol. Bien que

la texture du sol ait un rôle crucial sur les flux entre la surface et l'atmosphère, bien que la distribution différentielle de la végétation sur les différents types de sol soit essentielle sur les processus de surface, l'effet de leur représentation sous-maille reste très modéré à plus grande échelle. En effet les cartes de distribution de texture du sol de Zobler (1986) sous-estiment beaucoup la variabilité spatiale de la texture du sol, et leur utilisation n'est pas adaptée à la représentation de la variabilité sous-maille. Les compétences de SECHIBA sont limitées cette fois-ci par la qualité des données disponibles. Cependant, le développement en cours de nouvelles bases de données doit permettre à moyen terme une exploitation plus complète des possibilités de SECHIBA.

Il est montré que l'interaction entre le sol et les plantes, représentée dans SECHIBA, utilise parfaitement la notion de profils de racines et d'humidité dans le sol. Une comparaison entre les simulations et des mesures sur le site de Lamto montre que SECHIBA reproduit de manière tout à fait satisfaisante l'extraction racinaire sur différents horizons du sol selon les saisons.

L'analyse des bilans globaux met en évidence un problème lié à l'évaporation du sol nu dans la nouvelle version de SECHIBA. En fait la définition de l'évaporation potentielle qui est utilisée dans les MCG est inconsistante avec le travail empirique de Budyko (1956) sur lequel elle est basée. Budyko calcule l'évaporation potentielle en considérant la température de la surface virtuelle (qui est celle qu'elle aurait après évaporation potentielle). Cette formulation est consistante avec la définition de l'évaporation d'une surface d'eau libre de Penman (1948). Dans les MCG, l'évaporation potentielle est calculée en utilisant la température de surface dite réelle car elle résulte de l'évaporation réelle. La température de surface étant supérieure à la température virtuelle, l'évaporation potentielle définie dans les MCG est supérieure à celle de Penman. Cela ne pose pas de problèmes dans les modèles de climat car le coefficient d'aridité, et l'ensemble des paramètres relatif au sol et à la végétation, sont cohérents avec cette définition. En revanche, les termes d'évaporation potentielle et de coefficient d'aridité utilisés habituellement pour les MCG ne correspondent pas à leur définition rigoureuse, utilisée entre autres par les hydrologues. Cette divergence de vocabulaire explique les différences importantes remarquées entre les estimations d'évaporation potentielle et les simulations (Milly, 1992). Le modèle hydrologique de SECHIBA repose sur des bases physiques et nécessite, pour le sol nu, une définition de l'évaporation potentielle qui soit consistante avec celle de Penman (1948). Dans les régions de sol non couvert de végétation, la rectification de l'évaporation potentielle du MCG du LMD en accord avec la formulation de Budyko permet de corriger complètement le biais remarqué.

Chapitre 6

Conclusions et Perspectives

6.1 Conclusions

Le travail effectué au cours de cette thèse a consisté à développer et comprendre les processus d'interactions hydriques et énergétiques entre les surfaces continentales et l'atmosphère, dans le Modèle de Circulation Générale du LMD. Ce sujet a été abordé du point de vue des échanges entre les systèmes racinaires et l'eau dans le sol, à grande échelle.

La grande échelle spatiale considérée dans les modèles climatiques, et l'hétérogénéité importante des processus de surface imposent de tenir compte d'une variabilité sous-maille des caractéristiques de la surface. Dans cette optique, des modèles de processus de surface représentent une variabilité sous-maille de la capacité d'infiltration du sol ou de quelques caractéristiques de la végétation (Bonan 1995; Bonan et al. 1993; Ducoudré et al. 1993; Johnson et al. 1993; Koster and Suarez 1992; Wood et al. 1992; Avissar and Pielke 1989; Entekhabi and Eagleson 1989). Mais chacun se concentre sur un aspect de la variabilité sous-maille, et les variabilités des profils racinaires ou des réservoirs d'eau dans le sol ne sont pas représentées.

Dans le chapitre 2, il est montré que la représentation sous-maille de la végétation dans le MCG du LMD est insuffisante pour modéliser différents comportements de la végétation en interaction avec le climat. Le fait que les différents types de végétation présents dans chaque maille du modèle aient le même profil racinaire et partagent le même réservoir d'eau du sol conduit à simuler des cycles annuels de la transpiration très similaires d'un biome à l'autre. De plus la faible profondeur du sol (un mètre) ne permet pas de représenter l'aspect inter-saisonnier du stockage et de l'extraction de l'eau du sol par les plantes. Il en résulte une sécheresse des sols très exagérée sur l'ensemble des continents. Ces deux problèmes sont traités dans ce chapitre.

Pour résoudre le problème de sécheresse du sol, une expérience de sensibilité, dans laquelle la profondeur du sol est doublée, est conduite. Cette expérience permet d'éviter l'occurrence intempestive de sécheresse du sol dans le modèle. Une quantité plus importante d'eau est stockée dans le sol en saison humide, et libérée par évapotranspiration pendant la saison sèche. L'amplitude du cycle annuel de l'humidité du sol est plus forte, et la *mémoire* du sol est étendue à l'échelle inter-saisonnaire. Éviter l'alternance saisonnière systématique de sécheresse et saturation du sol conduit à augmenter la variabilité inter-annuelle de l'humidité du sol.

Cependant, l'excès d'évaporation continentale du MCG est accentué par l'augmentation de profondeur du sol, et traduit un manque de contrôle de l'évapotranspiration par le système sol-plante.

Le problème de l'insuffisance de la représentation sous-maille de la végétation est ensuite considéré. Pour représenter le fait que les différents types de végétation extraient l'eau du sol à différentes profondeurs, un profil de longueur racinaire distinct est associé à chacun d'eux (Hodnett et al. 1996a; Jackson et al. 1996). La paramétrisation utilisée représente une répartition exponentielle des racines dans le sol à partir de mesures de terrain (Le Roux 1995; Nepstad et al. 1994; Akpo 1992; Grouzis 1988; Kalisz et al. 1987; Gale and Grigal 1987). Cette méthode permet de décrire les différents biomes à l'aide d'un paramètre seulement. Par ailleurs, une variabilité sous-maille de l'humidité du sol est permise. Différents degrés d'hétérogénéité de la surface sont étudiés à travers deux simulations climatiques de dix ans.

Dans ces deux expériences, on montre que la représentation des profils racinaires joue un rôle primordial pour la modélisation de l'interaction sol-plante-atmosphère dans le modèle de circulation générale. Les plantes dont le système racinaire est surfacique subissent un stress hydrique marqué pendant la saison sèche, alors que les biomes à système racinaire étendu maintiennent une transpiration plus importante grâce à un pompage de l'eau plus en profondeur. Le contrôle de l'évapotranspiration par le système sol-plante est accru, et l'excès d'évaporation continentale lié au fait de considérer un sol profond de deux mètres, est atténué.

Cependant, la représentation, par SECHIBA, de l'hydrologie des sols avec un modèle hydrologique à deux couches, où la gestion verticale de l'eau ne tient pas compte de l'infiltration dans le sol, minimise l'intérêt de la notion de profils racinaires.

Le chapitre 3 expose le développement de la composante hydrologique du modèle SECHIBA. Dans sa nouvelle version SECHIBA utilise un modèle physique d'hydrologie des sols, qui s'inspire du modèle hydrologique du CWRR (Bruen 1997; Dooge et al. 1993), mais qui est adapté à la représentation de l'interaction sol-plante-atmosphère dans un modèle climatique de grande échelle. Le sol est discrétisé selon la verticale sur un grand nombre de couches. Les mouvements de l'eau dans le sol sont gouvernés par l'équation de diffusion de Fokker-Planck. Une discrétisation plus fine en surface permet de bien représenter l'interaction entre le sol et l'atmosphère ainsi que les processus rapides qui interviennent en surface. Cela permet de plus d'éviter les calculs de flux erronés dus à la non linéarité de l'équation de Fokker-Planck. Une condition de drainage libre est imposée au fond de la colonne de sol. Le choix des fonctions hydrauliques, qui traduisent la capacité du sol à conduire l'eau à travers ses pores, est étudié en considérant leur pertinence physique ainsi que la disponibilité des données des paramètres hydrauliques à l'échelle globale. La formulation de van Genuchten (1980), très peu utilisée dans les modèles climatiques à cause de son coût numérique important (Cuenca 1996), est retenue pour la qualité de la représentation des processus physiques qu'elle permet (Feddes et al. 1997; Van Genuchten and Nielsen 1985). La méthode de linéarisation par morceaux minimise le temps de calcul de ces fonctions.

En outre, une variabilité sous-maille de la texture du sol est prise en compte. SECHIBA permet la présence simultanée de trois types de sols : fins, moyens, grossiers. Les cartes de distribution de Zobler (1986) sont utilisées pour décrire dans chaque maille du modèle les proportions d'occupation de la surface par les différentes fractions de sol.

L'eau apportée par les précipitations, peut ainsi être distribuée verticalement dans le sol, drainée, ruissellée, évaporée par le sol, ou transpirée par la végétation selon la demande évaporative de l'atmosphère, le type de végétation, le profil racinaire lui correspondant, et la texture du sol.

Dans le chapitre 4, des expériences découplées du modèle de circulation générale sont conduites. D'une part, les choix importants du développement de SECHIBA sont justifiés. Il est montré que l'approche de la linéarisation par morceaux des fonctions hydrauliques est nécessaire à la représentation des processus non-linéaires de diffusion de l'eau dans le sol. Cela permet de modéliser les fortes variations spatiales et temporelles de la capacité du sol à infiltrer l'eau. De plus, nous montrons que le choix d'une discrétisation sur 11 niveaux dans le sol est nécessaire pour obtenir une gestion physique correcte de l'eau dans le sol. Plusieurs simulations, de résolution verticale différente, sont comparées, et l'expérience est répétée sur deux sites de climat différent. Nous montrons que les résolutions grossières, telles que celles utilisées dans les autres schémas de surface de grande échelle, conduisent inévitablement à des erreurs numériques (Blyth and Daamen 1997).

D'autre part, la nouvelle version de SECHIBA est validée dans le cadre du projet PILPS 2(d) d'inter-comparaison de schémas de surface. Dans cette expérience le forçage climatique de longue durée (18 ans) permet de valider la stabilité à long terme de SECHIBA (Schlosser et al. 1999; Slater et al. 1999).

L'objet du chapitre 5 est d'étudier, dans le modèle de circulation générale les possibilités nouvelles et diverses qu'offre SECHIBA. Plusieurs simulations ont été conduites, dans différentes configurations d'interaction entre les variabilités sous-maille de la texture du sol et de la végétation. Les résultats montrent que l'association d'un profil d'humidité du sol, à résolution verticale fine, aux profils racinaires de la végétation conduit à un schéma de surface qui, couplé à un MCG, est capable de reproduire des processus physiques complexes de l'interaction sol-plante-atmosphère. Nous montrons que la texture du sol joue un rôle déterminant sur l'extraction de l'eau du sol par les plantes. Un sable et une argile ne gèrent pas l'eau dans le sol de la même façon, et la végétation qui en extrait l'eau grâce à son profil racinaire y est très sensible. Ce point souligne la nécessité de représenter les variations sous-maille de la texture du sol dans le modèle de circulation générale.

De plus, SECHIBA permet de représenter une distribution de la végétation différente selon la texture du sol. Le manque de données globales de distribution des écosystèmes ne permet pas de mener une simulation dans laquelle la répartition des systèmes sol-plante est réaliste. Mais une expérience de sensibilité est conduite, où l'on associe arbitrairement les sols de texture grossière aux plantes dont les racines sont surfaciques, et les sols fins aux plantes à racines profondes. Cette simulation permet de montrer que la distribution de la végétation sur les différents types de sol influence largement les processus d'interaction sol-plante-atmosphère. La texture du sol conditionne son état hydrique et influence la transpiration de la végétation. Réciproquement la végétation influence l'état hydrique du sol par le cycle annuel et la quantité d'eau transpirée, ainsi que la profondeur du sol d'où elle extrait l'eau. Les divers systèmes sol-plante interagissent avec l'atmosphère selon des régimes propres à leur association.

La zone de profondeur du sol où l'interaction sol-plante-atmosphère est maximale, qui est la partie du sol active du point de vue des échanges hydriques avec l'atmosphère, subit des variations saisonnières et régionales marquées. Pour une région donnée elle dépend aussi des caractéristiques locales du sol et de la végétation. La dynamique de l'eau dans le sol répond à des processus qui dépendent du sol, de la végétation, du climat et de son évolution saisonnière. Seule une approche physique, où sol et racines interagissent sur une résolution suffisamment fine, et qui permet une large gamme de biomes de sols et de combinaisons des deux, rend possible la modélisation de tels processus dans un MCG.

SECHIBA permet désormais de représenter à grande échelle ces processus cruciaux d'échanges entre le sol et l'atmosphère à travers la végétation, pour des climats, des biomes et des sols très variés.

Au cours de ce travail, il a été montré que l'évaporation potentielle utilisée dans le MCG du LMD, et

dans la plupart des MCG (Milly, 1992), est inconsistante avec la définition de Penman (1948) requise, pour le sol nu, dans les modèles hydrologiques physiques comme celui utilisé dans la nouvelle version SECHIBA. La rectification de l'évaporation potentielle au dessus du sol nu a fait l'objet d'une simulation supplémentaire, et a permis de corriger ce biais.

6.2 Perspectives

Le problème des données

Au cours de ce travail de thèse il est apparu que la qualité des données d'échelle globale des caractéristiques du sol constitue une limitation à l'utilisation de la nouvelle version de SECHIBA. Les cartes de Zabler (1986) sous-estiment la variabilité spatiale de la texture du sol, et sont donc peu adaptées à la modélisation de la variabilité sous-maille. La présence majoritaire d'une fraction de sol dans chaque maille du MCG conduit à minimiser l'impact de l'hétérogénéité de la surface sur l'interaction sol-plante-atmosphère. Ces cartes ont été construites, sur un maillage de $1^\circ \times 1^\circ$, à partir des cartes mondiales de la Food and Agriculture Organization (1978) obtenues en regroupant un ensemble de données locales effectuées dans des pays différents.

Un jeu de données développé par Gidea and Moore (1985) est basé également sur les cartes de la FAO (1978). Il donne la répartition géographique des sols de texture différente, ainsi que la pente, sur une résolution de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. L'inconvénient de ces cartes réside dans leur couverture spatiale, incomplète à l'échelle globale. Elles ont été utilisées, avec celle de Zabler (1986), par Dunne and Willmot (1996) pour estimer la distribution globale de la capacité du sol en eau exploitable par la végétation (Dunne and Willmott 1996). Des données plus précises (à l'échelle de 1: 1 000 000) existent pour l'Europe, et ont été développées par le projet HYPRES (Wösten et al. 1998). Les paramètres des fonctions de van Genuchten-Mualem sont associés à ces cartes.

La mise en place d'une base de donnée d'échelle globale, par l'International Soil Science Society, l'International Soil Reference and Information Centre et la FAO, est actuellement en cours, et devrait remplacer à moyen terme celle de Zabler (1986) disponibles sur le CD-Rom d'ISLSCP initiative I (Sellers et al. 1995).

Nous avons montré que la notion de *système* sol-plante influence fortement les échanges entre la surface et l'atmosphère, ainsi que la gestion spatiale et temporelle de l'eau dans le sol. Le travail mené sur ce sujet est basé sur une expérience de sensibilité, où la végétation dont les racines sont étendues est arbitrairement distribuée sur un sol de texture fine, et les plantes à racines surfaciques sur les sols grossiers. Il n'y a pas de données d'échelle globale, utilisables en modélisation, concernant les distributions des écosystèmes. De telle données permettraient d'explorer de manière plus complète les possibilités de SECHIBA pour représenter les processus de surface, et leur variabilité sous-maille.

Perspectives de modélisation

Les possibilités multiples qu'offre SECHIBA pour représenter des variabilités sous-maille du sol, de la végétation, et des systèmes sol-plante constituent une approche très originale de l'hétérogénéité de la surface. Les mouvements de l'eau dans le sol sont gouvernés par l'équation de Fokker-Planck, sur une discrétisation fine, où la formulation de van Genuchten (1980) définit les fonctions hydrauliques. Par conséquent, SECHIBA permet une modélisation de la gestion spatiale et temporelle de

l'eau dans le sol d'une qualité remarquable pour un modèle de surface de grande échelle. La représentation des interactions entre le profil d'eau dans le sol et les profils racinaires permet en outre de modéliser l'extraction racinaire de la végétation sur différents horizons qui varient avec la texture du sol, le type de végétation et la saison. La représentation de ces processus, de façon réaliste comme nous l'avons montré, dans un MCG est nouvelle. Elle doit permettre d'élargir considérablement les perspectives d'utilisation des modèles de processus de surface dans les MCG.

Un point n'a pas été abordé, faute de temps, dans cette thèse, qui concerne l'étude de l'influence des nouvelles paramétrisations utilisées dans SECHIBA sur la modélisation du cycle diurne. Il est très probable que la prise en compte des processus de diffusion de l'eau dans le sol ait un impact sur les processus qui ont lieu à l'échelle de la journée (Betts et al. 1998). Etudier ce point constitue une perspective intéressante pour les prochains mois.

Comme nous l'avons signalé dans le chapitre 5, la modélisation des processus qui interviennent dans le déclenchement du ruissellement de surface et la production de drainage restent encore relativement simpliste dans SECHIBA. La condition de drainage libre au fond du sol, sur l'ensemble des surfaces continentales est irréaliste. En réalité, la perméabilité du sol varie spatialement. Bien que SECHIBA puisse représenter différents degrés de perméabilité du fond du sol, le manque de données d'échelle globale sur ce sujet ne nous permet pas de le prendre en compte. Le ruissellement de surface est modélisé uniquement en fonction des processus de diffusion dans le sol. Il se déclenche quand les précipitations sont supérieures à la capacité d'infiltration du sol. La représentation de la pente, dont on connaît le rôle important pour le déclenchement du ruissellement, des variabilités sous maille des précipitations et de la capacité d'infiltration du sol (au sein de chaque sous-maille de texture différente) devrait permettre d'améliorer notablement le réalisme de la représentation des flux de surface (Johnson et al. 1993; Wood et al. 1992; Bonan 1996; Entekhabi and Eagleson 1989).

La représentation de l'évolution saisonnière et inter-annuelle de la végétation n'est pas prise en compte dans les modèles de climats actuels. Dans BATS et SECHIBA (Dickinson et al. 1993; Ducoudré et al. 1993), l'indice de surface foliaire varie entre deux valeurs extrêmes en fonction de la température de sol. Cette paramétrisation simpliste conduit à une évolution saisonnière de la végétation erronée pour les latitudes tempérées, et ne permet pas de représenter de cycle saisonnier dans les latitudes inter-tropicales.

Les impacts sur le climat de la déforestation ou de la désertification ont été étudiés à l'aide de MCG, dans lesquels les caractéristiques de la surface étaient imposées, sans en représenter l'évolution transitoire (Polcher 1994; Laval and Picon 1986).

L'idée d'une végétation dynamique et interactive dans les modèles climatiques est actuellement en plein développement. Cela permet en effet de représenter l'évolution transitoire du climat en interaction avec la biosphère. Ciret et al. (1999) ont développé une approche phénologique pour représenter, à court terme (saisonnier et annuel), les rétroactions végétation-climat dans les régions de savanes tropicales. D'autres expériences numériques ont été conduites en couplant un modèle climatique à un modèle d'écosystèmes (Betts et al. 1997; de Noblet et al. 1996; Claussen 1994). Le modèle d'écosystèmes BIOME, utilisé pour ces expériences, permet de simuler l'état de la végétation en situation climatique d'équilibre (Prentice et al. 1992). La modélisation de l'évolution de la végétation, de la phénologie, ou des échanges de CO_2 nécessite une représentation la meilleure possible du cycle hydrologique, de l'eau dans le sol et des interactions sol-plante-atmosphère. Le développement de la végétation est fortement conditionné par l'état hydrique du sol. Associer les compétences de SE-

CHIBA dans ce domaine, aux compétences des modèles de phénologie et de cycle du carbone doit permettre une représentation des interactions de la biosphère continentale avec le climat de façon plus complète.

Perspective d'assimilation de données

Une perspective issue de ce travail de thèse est le projet de développement d'un schéma d'assimilation variationnelle de la température de brillance en bande L, à partir de SECHIBA.

Les mesures d'humidité du sol à l'échelle globale sont inexistantes. Les différentes tentatives d'estimation du contenu en eau superficiel à partir de mesures satellitales en micro-ondes actives ne permettent pas d'obtenir une couverture spatiale suffisante avec une bonne répétitivité temporelle.

Depuis quelques années la perspective d'utiliser des données micro-ondes passives pour réaliser une estimation du contenu en eau du sol est mise en avant (Wigneron et al. 1997). Le CESBIO (Centre d'Etudes Spatiales de la BIOSphère) propose, dans ce contexte, le projet SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) pour effectuer une mesure satellitale de la température de brillance de la surface terrestre en bande L (1.4 GHz) (Kerr 1998).

A cette fréquence, l'atmosphère est transparente, et la présence de nuages ou de précipitations ne perturbe pas la mesure. Le signal mesuré dépend essentiellement du contenu en eau du sol et de la végétation, ainsi que de la température de surface (Kerr and Wigneron 1994; Schmugge 1992). Le but de ce projet est de fournir des cartes globales d'humidité du sol sur les continents et des données de salinité sur les océans.

Différents laboratoires de l'IPSL (Institut Pierre Simon Laplace) participent au projet SMOS, parmi lesquels le LMD, le CETP (Centre d'Etudes des Environnements Terrestre et Planétaires), ainsi que le LODYC (Laboratoire d'Océanographie DYnamique et de Climatologie) pour ce qui concerne la partie océanique.

Une méthode très performante pour obtenir un champ global d'humidité du sol devrait être la mise en place d'un système d'assimilation variationnelle de la température de brillance mesurée en bande L. La méthode consiste à forcer un schéma de surface par les conditions climatiques analysées par les centres de prévisions (CEPMMT, Météo France) tout en contraignant la température de brillance, et par la même l'humidité du sol en surface, par des mesures satellitales.

Un avantage de cette méthode est sa relative indépendance à l'égard de l'échantillonnage temporel de la mesure satellitale (Anderson et al. 1994). En effet, l'évolution temporelle du contenu en eau du sol entre deux mesures est assurée par intégration du modèle de surface forcé par les réanalyses. Cela permet par ailleurs de tenir compte de phénomènes de courte durée, comme la rosée, qui influencent la température de brillance en bande L. D'autre part, l'efficacité des méthodes variationnelles d'assimilation réside dans le fait qu'elles intègrent le processus de restitution-inversion. Lors de la restitution le fait de modéliser la température de brillance en fonction de l'humidité du sol fait appel aux caractéristiques du modèle de surface. Celui-ci doit prendre en compte de manière explicite la végétation et modéliser la gestion de l'eau dans le sol de façon adéquate afin que le calcul de la température de brillance en bande L ait une signification physique.

Une difficulté scientifique relative à ce concept est due au fait que dans la mesure de température de brillance en bande L, seuls les quelques premiers centimètres de sol contribuent au signal (Calvet et al. 1998). L'objectif est pourtant d'obtenir une mesure du contenu en eau sur une profondeur du sol qui soit plus significative de son état hydrique. En réalité, la distribution de l'eau dans le sol sur toute sa profondeur contribue indirectement au signal, puisque l'état hydrique du sol en surface résulte non seulement des flux hydriques (précipitations, évapotranspiration, ruissellement, drainage), mais aussi

des processus de diffusion de l'eau dans le sol. Il est donc impératif pour restituer un profil de teneur en eau sur une colonne de sol de travailler avec un schéma de surface dont la résolution verticale est fine, notamment proche de la surface, et dont la dynamique de l'eau dans le sol repose sur des bases physiques.

SECHIBA, tel qu'il est développé dans cette thèse, est par conséquent particulièrement bien adapté à l'assimilation variationnelle de la température de brillance en bande L. Aussi le LMD en collaboration avec le CETP, et dans le cadre de SMOS, projete-t-il de développer la modélisation de la température de brillance de la surface en bande L, et la restitution du contenu en eau du sol.

Annexe A

Acronymes

Ci-dessous sont indiquées les abréviations utilisées dans la thèse et les adresses *web* correspondantes.

ABRACOS	Anglo-BRazilian Amazonian Climate Observation Study http://yabae.cptec.inpe.br/abracos
AMIP	Atmospheric Model Intercomparison Project http://www-pcmdi.llnl.gov/amip2/NEWS/amipn18.html
BATS	Biosphere Atmosphere Transport Scheme http://www.dir.ucar.edu/esig/ASR98/atmos.html
BEST	Bare Essentials of Surface Transfert
BMRC	Bureau of Meteorology Research Centre http://www.bom.gov.au/bmrc/clchhp.htm
CESBIO	Centre d'Etudes Spatiales de la BIOSphère http://www-sv.cict.fr/cesbio
CETP	Centre d'Etudes des Environnements Terrestre et Planétaires http://www.cetp.ipsl.fr
CNRM	Centre National de Recherches Météorologiques http://www.cnrm.meteo.fr:8000

CWRR	Center for Water Resources Research http://www.ucd.ie
ECMWF	European Center for Medium-Range Weather Forecast http://www.ecmwf.int
FAO	Food and Agriculture Organization http://www.fao.org
GCM	General Circulation Model http://www.lmd.jussieu.fr/Climat/LMD_Climat_frame.html http://webster.atmos.ucla.edu/faculty/nmgaoscd.html http://www.ncdc.noaa.gov/ol/climate/online/gcm.html
HAPEX-MOBILHY	Hydrologic Atmospheric Pilot EXperiment - MOdélisation du BILan HYdrique http://www.ird.fr/hapex
HYPRES	HYdraulic PRoperties of European Soils http://www.mluri.sari.ac.uk/hypres.htm
IPSL	Institut Pierre Simon Laplace http://www.ipsl.jussieu.fr
ISBA	Interaction Soil Biosphere Atmosphere
ISLSCP	International Land Surface Climatology Project http://www.cais.net/gewex/islscp.html
ISRIC	International Soil Reference and Information Centre http://www.isric.nl/SAC.htm
ISSS	International Soil Science Society
LAI	Leaf Area Index

LAPS	Limited Area Prediction System
LMD	Laboratoire de Météorologie Dynamique http://www.lmd.jussieu.fr
LODYC	Laboratoire d'Océanographie DYnamique et de Climatologie http://www.lodyc.jussieu.fr
MCG	Modèle de Circulation Générale http://www.lmd.jussieu.fr/Climat/LMD_Climat_frame.html
MOSES	Met Office Surface Exchange Scheme http://www.met-office.gov.uk/sec5/CR_div/Brochure/landcarb.html
PILPS	Project for Intercomparison of Land-surface Parameterisation Schemes http://cic.mq.edu.au/pilps-rice
SECHIBA	Schématisation des Echanges Hydriques à l'Interface entre la Biosphère et l'Atmosphère http://www.lmd.jussieu.fr/sechiba
SiB	Simple Biosphere http://grads.iges.org/res/sciaccomp.html
SSiB	Simplified SiB
SMOS	Soil Moisture and Ocean Salinity http://www-sv.cict.fr/cesbio/smos
UNESCO	United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization http://www.unesco.com
USDA	US Department of Agriculture http://www.usda.gov

Annexe B

Discrétisation des équations du modèle de Dublin

Le modèle de Dublin résout l'équation de Fokker-Planck :

$$\frac{\partial \theta(z, t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (D(\theta) \frac{\partial \theta(z, t)}{\partial z} - K(\theta)) \quad (\text{B.1})$$

avec les fonctions de conductivité et diffusivité linéarisées par morceaux. La figure B.1 schématise la linéarisation par morceaux. L'intervalle défini par l'ensemble des valeurs possibles de la teneur en eau θ est divisé en un nombre fixe de petits intervalles : $[\theta_0, \theta_1[, [\theta_1, \theta_2[, \dots, [\theta_{k-1}, \theta_k[, \dots, [\theta_{m-1}, \theta_m]$, avec $\theta_m = \theta_s$ et $\theta_0 = \theta_r$. A l'intérieur de chaque intervalle D est considéré constant et K fonction linéaire de θ . Soit, pour une teneur en eau θ_i considérée, située dans le k^{e} intervalle :

$$\begin{cases} K_i = a_i \theta_i + b_i \\ D_i = D_i \end{cases} \quad (\text{B.2})$$

où les valeurs de a_i, b_i, D_i sont calculées à partir des fonctions hydrauliques, et sont constantes pour l'intervalle k dans lequel θ_i se situe.

Pour résoudre numériquement l'équation de Fokker-Planck, il est nécessaire de la discrétiser. La méthode utilisée est celle des différences finies. Le schéma numérique est dit semi-implicite car il travaille sur deux pas de temps dont un pour lequel les variables sont indéterminées. L'indice t se réfère au pas de temps correspondant aux valeurs connues de la teneur en eau. Ce pas de temps est pondéré par $1 - \omega$ et le pas de temps suivant, noté $t + 1$, par $\omega = 0.5$. Comme nous le verrons en section 3.3.8 et de façon plus détaillée en annexe D, cette valeur d' ω garantit la stabilité inconditionnelle du schéma numérique. Le pas de temps noté Δt est constant. La discrétisation verticale, pour la variable Z se fait sur 11 points. Dans la suite, on note ΔZ_i pour $Z_i - Z_{i-1}$, et a_i, b_i , et D_i les valeurs de a, b, D correspondant à l'intervalle dans lequel se trouve θ_i .

Le contenu en eau d'une couche de sol i ($i \neq 1$ et $i \neq N$) au temps t est exprimé par :

$$W_i^t = \frac{\Delta Z_i}{2} \left(\frac{\theta_i^t + \frac{\theta_i^t + \theta_{i-1}^t}{2}}{2} \right) + \frac{\Delta Z_{i+1}}{2} \left(\frac{\theta_i^t + \frac{\theta_i^t + \theta_{i+1}^t}{2}}{2} \right) \quad (\text{B.3})$$

Les flux à travers le sommet et le fond d'une couche i au temps t sont respectivement :

$$q_{i-1}^t = -\frac{D_i + D_{i-1}}{2} \frac{\theta_i^t - \theta_{i-1}^t}{\Delta Z_i} + \frac{a_i \theta_i^t + a_{i-1} \theta_{i-1}^t}{2} + \frac{b_i + b_{i-1}}{2} \quad (\text{B.4})$$

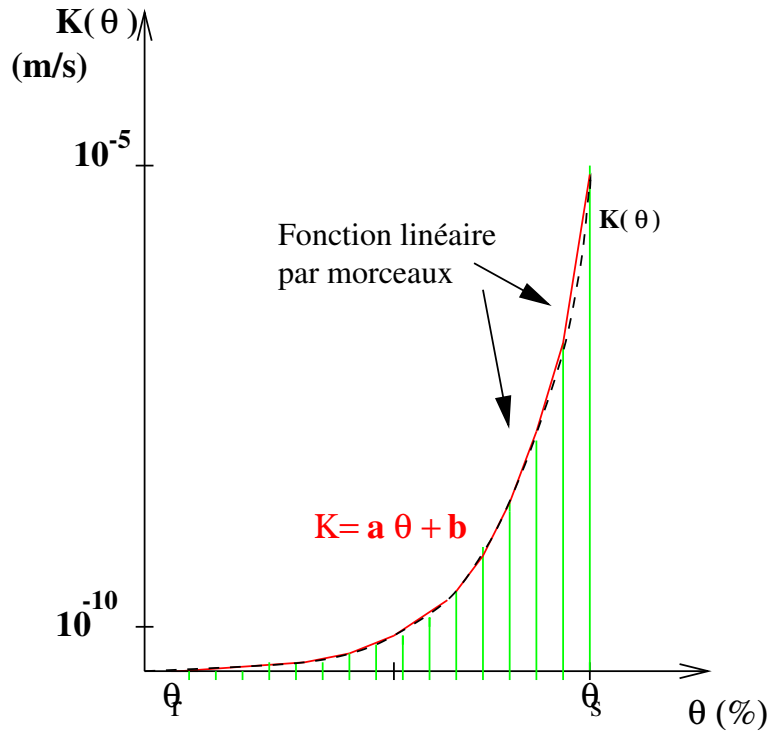


FIG. B.1 – Schématisation de la méthode de linéarisation par morceaux pour approcher les fonctions hydrauliques. La courbe pointillée représente la fonction non-linéaire, et la courbe en trait plein la fonction linéaire par morceaux. Plus l'intervalle $[\theta_r, \theta_s]$ est divisé, meilleure est l'approximation.

et

$$q_i^t = -\frac{D_i + D_{i+1}}{2} \frac{\theta_{i+1}^t - \theta_i^t}{\Delta Z_{i+1}} + \frac{a_i \theta_i^t + a_{i+1} \theta_{i+1}^t}{2} + \frac{b_i + b_{i+1}}{2} \quad (\text{B.5})$$

L'équation discrète de Fokker-Planck pour un point i s'écrit :

$$W_i^{t+1} - W_i^t = \Delta t [\omega q_{i-1}^{t+1} + (1 - \omega) q_{i-1}^t] - \Delta t [\omega q_i^{t+1} + (1 - \omega) q_i^t] \quad (\text{B.6})$$

On aboutit à l'équation de Fokker-Planck discrétisée pour chaque nœud du maillage :

Pour $i = 2, N - 1$:

$$e_i \theta_{i-1}^{t+1} + f_i \theta_i^{t+1} + g_i \theta_{i+1}^{t+1} = e'_i \theta_{i-1}^t + f'_i \theta_i^t + g'_i \theta_{i+1}^t + \frac{b_{i-1} - b_{i+1}}{2} \Delta t \quad (\text{B.7})$$

Avec les coefficients $e_i, f_i, g_i, e'_i, f'_i, g'_i$ égaux à :

$$\begin{aligned}
e_i &= \frac{\Delta Z_i}{8} - \frac{\omega}{2} \Delta t \left(\frac{D_i + D_{i-1}}{\Delta Z_i} + a_{i-1} \right) \\
f_i &= \frac{3}{8} (\Delta Z_i + \Delta Z_{i+1}) + \frac{\omega}{2} \Delta t \left(\frac{D_i + D_{i-1}}{\Delta Z_i} + \frac{D_i + D_{i+1}}{\Delta Z_{i+1}} \right) \\
g_i &= \frac{\Delta Z_{i+1}}{8} + \frac{\omega}{2} \Delta t \left(-\frac{D_i + D_{i+1}}{\Delta Z_{i+1}} + a_{i+1} \right) \\
e'_i &= \frac{\Delta Z_i}{8} + \frac{1-\omega}{2} \Delta t \left(\frac{D_i + D_{i-1}}{\Delta Z_i} + a_{i-1} \right) \\
f'_i &= \frac{3}{8} (\Delta Z_i + \Delta Z_{i+1}) - \frac{1-\omega}{2} \Delta t \left(\frac{D_i + D_{i-1}}{\Delta Z_i} + \frac{D_i + D_{i+1}}{\Delta Z_{i+1}} \right) \\
g'_i &= \frac{\Delta Z_{i+1}}{8} + \frac{1-\omega}{2} \Delta t \left(\frac{D_i + D_{i+1}}{\Delta Z_{i+1}} - a_{i+1} \right)
\end{aligned} \tag{B.8}$$

Pour $i = N$ (cas d'une condition limite inférieure de drainage libre) :

$$e_N \theta_{N-1}^{t+1} + f_N \theta_N^{t+1} = e'_N \theta_{N-1}^t + f'_N \theta_N^t + \frac{b_{N-1} - b_N}{2} \Delta t \tag{B.9}$$

Avec :

$$\begin{aligned}
e_N &= \frac{\Delta Z_N}{8} - \frac{\omega}{2} \Delta t \left(\frac{D_N + D_{N-1}}{\Delta Z_N} + a_{N-1} \right) \\
f_N &= \frac{3}{8} \Delta Z_N + \frac{\omega}{2} \Delta t \left(\frac{D_N + D_{N-1}}{\Delta Z_N} + a_n \right) \\
e'_N &= \frac{\Delta Z_N}{8} + \frac{1-\omega}{2} \Delta t \left(\frac{D_N + D_{N-1}}{\Delta Z_N} + a_{N-1} \right) \\
f'_N &= \frac{3}{8} \Delta Z_N - \frac{1-\omega}{2} \Delta t \left(\frac{D_N + D_{N-1}}{\Delta Z_N} + a_N \right)
\end{aligned} \tag{B.10}$$

Pour $i = 1$: Le flux $q_0 = P - E_{pot}$ est imposé par l'atmosphère :

$$f_1 \theta_1^{t+1} + g_1 \theta_2^{t+1} = f'_1 \theta_1^t + g'_1 \theta_2^t + (q_0 - \frac{b_1 + b_2}{2}) \Delta t \tag{B.11}$$

Avec :

$$\begin{aligned}
f_1 &= \frac{3}{8} \Delta Z_2 + \frac{\omega}{2} \Delta t \left(\frac{D_1 + D_2}{\Delta Z_2} + a_1 \right) \\
g_1 &= \frac{\Delta Z_2}{8} + \frac{\omega}{2} \Delta t \left(-\frac{D_1 + D_2}{\Delta Z_2} - a_2 \right) \\
f'_1 &= \frac{3}{8} \Delta Z_2 - \frac{1-\omega}{2} \Delta t \left(\frac{D_1 + D_2}{\Delta Z_2} + a_1 \right) \\
g'_1 &= \frac{\Delta Z_2}{8} + \frac{1-\omega}{2} \Delta t \left(\frac{D_1 + D_2}{\Delta Z_2} - a_2 \right)
\end{aligned} \tag{B.12}$$

Ce système discret est matriciel. Pour plus de clarté on peut le mettre sous la forme représentée en figure B.2.

Les matrices ont pour dimension $N \times N$, et leurs coefficients sont calculés (voir ci dessus) en fonction des valeurs de la teneur en eau au pas de temps t . Les vecteurs contiennent N éléments. Le vecteur contenant les valeurs de θ au temps $t + 1$ est inconnu. On voit que déterminer l'ensemble des valeurs de θ au pas de temps $t + 1$ revient à résoudre cette équation matricielle tridiagonale.

FIG. B.2 – Equation de Fokker-Planck discrétisée sur N niveaux verticaux et 2 pas de temps.

$$\begin{bmatrix} f_1 & g_1 & 0 & \dots & \dots & \dots & \dots & 0 \\ e_2 & f_2 & g_2 & 0 & \cdot & \cdot & \cdot & 0 \\ 0 & e_3 & f_3 & g_3 & 0 & \cdot & \cdot & 0 \\ \cdot & \cdot & \dots & \dots & \dots & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & e_i & f_i & g_i & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \dots & 0 \\ 0 & \cdot & \cdot & \cdot & 0 & e_{N-1} & f_{N-1} & g_{N-1} \\ 0 & \dots & \dots & \dots & \dots & 0 & e_N & f_N \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \theta_1^{t+1} \\ \theta_2^{t+1} \\ \dots \\ \theta_i^{t+1} \\ \dots \\ \theta_{N-1}^{t+1} \\ \theta_N^{t+1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} f'_1 & g'_1 & 0 & \dots & \dots & \dots & \dots & 0 \\ e'_2 & f'_2 & g'_2 & 0 & \cdot & \cdot & \cdot & 0 \\ 0 & e'_3 & f'_3 & g'_3 & 0 & \cdot & \cdot & 0 \\ \cdot & \cdot & \dots & \dots & \dots & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & e'_i & f'_i & g'_i & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \dots & \cdot \\ 0 & \cdot & \cdot & \cdot & 0 & e'_{N-1} & f'_{N-1} & g'_{N-1} \\ 0 & \dots & \dots & \dots & \dots & 0 & e'_N & f'_N \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \theta_1^t \\ \theta_2^t \\ \dots \\ \theta_i^t \\ \dots \\ \theta_{N-1}^t \\ \theta_N^t \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \Delta t(q_0 - \frac{b_1+b_2}{2}) \\ \Delta t(\frac{b_1-b_3}{2}) \\ \dots \\ \dots \\ \Delta t(\frac{b_{i-1}-b_{i+1}}{2}) \\ \dots \\ \Delta t(\frac{b_{N-2}-b_N}{2}) \\ \Delta t(\frac{b_{N-1}-b_N}{2}) \end{bmatrix}$$

Annexe C

Nouvelle version de SECHIBA : quelques équations discrétisées

C.1 Equations du mouvement

Pour décrire les mouvements de l'eau dans le sol, SECHIBA résout le système 3.19. Les deux équations de ce système peuvent se réduire à une équation :

$$\frac{\partial \theta(z, t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta(z, t)}{\partial z} - K(\theta) \right) - S \quad (\text{C.1})$$

Cette équation est l'équation de Fokker-Planck à laquelle on soustrait au membre de droite le terme S qui correspond à l'eau extraite du sol par les racines. L'annexe précédente montre l'expression de l'équation de Fokker-Planck discrétisée. Nous montrons ici l'expression de l'équation C.1 discrétisée selon la même méthode de différences finies que celle utilisée dans modèle de Dublin en annexe B. La méthode de linéarisation par morceaux, décrite dans l'annexe précédente, est utilisée dans SECHIBA pour approcher les fonctions non-linéaire de conductivité et diffusivité hydraulique. Dans SECHIBA, on divise l'intervalle $[\theta_r, \theta_s]$ en 100 intervalles fixes sur chacun desquels on définit une fonction linéaire de conductivité et de diffusivité. Cette méthode appliquée, comme nous le faisons sur un grand nombre d'intervalles, permet d'approcher remarquablement les fonctions hydrauliques. On note Tr_i le terme puits associé à la couche i du sol.

Pour $i = 2, N - 1$:

$$e_i \theta_{i-1}^{t+1} + f_i \theta_i^{t+1} + g_i \theta_{i+1}^{t+1} = e'_i \theta_{i-1}^t + f'_i \theta_i^t + g'_i \theta_{i+1}^t + \frac{b_{i-1} - b_{i+1}}{2} \Delta t - Tr_i \quad (\text{C.2})$$

Avec les coefficient $e_i, f_i, g_i, e'_i, f'_i, g'_i$ égaux à :

$$\begin{aligned}
 e_i &= \frac{\Delta Z_i}{8} - \frac{\omega}{2} \Delta t \left(\frac{D_i + D_{i-1}}{\Delta Z_i} + a_{i-1} \right) \\
 f_i &= \frac{3}{8} (\Delta Z_i + \Delta Z_{i+1}) + \frac{\omega}{2} \Delta t \left(\frac{D_i + D_{i-1}}{\Delta Z_i} + \frac{D_i + D_{i+1}}{\Delta Z_{i+1}} \right) \\
 g_i &= \frac{\Delta Z_{i+1}}{8} + \frac{\omega}{2} \Delta t \left(-\frac{D_i + D_{i+1}}{\Delta Z_{i+1}} + a_{i+1} \right) \\
 e'_i &= \frac{\Delta Z_i}{8} + \frac{1-\omega}{2} \Delta t \left(\frac{D_i + D_{i-1}}{\Delta Z_i} + a_{i-1} \right) \\
 f'_i &= \frac{3}{8} (\Delta Z_i + \Delta Z_{i+1}) - \frac{1-\omega}{2} \Delta t \left(\frac{D_i + D_{i-1}}{\Delta Z_i} + \frac{D_i + D_{i+1}}{\Delta Z_{i+1}} \right) \\
 g'_i &= \frac{\Delta Z_{i+1}}{8} + \frac{1-\omega}{2} \Delta t \left(\frac{D_i + D_{i+1}}{\Delta Z_{i+1}} - a_{i+1} \right)
 \end{aligned} \tag{C.3}$$

Pour $i = N$, et dans le cas d'une condition limite inférieure de drainage libre modulé par un coefficient de perméabilité (voir équation 3.20) :

$$e_N \theta_{N-1}^{t+1} + f_N \theta_N^{t+1} = e'_N \theta_{N-1}^t + f'_N \theta_N^t + \frac{b_{N-1} + b_N(1-2F_c)}{2} \Delta t - Tr_N \tag{C.4}$$

Avec :

$$\begin{aligned}
 e_N &= \frac{\Delta Z_N}{8} - \frac{\omega}{2} \Delta t \left(\frac{D_N + D_{N-1}}{\Delta Z_N} + a_{N-1} \right) \\
 f_N &= \frac{3}{8} \Delta Z_N + \frac{\omega}{2} \Delta t \left(\frac{D_N + D_{N-1}}{\Delta Z_N} - a_n(1 - 2F_c) \right) \\
 e'_N &= \frac{\Delta Z_N}{8} + \frac{1-\omega}{2} \Delta t \left(\frac{D_N + D_{N-1}}{\Delta Z_N} + a_{N-1} \right) \\
 f'_N &= \frac{3}{8} \Delta Z_N - \frac{1-\omega}{2} \Delta t \left(\frac{D_N + D_{N-1}}{\Delta Z_N} - a_N(1 - 2F_c) \right)
 \end{aligned} \tag{C.5}$$

Pour $i = 1$: Le flux $q_0 = P - E_{pot}$ est imposé par l'atmosphère :

$$f_1 \theta_1^{t+1} + g_1 \theta_2^{t+1} = f'_1 \theta_1^t + g'_1 \theta_2^t + (q_0 - \frac{b_1 + b_2}{2}) \Delta t \tag{C.6}$$

Avec :

$$\begin{aligned}
 f_1 &= \frac{3}{8} \Delta Z_2 + \frac{\omega}{2} \Delta t \left(\frac{D_1 + D_2}{\Delta Z_2} + a_1 \right) \\
 g_1 &= \frac{\Delta Z_2}{8} + \frac{\omega}{2} \Delta t \left(-\frac{D_1 + D_2}{\Delta Z_2} - a_2 \right) \\
 f'_1 &= \frac{3}{8} \Delta Z_2 - \frac{1-\omega}{2} \Delta t \left(\frac{D_1 + D_2}{\Delta Z_2} + a_1 \right) \\
 g'_1 &= \frac{\Delta Z_2}{8} + \frac{1-\omega}{2} \Delta t \left(\frac{D_1 + D_2}{\Delta Z_2} - a_2 \right)
 \end{aligned} \tag{C.7}$$

Pour la couche de surface on considère que l'extraction racinaire est nulle, le profil racinaire des plantes étant pris en compte à partir de la seconde couche de sol. Ce système présente les mêmes caractéristiques que s'il n'y avait pas de terme puits lié à la transpiration des plantes, et il se résout numériquement de la même façon. Son écriture matricielle est visible figure C.1

$$\begin{bmatrix} f_1 & g_1 & 0 & \dots & \dots & \dots & \dots & 0 \\ e_2 & f_2 & g_2 & 0 & \cdot & \cdot & \cdot & 0 \\ 0 & e_3 & f_3 & g_3 & 0 & \cdot & \cdot & 0 \\ \cdot & \cdot & \dots & \dots & \dots & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & e_i & f_i & g_i & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \dots & \dots & 0 \\ 0 & \cdot & \cdot & \cdot & 0 & e_{N-1} & f_{N-1} & g_{N-1} \\ 0 & \dots & \dots & \dots & \dots & 0 & e_N & f_N \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \theta_1^{t+1} \\ \theta_2^{t+1} \\ \dots \\ \theta_i^{t+1} \\ \dots \\ \theta_{N-1}^{t+1} \\ \theta_N^{t+1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} f'_1 & g'_1 & 0 & \dots & \dots & \dots & \dots & 0 \\ e'_2 & f'_2 & g'_2 & 0 & \cdot & \cdot & \cdot & 0 \\ 0 & e'_3 & f'_3 & g'_3 & 0 & \cdot & \cdot & 0 \\ \cdot & \cdot & \dots & \dots & \dots & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & e'_i & f'_i & g'_i & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \dots & \dots & \cdot \\ 0 & \cdot & \cdot & \cdot & 0 & e'_{N-1} & f'_{N-1} & g'_{N-1} \\ 0 & \dots & \dots & \dots & \dots & 0 & e'_N & f'_N \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \theta_1^t \\ \theta_2^t \\ \dots \\ \theta_i^t \\ \dots \\ \theta_{N-1}^t \\ \theta_N^t \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \Delta t(q_0 - \frac{b_1+b_2}{2}) - Tr_1 \\ \Delta t(\frac{b_1-b_3}{2}) - Tr_2 \\ \dots \\ \dots \\ \Delta t(\frac{b_{i-1}-b_{i+1}}{2}) - Tr_i \\ \dots \\ \dots \\ \Delta t(\frac{b_{N-2}-b_N}{2}) - Tr_{N-1} \\ \Delta t(\frac{b_{N-1}+b_N}{2}(1-F_c)) - Tr_N \end{bmatrix}$$

FIG. C.1 – Equations discrètes des mouvements de l'eau dans le sol résolue dans SECHIBA, sur N niveaux verticaux et 2 pas de temps.

C.2 Discrétisation du profil racinaire

L'expression du profil racinaire utilisée dans SECHIBA est

$$R(z) = e^{-cz} \quad (\text{C.8})$$

En discrétisant cette équation (voir figure C.2) on calcule le profil racinaire normalisé pour chaque couche de sol :

Pour $i=2,N$:

$$Nrac(i) = \frac{\int_{Z_i - \frac{\Delta Z_{i-1}}{2}}^{Z_i + \frac{\Delta Z_{i+1}}{2}} R(z) dz}{\int_{\frac{Z_2}{2}}^{Z_N} R(z) dz} \quad (\text{C.9})$$

Pour $i=1$, on considère que les racines ne contribuent pas à la transpiration des plantes. On choisit donc une quantité de racine normalisée nulle :

$$Nrac(i) = 0 \quad (\text{C.10})$$

Pour $i=N$:

$$Nrac(N) = \frac{\int_{Z_N - \frac{\Delta Z_{N-1}}{2}}^{Z_N} R(z) dz}{\int_{\frac{Z_2}{2}}^{Z_N} R(z) dz} \quad (\text{C.11})$$

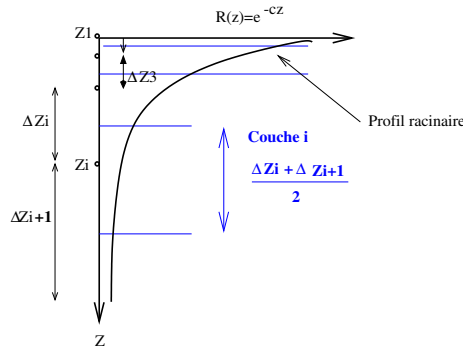


FIG. C.2 – Discrétisation du profil racinaire.

Le calcul de ces intégrales nous conduit à

$$\begin{cases} Nrac(1) = 0 \\ Nrac(i) = e^{-cZ_i} \frac{e^{(c\frac{\Delta Z_i}{2})} - e^{(-c\frac{\Delta Z_{i+1}}{2})}}{e^{(-c\frac{\Delta Z_2}{2})} - e^{(-cZ_N)}}, & i = 2, N-1 \\ Nrac(N) = e^{-cZ_N} \frac{e^{(c\frac{\Delta Z_N}{2})} - 1}{e^{(-c\frac{\Delta Z_2}{2})} - e^{(-cZ_N)}} \end{cases}$$

Avec, bien sûr : $\sum_{l=1}^{l=N} Nroot_l = 1$.

Annexe D

Stabilité numérique du modèle hydrologique

D.1 Stabilité numérique du modèle de Dublin

Le modèle de Dublin décrit les mouvements de l'eau dans le sol avec l'équation de Fokker-Planck 3.16, fortement non-linéaire. Sa non-linéarité est due aux fonctions de conductivité et diffusivité qui sont des fonctions puissances de la teneur en eau. Nous avons vu (annexe B et chapitre 3, section 3.3.1) que dans le schéma numérique du CWRR, l'équation de Fokker-Planck est résolue en linéarisant par morceaux les fonctions K et D . Cette simplification permet d'obtenir, pour chaque nœud du maillage une équation discrète quasi-linéaire par morceaux (annexe B).

Pour étudier la stabilité, il est courant de linéariser complètement le schéma numérique (Euvrard 1990). Cette méthode consiste dans le cas de l'équation de Fokker-Planck à considérer $D = \text{constante}$ et $K = a\theta + b$, sur l'ensemble des valeurs possibles de θ . Comme la discrétisation est une opération linéaire, on peut de façon équivalente linéariser d'abord puis discrétiser, ou le contraire (Euvrard 1990). Cela revient à remplacer dans le schéma discret de l'annexe B les $(D_i + D_{i+1})/2$ et $(D_i + D_{i-1})/2$ par D qui représente une valeur moyenne de la diffusivité au point considéré, les $(b_i + b_{i-1})/2$ et $(b_i + b_{i+1})/2$ par b , et les a_i, a_{i-1}, a_{i+1} par a . Nous étudions la stabilité du modèle de Dublin dans le cas d'un pas d'espace constant ΔZ .

L'équation discrète linéarisée de Fokker-Planck pour un point i s'écrit en partant des expressions :

$$W_i^{t+1} - W_i^t = \Delta t[\omega q_{i-1}^{t+1} + (1 - \omega)q_{i-1}^t] - \Delta t[\omega q_i^{t+1} + (1 - \omega)q_i^t] \quad (\text{D.1})$$

et

$$q_{i-1}^t = -D \frac{\theta_i^t - \theta_{i-1}^t}{\Delta Z_i} + a \frac{\theta_i^t + \theta_{i-1}^t}{2} + b \quad (\text{D.2})$$

Les $q_{i-1}^{t+1}, q_i^t, q_i^{t+1}$ se déduisent logiquement de l'expression de q_{i-1}^t . Ce qui conduit à :

$$\begin{aligned} \frac{\Delta Z}{8} (6\theta_i^{t+1} + \theta_{i-1}^{t+1} + \theta_{i+1}^{t+1} - 6\theta_i^t - \theta_{i-1}^t - \theta_{i+1}^t) = \\ \frac{\Delta t D}{\Delta Z} [\omega(\theta_{i-1}^{t+1} - 2\theta_i^{t+1} + \theta_{i+1}^{t+1}) + (1 - \omega)(\theta_{i-1}^t - 2\theta_i^t + \theta_{i+1}^t)] \\ + \Delta t a [\omega(\theta_{i-1}^{t+1} - \theta_{i+1}^{t+1}) + (1 - \omega)(\theta_{i-1}^t - \theta_{i+1}^t)] \end{aligned} \quad (\text{D.3})$$

On pose :

$$\begin{cases} M_1 = \frac{8\Delta t D}{(\Delta Z)^2} \\ M_2 = \frac{8\Delta t a}{\Delta Z} \end{cases} \quad (D.4)$$

Pour étudier la stabilité, on écrit l'erreur sur la teneur en eau au temps initial, et au temps t sous la forme d'une composante moyenne et d'une fluctuation :

$$\begin{aligned} \theta_i^0 &= \bar{\theta} e^{jk\Delta Z} \\ \theta_i^t &= \bar{\theta} e^{jk(i\Delta Z)} e^{\alpha(t\Delta t)} = \theta_i^{t-1} e^{\alpha t \Delta t} = A \theta_i^{t-1} \end{aligned} \quad (D.5)$$

où j est le nombre complexe défini par $j^2 = -1$, k est un nombre réel arbitraire, $\bar{\theta}$ est la valeur moyenne de l'erreur au temps initial. A est un nombre complexe qui est le facteur d'amplification (de l'erreur). Le schéma est stable quand le module de l'amplification est inférieur à 1.

En remplaçant dans l'équation discrète, et après quelques calculs, on obtient l'expression de A :

$$A = \frac{3 + \cos(k\Delta Z) + M_1(1 - \omega)(\cos(k\Delta Z) - 1) - jM_2(1 - \omega)\sin(k\Delta Z)}{3 + \cos(k\Delta Z) - M_1\omega(\cos(k\Delta Z) - 1) + jM_2\omega\sin(k\Delta Z)} \quad (D.6)$$

soit,

$$|A|^2 = 1 + \frac{(b_s^2 + c_s^2)(1 - 2\omega) + 2a_s b_s}{(a_s - \omega b_s)^2 + c_s^2 \omega^2} \quad (D.7)$$

avec

$$\begin{aligned} a_s &= 3 + \cos(k\Delta Z) \\ b_s &= M_1(\cos(k\Delta Z) - 1) \\ c_s &= M_2 \sin(k\Delta Z) \end{aligned}$$

On peut alors distinguer deux cas :

- Si $1 - 2\omega \leq 0$ alors $|A| \leq 1$. Le schéma est inconditionnellement stable.
- Si $1 - 2\omega > 0$ le schéma numérique est conditionnellement stable. Il faut

$$\Delta t < \frac{(\Delta Z)^2}{8D^2} \left(\frac{2D}{1 - 2\omega} - a\Delta Z \right) \quad (D.8)$$

pour que le schéma soit stable.

D.2 Stabilité numérique du modèle hydrologique de SECHIBA

La présence d'un terme puits lié à la transpiration des plantes dans SECHIBA modifie le calcul de stabilité. En procédant de la même façon que pour le modèle de Dublin dans la section précédente, on obtient comme facteur d'amplification pour SECHIBA :

$$|A|^2 = 1 + \frac{(b_s^2 + c_s^2)(1 - 2\omega) + 2a_s b_s - P(2a_s + 2b_s(1 - \omega) - P)}{(a_s - \omega b_s)^2 + c_s^2 \omega^2} \quad (D.9)$$

Où a_s, b_s, c_s sont définis dans la section précédente, et $P = 8Tr_i/\Delta Z$. La condition de stabilité $|A| \leq 1$ s'écrit :

$$(b_s^2 + c_s^2)(1 - 2\omega) + 2a_s b_s - P(2a_s + 2b_s(1 - \omega) - P) \leq 0 \quad (\text{D.10})$$

Le terme puits intervient, et la seule indication que l'on ait à son sujet est le fait qu'il est borné par les valeurs limites de contenu en eau de la couche considérée : $0 \leq Tr_i \leq W_{sat}$, avec $W_{sat} = \Delta Z \theta_s$.

L'étude de stabilité du modèle de Dublin nous a montré que $(b_s^2 + c_s^2)(1 - 2\omega) + 2a_s b_s \leq 0$ pour $\omega \geq 0.5$. On cherche les valeurs de ω pour lesquelles $-P(2a_s + 2b_s(1 - \omega) - P) \leq 0$.

Nous concluons après quelques calculs que :

- Si $1 - \omega \leq 0$, $|A| \leq 1$, et le schéma est numériquement stable.
- Si $1 - \omega > 0$, le schéma est conditionnellement stable. La complexité du problème ne nous permet pas de déterminer la condition de stabilité de façon rigoureuse.

Cette étude de stabilité nous indique qu'une valeur de $\omega \geq 1$ est suffisante à la stabilité numérique inconditionnelle du schéma hydrologique de SECHIBA.

Cette condition est d'une importance capitale puisqu'elle nous permet de choisir les résolutions spatio-temporelles sur laquelle le modèle travaille, tout en assurant sa stabilité numérique.

Informations concernant le temps de calcul numérique

L'utilisation de la nouvelle version de SECHIBA dans le modèle de circulation générale conduit à augmenter d'environ 10 % le temps de calcul consommé par celui-ci. Ce coût est accru de 5 % lorsque la variabilité sous-maille de la texture du sol est prise en compte. Ces valeurs correspondent à une version de validation, dont le coût peut encore être réduit en optimisant le code numérique.

Annexe E

Le calcul de l'évaporation

E.1 De la formulation de Budyko (1956) à celle de Penman (1948)

Comme nous l'avons expliqué dans le chapitre 5, l'évaporation potentielle est définie par Budyko, en fonction de la température T_w :

$$E_{pot} = \frac{\rho}{r_a}(q_{sat}(T_w) - q_a) \quad (\text{E.1})$$

Où T_w vérifie l'équation de bilan d'énergie 1.2. Cette équation peut être exprimée, en écrivant T_s comme un développement de T_a , par :

$$(1 - \alpha_s)R_s + \epsilon R_{atm} - 4\epsilon\sigma T_s^4 - G = \frac{\rho}{r_a}C_p(T_w - T_a) + \frac{\rho}{r_a}L(q_{sat}(T_w) - q_a) \quad (\text{E.2})$$

T_w est donc la température qu'aurait le sol s'il avait évaporé au taux potentiel. Budyko calcule l'évaporation en fonction de l'évaporation potentielle et du coefficient d'aridité :

$$E = \beta_w E_{pot}(T_w) \quad (\text{E.3})$$

Dans cette annexe, il est montré que l'évaporation potentielle définie par Budyko est égale à l'évaporation à partir d'une flaque d'eau de Penman (1948).

En regroupant les termes de gauche de l'équation de bilan radiatif (équation E.2), on obtient :

$$R_n - G = H + LE_{pot} \quad (\text{E.4})$$

avec :

$$R_n = (1 - \alpha_s)R_s + \epsilon R_{atm} - 4\epsilon\sigma T_s^4 \quad (\text{E.5})$$

$$LE_{pot} = \frac{\rho}{r_a}L(q_{sat}(T_w) - q_a)$$

$$H = \frac{\rho}{r_a}C_p(T_w - T_a)$$

Un développement limité de $q_{sat}(T_w)$ autour de T_a donne :

$$q_{sat}(T_w) = q_{sat}(T_a) + \frac{\partial q_{sat}(T_a)}{\partial T}(T_w - T_a)$$

En utilisant le fait que $C_E \|\vec{V}\| = 1/r_a$ (voir chapitre 1), on peut écrire :

$$LE_{pot} = L\rho C_E \|\vec{V}\| \frac{\partial q_{sat}(T_a)}{\partial T} (T_w - T_a) + LEa$$

avec

$$LEa = L\rho C_E \|\vec{V}\| (q_{sat}(T_a) - q_a)$$

On pose

$$s = \frac{\partial q_{sat}(T_a)}{\partial T} \quad (E.6)$$

et

$$\gamma = \frac{C_p}{L}$$

qui permettent d'exprimer le flux de chaleur latente potentielle :

$$LE_{pot} = \frac{s}{\gamma} \rho C_E C_p \|\vec{V}\| (T_w - T_a) + LEa$$

ou encore

$$LE_{pot} = \frac{s}{\gamma} H + LEa$$

En remplaçant dans le bilan d'énergie E.4, on obtient, après quelques calculs, une expression du flux de chaleur latente potentielle équivalente à celle de la formulation de Penman (1948) (si l'on considère le flux thermique dans le sol G négligeable) :

$$LE_{pot} = \frac{R_n - G}{\gamma + s} s + \frac{\gamma}{\gamma + s} LEa \quad (E.7)$$

E.2 Evaluation, d'après Milly (1992), de l'erreur commise sur le calcul de l'évaporation potentielle

Nous avons vu dans le chapitre 5 que les MCG utilisent une formulation de l'évaporation potentielle qui est différente de celle de Penman. En effet, ils la définissent par :

$$E_{pot} = \frac{\rho}{r_a} (q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (E.8)$$

où la température T_s vérifie le bilan d'énergie en surface défini au chapitre 1 par l'équation 1.2 :

$$(1 - \alpha_s)R_s + \epsilon R_{atm} - 4\epsilon\sigma T_s^4 - G = \frac{\rho}{r_a} C_p (T_s - T_a) + \beta_s \frac{\rho}{r_a} L (q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (E.9)$$

A partir de cette équation, on peut exprimer la température de surface T_s . En partant du développement limité :

$$q_{sat}(T_s) = q_{sat}(T_a) + s(T_s - T_a)$$

où s est défini en équation E.6.

En utilisant la définition de R_n définie en équation E.5, le bilan d'énergie s'écrit :

$$R_n - G = \frac{\rho}{r_a} C_p (T_w - T_a) + L\beta_s \frac{\rho}{r_a} s (T_s - T_a) + L\frac{\rho}{r_a} \beta_s (q_{sat}(T_a) - q_a) \quad (E.10)$$

Il s'en déduit la température de surface T_s :

$$T_s = T_a + \frac{Rn - G - \frac{L\rho}{r_a}\beta_s(q_{sat}(T_a) - q_a)}{4\epsilon\sigma T_a^3 + \beta_s \frac{L\rho}{r_a}s + \frac{\rho C_p}{r_a}} \quad (\text{E.11})$$

En remplaçant dans l'expression de l'évaporation potentielle (équation E.8), on trouve :

$$E_{pot}(T_s) = \frac{s(Rn - G) + (q_{sat}(T_a) - q_a)[4\epsilon\sigma T_a^3 + \frac{\rho C_p}{r_a}]}{4\epsilon\sigma T_a^3 \frac{r_a}{\rho} + \beta_s Ls + C_p} \quad (\text{E.12})$$

Selon le même procédé, on trouve pour la température virtuelle :

$$E_{pot}(T_w) = \frac{s(Rn - G) + (q_{sat}(T_a) - q_a)[4\epsilon\sigma T_a^3 + \frac{\rho C_p}{r_a}]}{4\epsilon\sigma T_a^3 \frac{r_a}{\rho} + Ls + C_p} \quad (\text{E.13})$$

Ces relations permettent de calculer, et de corriger, l'erreur commise dans les MCG, lorsque la température réelle, au lieu de la température virtuelle, est utilisée pour déterminer l'évaporation potentielle :

$$\frac{E_{pot}(T_s) - E_{pot}(T_w)}{E_{pot}(T_w)} = \frac{\frac{Lr_a}{\rho}(1 - \beta_s)}{4\epsilon\sigma T_a^3 + \frac{L\rho}{r_a}s\beta_s + \frac{C_p\rho}{r_a}} \quad (\text{E.14})$$

On peut aisément en déduire une relation entre $E_{pot}(T_w)$ et $E_{pot}(T_s)$. La simulation SOIL1b décrite en chapitre 5 utilise cette relation pour calculer l'évaporation potentielle en accord avec la formulation de Penman (1948) sur les surfaces de sol nu.

Références bibliographiques

- Akpo, L., 1992 : *Influence du couvert ligneux sur la structure et le fonctionnement de la strate herbacée en milieu Sahélien*. Thèse de doctorat, ORSTOM, Collection séminaire et thèse, Paris, 174p.
- Anderson, E., J. Pailleux, J. N. Thépaut, J. R. Eyre, A. P. McNally, G. A. Kelly, and P. Courtier, 1994 : Use of cloud-cleared radiances in three/four-dimensional variational data assimilation. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **120**,627–653.
- André, J., J. Goutorbe, A. Perrier, F. Becker, P. Bessemoulin, P. Bougeault, Y. Brunet, W. Brutsaert, T. Carlson, R. Cuenca, J. Gash, J. Gelpe, P. Hilderbrand, J. P. Lagouarde, C. Lloyd, L. Mahrt, P. Mascart, C. Mazudier, J. Noilhan, C. Ottlé, M. Payen, T. Phulpin, R. Stull, J. Shuttleworth, T. Schmugge, O. Taconet, C. Tarrieu, R. Thepenier, C. Velencogne, D. Vidal-Madjar, and A. Weill, 1988 : Evaporation over land-surfaces : first results from HAPEX-MOBILHY special observing period. *Ann. Geophys.*, **6** (5),477–492.
- Arakawa, A., 1972 : *Design of the UCLA general circulation model. Numerical simulation of weather and climate. Tech. Rep. n0 7*. Dpt. Meteorology, University of California, L. A.
- Aslyng, H. C., 1963 : Soil physics terminology. *Inter. Soc. of Soil Sci.*, pp. Bull. 23, p7.
- Avissar, R., and R. A. Pielke, 1989 : A parameterization of heterogeneous land surfaces for atmospheric numerical models. *Mon. Weather. Rev.*, **117**,2113–2136.
- Baumgartner, A., and E. Reichel, 1975 : *The world water balance*. R. Oldenbourg, Munich.
- Berlyand, M., 1961 : The distribution of solar radiation on continents. (in russian). *Gidrometeoizdat, Leningrad*, p. 435.
- Betts, A. K., P. Viterbo, and A. Beljaars, 1998 : Comparison of the land-surface interaction in the ECMWF reanalysis model with the 1987 FIFE data. *Mon. Weather. Rev.*, **126**,186–198.
- Betts, R., P. Cox, S. Lee, and F. Woodward, 1997 : Contrasting physiological and structural vegetation feedbacks in climate change simulations. *Nature*, **387**,796–799.
- Blyth, E., and C. Daamen, 1997 : The accuracy of simple soil water models in climate forecasting. *Hydrology and Earth System Sciences*, **1** (2),241–248.
- Bonan, G., B., 1996 : Sensitivity of a GCM simulation to subgrid infiltration and surface runoff. *Climate Dyn.*, **12**,279–285.
- Bonan, G. B., 1995 : Sensitivity of a GCM simulation to inclusion of inland water surfaces. *J. Climate.*, **8**,2691–2704.
- Bonan, G. B., D. Pollard, and S. L. Thompson, 1993 : Influence of subgrid-scale heterogeneity in leaf area index, stomatal resistance, and soil moisture on grid-scale land-atmosphere interactions. *J. Climate.*, **6**,1882–1897.
- Bony, S., H. LeTreut, J. Duvel, and K. R., 1992 : Satellite validation of GCM-simulated annual cycle of the earth radiation budget and cloud forcing. *J. Geophys. Res.*, **97**,18,061–18,081.

- Brandyk, T., J. C. I. Dooge, and J. P. O'Kane, 1985 : *Mouvement of soil moisture. The role of soil moisture in climate modelling*. EEC/NBST Proj. CLI-038-Eir(H). Civil Eng. Dpt. Univ. Coll. Dublin.
- Braud, I., A. Dantas-Antonio, M. Vauclin, J. Thony, and P. Ruelle, 1995 : A simple soil-plant-atmosphere transfert model (SiSPAT) development and field verification. *J. Hydrol.*, **166**,213–250.
- Brooks, R. H., and A. T. Corey, 1964 : *Hydraulic properties of porous media*. Hydrol. Pap. 3, Colo. State Univ., Fort Collins.
- Bruen, M., 1997 : *Sensitivity of hydrological processes at the land-atmosphere interface*. Sweeney, J. (ed.) Proc. Royal Irish Academy. International Geosphere-Biosphere Programme Symposium on Global change and the Irish Environment. Publ : Maynooth.
- Brutsaert, W., 1966 : Probability laws for pore size distributions. *Soil Sci.*, **101**,85–92.
- Brutsaert, W., 1975 : On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resour. Res.*, **11**(2),742–744.
- Brutsaert, W., 1986 : Catchment-scale evaporation and the atmospheric boundary layer. *Water Resour. Res.*, **22**,39–45.
- Brutsaert, W. H., 1982 : *Evaporation into the atmosphere*. D. Reidel publishing Company.
- Buckingham, E., 1907 : *Studies on the movement of soil moisture*. U.S. Dept. Agric. Bur. Soils.
- Budyko, M. I., 1956 : *Heat Balance of the Earth surface (in Rus.)*. Gidrometeoizdat,255pp.
- Budyko, M. I., 1978 : *Climatic change*. Gribbin, J., Cambridge University press.
- Burdine, N. T., 1953 : Relative permeability calculations from pore size distribution data. *Trans. AM. Inst. Min. Metall Pet. Eng.*, **198**,71–78.
- Calvet, J. C., J. Noilhan, and P. Bessemoulin, 1998 : Retriving the root-zone soil moisture from surface soil moisture or temperature estimates : a feasibility study based on field measurements. *J. Appl. Meteorol.*, **37**,371–386.
- Canadell, J., R. B. Jackson, J. R. Ehleringer, H. A. Mooney, O. E. Sala, and E. Schulze, 1996 : Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. *Oecologia*, **108**,583–595.
- Carsel, R. F., and R. S. Parrish, 1988 : Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water resour. res.*, pp. 755–769.
- Carsel, R. F., R. S. Parrish, R. L. Jones, J. L. Hansen, and R. L. Lamb, 1988 : Characterizing the uncertainty of pesticide movement in agricultural soils. *J. Contam. Hydrol.*, **2**,111–124.
- Celia, M., and E. Bouloutas, 1990 : A general mass-conservative numerical solution for the unsaturated flow equation. *Water Resource Research*, **26** (7),1483–1496.
- Chahine, M., T., 1992 : The hydrological cycle and its influence on climate. *Nature*, **359**,373–380.
- Chalita, S., and H. Le Treut, 1994 : The albedo of temperate and boreal forest and the northern hemisphere climate: A sensitivity experiment using the LMD AGCM. *Climate Dyn.*, **10**,231–240.
- Chen, T., A. Henderson Sellers, P. Milly, A. Pitman, AJ. Beljaars, J. Polcher, F. Abramopoulos, A. Boone, S. Chang, F. Chen, C. Dai, Y. Desborough, R. Dickinson, L. E. M. Dumenil, J. Garratt, N. Gedney, Y. Gusev, J. Kim, R. Koster, E. Kowalczyk, K. Laval, J. Lean, D. Lettenmaier, X. Liang, and et al., 1997 : Cabauw experimental results from the project for intercomparison of land-surface parametrizations schemes (PILPS). *J. Climate.*, **10**,1194–1215.
- Choisnel, E., 1977 : Le bilan d'énergie et le bilan hydrique du sol. *La Météorologie*, **6** (11),103–133.
- Choisnel, E., S. V. Jourdain, and C. J. Jacquart, 1995 : Climatological evaluation of some fluxes of the surface energy and soil water balances over france. *Ann. Geophys.*, **13**,666–674.

- Ciret, C., J. Polcher, and X. Le Roux, 1999 : An approach to simulate the phenology of savanna ecosystems in the lmd general circulation model. *Global Biogeochemical Cycles*, **in press**.
- Clapp, R. B., and G. M. Hornberger, 1978 : Empirical equation for some soil hydraulic properties. *water resour. res.*, **14**,601–60.
- Claussen, M., 1994 : On coupling global biome models with climate models. *Climate Research*, **4**,203–221.
- Codron, F., and R. Sadourny, 1999 : A modified water vapor advection scheme limiting orographic precipitation. *en prép.*
- Conover, W., 1980 : *Practical Nonparametric Statistics, 2ed.* John Wiley & Sons, New York.
- Cosby, B. J., G. M. Hornberger, R. B. Clapp, and T. R. Ginn, 1984 : A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water resour. res.*, **20**,682–690.
- Cox, P., R. Betts, C. Bunton, R. Essery, P. Rowntree, and J. Smith, 1999 : The impact of a new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity. *Climate Dyn.*, **15**,183–203.
- Cuenca, R. H., 1996 : Impact of soil water property parameterization on atmospheric boundary layer simulation. *J. Geophys. Res.*, **101**,7269–7277.
- Darcy, H., 1856 : *Les fontaines publiques de la ville de Dijon*, P. Dalmont, Ed.
- de Noblet, N., C. Prentice, S. Joussaume, D. Texier, A. Botta, and A. Haxeltine, 1996 : Possible role of atmosphere-biosphere interactions in triggering the last glaciation. *Geophy. Res. Letters*, **23**,3191–3194.
- de Rosnay, P., and J. Polcher, 1996 : A parameterisation of sub-grid-scale variability of hydrology linked to vegetation: a multicolunm hydrological soil model. *Second International Scientific Conference on the Global Energy and Water Cycle Experiment.*, pp. 449–450.
- de Rosnay, P., and J. Polcher, 1998 : Modelling root water uptake in a complex land surface scheme coupled to a GCM. *Hydrology and Earth System Sciences*, **2 (2-3)**,239–255.
- de Vries, D., 1975 : Heat transfert in soils. heat and mass tranfer in the biosphere. part1: Transfert processes in the plant environment. *Eds.*, Wiley.
- Deardorff, J. W., 1977 : A parametrization of ground-surface moisture content for use in atmospheric prediction models. *J. Appl. Meteorol.*, **16**,1182–1185.
- Deardorff, J. W., 1978 : Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, wit h inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, **83**,1889–1903.
- Delworth, T. L., and S. Manabe, 1988 : The influence of potential evaporation on the variabilities of simulated soil wetness and climate. *J. Climate.*, **1**,523–547.
- Desborough, C. E., 1997 : The impact of root weighting on the response of transpiration to moisture stress in land surface schemes. *Mon. Weather. Rev.*, **125**,1920–1930.
- Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers, P. J. Kennedy, and M. F. Wilson, 1993 : Biosphere-atmosphere transfert scheme (bats), version 1e as coupled to the near community climate model. *Tech. note NCAR/TN-387+STR*,72pp.
- Dooge, J., M. Bruen, and A. Dowley, 1993 : *Final report on EU funded (PL890016 EPOCH) project on Spatial Variability of Land Surface Processes : SLAPS*. Centre for Water Resources Research, University College, Dublin.
- Ducharne, A., 1997 : *Le cycle de l'eau : modélisation de l'hydrologie continentale, étude de ses interactions avec le climat*. Thèse de doctorat de l'université Paris 6.

- Ducharne, A., K. Laval, and J. Polcher, 1997 : Sensitivity of the hydrological cycle to the parameterization of soil hydrology in a GCM. *Climate Dyn.*, **14**,307–327.
- Duchaufour, P., 1997 : *Abrégé de pédologie. Sol, Végétation, environnement*. Masson.
- Ducoudré, N., K. Laval, and A. Perrier, 1993 : SECHIBA, a new set of parametrizations of the hydrologic exchanges at the land/atmosphere interface within the LMD atmospheric general circulation model. *J. Climate.*, **6**,248–273.
- Dümenil, L., and E. Todini, 1992 : A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model. *Advances in theoretical Hydrological Hydrology, A tribute to James Dooge*, V. 1 of *European Geophysical Society Series or Hydrological Sciences*, J. O’Kane, Ed., pp. 129–157. Elsevier.
- Dunne, K. A., and C. J. Willmott, 1996 : Global distribution of plant-extractable water capacity of soil. *Int. J. of Climatol.*, **16**,841–859.
- Entekhabi, D., and P. Eagleson, 1989 : Land surface hydrology parametrization for atmospheric general circulation models including subgrid scale spatial variability. *J. Climate.*, **2**,32–46.
- Euvrard, D., 1990 : *Résolution numérique des équations aux dérivées partielles*, p. 160. Masson.
- Feddes, R. A., 1981 : Water use models for assessing root zone modification. *Modifying the plant root environment.*, pp. 4:347–390. ASAE, St. Joseph, Monogr.
- Feddes, R. A., R. W. R. Koopmans, and J. C. Van Dam, 1997 : Dpt. of env. sci. - sub-dpt. water resources. *Agrohydrology*. Landbouwniversiteit Wageningen.
- Food, and A. Organization, 1978 : Soil map of the world, scale 1 : 5 000 000. *United Nations volumes I-X, United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization, 1970-78, Paris*.
- Foster, J., G. Liston, R. Koster, R. Essery, H. Behr, L. Dumenil, D. Verseghy, S. Thompson, D. Pollard, and J. Cohen, 1996 : Snow cover and snow mass intercomparisons of general circulation models and remotely sensed datasets. *J. Climate.*, **9**,409–426.
- Fuentes, C., R. Haverkamp, and J. Parlange, 1992 : Parameter constraints on closed-form soilwater relationships. *J. Hydrol.*, **134**,117–142.
- Gale, M. R., and D. F. Grigal, 1987 : Vertical root distribution of northern tree species in relation to successional status. *Can. J. For. Res.*, **17**,829–834.
- Gardner, W. R., 1958 : Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.*, **85**,228–232.
- Gardner, W. R., 1960 : Dynamic aspects of water availability to plants. *Soil Sci.*, **89**,63–73.
- Gash, J., C. Nobre, J. Roberts, and R. Victoria, 1996 : *Amazonian Deforestation and Climate*. John Wiley & Sons, Baffins Lane, Chichester, Western Sussex PO19 1UD, England.
- Goutorbe, J.-P., J. Noilhan, R. Cuenca, and C. Valancogne, 1989 : Hapex-sahel: a large-scale study of land-atmosphere interactions in semi-arid tropics. *Ann. Geophys.*, **7**,415–426.
- Goutorbe, J. P., and C. Tarrieu, 1991 : Hapex-mobilhy data base. *Schmugge and Andre (Ed.)*, pp. 403–410. Springer, Berlin.
- Green, W. H., and G. A. Ampt, 1911 : Studies in soil physics, i: the flow of air and water through soils. *J. Agric. Sci.*, **4**,1–24.
- Grouzis, M., 1988 : *Structure, productivité et dynamique des systemes écologiques Sahéliens*. Mare d’Oursi, Burkina Faso. Thèse de doctorat, ORSTOM, Collection seminaire et thèse, Paris, 182p.
- Hansen, J., G. Russel, D. Rind, P. Stone, A. Lacis, S. Lebedeff, R. Ruedy, and L. Travis, 1983 : Efficient three-dimensional global models for climate studies: Models I and II. *Mon. Weather. Rev.*, **111**,609–662.

- Haverkamp, R., and M. Vauclin, 1979 : A note on estimating finite difference interblock hydraulic conductivity values for transient unsaturated flow problems. *Water resour. res.*, **15**,181–187.
- Henderson-Sellers, A., 1996 : Soil moisture simulation: Achievements of the RICE and PILPS inter-comparison workshop and future directions. *Global and Planetary change.*, **13**,99–115.
- Henderson-Sellers, A., A. Pitman, P. Love, P. Irannejad, and T. Chen, 1995 : The project for inter-comparison of land-surface parametrization schemes (PILPS): Phase 2 and 3. *Bull. Amer. Meteo. Soc.*, **76**,489–503.
- Henning, D., 1989 : *Atlas of the Surface Heat Balance of the Continent*. Gebruder Brontager-Berlin.
- Hillel, D., 1980 : *Fundamentals of soil physics*. Acad. Press New York.
- Hillel, D., 1988 : *L'Eau et le Sol Principes et processus Physiques*. pedasup-Université catholique de Louvain.
- Hodnett, M., M. Oyama, J. Tomasella, and A. d. O. Marques Filho, 1996a : Comparisons of long-term soil water storage behaviour under pasture and forest in three areas of Amazonia. *Amazonian Deforestation and Climate*, pp. 57–77. John Wiley & Sons.
- Hodnett, M., J. Tomasella, A. d. O. Marques Filho, and M. Oyama, 1996b : Deep soil water uptake by forest and pasture in central Amazonia: prediction from long-term daily rainfall data using a simple water balance model. *Amazonian Deforestation and Climate*, pp. 79–99. John Wiley & Sons.
- Hulme, M., 1992 : A 1951-80 global land precipitation climatology for the evaluation of general circulation models. *Climate Dyn.*, **7**,57–72.
- Idso, S., 1981 : A set of equations for full spectrum and 8-14 μ m and 10.5-12.5 μ m thermal radiations from cloudless skies. *Water Resource Research*, **17**(1),295–304.
- Jackson, R. B., J. Canadell, J. R. Ehleringer, H. A. Mooney, O. E. Sala, and E. Schulze, 1996 : A global analysis of root distributions for terrestrial biomes. *Oecologia*, **108**,389–411.
- Jarvis, P. G., 1976 : The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the fields. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser B*, **273**,593–610.
- Johnson, K. D., D. Entekhabi, and P. Eagleson, 1993 : The implementation and validation of improved land-surface hydrology in an atmospheric general circulation model. *J. Climate.*, **6**,1009–1026.
- Kalisz, P. J., R. W. Zimmerman, and R. N. Muller, 1987 : Root density, abundance, and distribution in the mixed mesophytic forest of eastern kentucky. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **51**,220–225.
- Kerr, Y., and J. Wigneron, 1994 : Vegetation models and observations. a review. *ESA/NASA Internat. Workshop*, pp. 317–344.
- Kerr, Y. o., 1998 : Soil Moisture and Ocean Salinity SMOS. *The Living Planet Programme Earth Explorer Opportunity Missions*. Project submitted to ESA.
- Korzun, V. I., A. A. Sokolov, and M. I. Budyko, 1974 : *World water balance and water resources of the earth*. Hydrometeorological publishing house, Leningrad.
- Koster, R. D., and M. J. Suarez, 1992 : Modeling the land surface boundary in climate models as a composite of independant vegetation stands. *J. Geophys. Res.*, **97**,2697–2715.
- Kowalczyk, E. A., J. Garrat, and P. Krummel, 1991 : A soil-canopy scheme for use in numerical model of the atmosphere-1d stand alone model. *CSIRO, DAR Tech. pap.*, **23**, p. 56pp.
- Laval, K., 1988 : Land surface processes. *Physically-based modeling and simulation of climatic change- part1*, ed: **M.E. Schesinger**, **Kluwer academic publishers**,285–306.
- Laval, K., and L. Picon, 1986 : Effect of a change of the surface albedo of the Sahel on climate. *J. Atmos. Sci.*, **43**,2418–2429.

- Le Roux, X., 1995 : *Etude et modélisation des échanges d'eau et d'énergie sol-végétation-atmosphère dans une savane humide (Lamto, Cote d'Ivoire)*. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 203pp.
- Le Treut, H., and Z.-X. Li, 1991 : Sensitivity of an atmospheric general circulation model to prescribed SST changes: Feedback effects associated with the simulation of cloud optical properties. *Climate Dyn.*, **5**,175–187.
- Legates, D., and C. Willmott, 1990 : Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation. *Int. J. of Climatol.*, **10**,1578–1591.
- Lvovitch, M. I., 1973 : The global water balance. *Trans. AM. Geophys. Un. (U.S.-IHD Bulletin, N23)*, **54**,28–42.
- Maidment, D. R., 1992 : *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill, INC.
- Manabe, S., 1969 : Climate and the ocean circulation 1. the atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Mon. Weather. Rev.*, **97**,739–774.
- Mc Cumber, M., and R. Pielke, 1981 : Simulation of the effect of surface fluxes of heat and moisture in mesoscale numerical model. 1. soil layer. *J. Geophys. Res.*, **86C**,9929–9938.
- Milly, P. C. D., 1992 : Potential evaporation and soil moisture in General Circulation Models. *J. Climate.*, **5**,209–226.
- Milly, P. C. D., and K. A. Dunne, 1994 : Sensitivity of the global water cycle to the water-holding capacity of land. *J. Climate.*, **7**,506–526.
- Mintz, Y., 1984 : The sensitivity of numerically simulated climates to land-surface boundary conditions. *The Global Climate*, J. Houghton, Ed., pp. 79–105. Cambridge University Press.
- Mitchell, J. B. F., and D. A. Warrilow, 1987 : Summer dryness in northern mid-latitudes due to increased CO₂. *Nature*, **320**,238–240.
- Molz, F. J., 1981 : Models of water transport in the soil-plant system. a review. *Water resour. res.*, pp. 17 : 1245–1260.
- Mualem, Y., 1976 : A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water resour. res.*, **12**,513–522.
- Nepstad, D. C., C. R. Carvalho, E. A. Davidson, P. H. Jipp, P. A. Lefebvre, G. H. Negrelros, E. D. da Silva, S. E. Stone, T. A. and Trumbore, and S. Vieira, 1994 : The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of amazonian forests and pastures. *Nature*, **372**,666–669.
- Noilhan, J., and S. Planton, 1989 : A simple parameterization of land surface fluxes processes for meteorological models. *Mon. Weather. Rev.*, **117**,536–549.
- Ottlé, C., and D. Vidal-Madjar, 1994 : Assimilation of soil moisture inferred from infrared remote sensing in a hydrological model over the HAPEX-MOBILHY region. *J. Hydrol.*, **158**,241–264.
- Peixoto, J., and A. Oort, 1992 : *Physics of Climate*. American Institute of physics, New York, 520 pp.
- Penman, H. L., 1948 : Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. London*, **A193**,120–145.
- Perrier, A., 1975 : Etude physique de l'évaporation dans les conditions naturelles. *Annales Agronomiques*, **26**,105–123, 229–243.
- Personne, E., 1998 : *Modélisation de la variabilité spatio-temporelle du continuum sol-plante-atmosphère*. Thèse de doctorat, Ecole doctorale sciences de l'environnement, INAPG.
- Pitman, A., A. Henderson-Sellers, F. Abramopoulos, R. Avissar, G. Bonan, A. Boone, J. Cogley, R. Dickinson, M. Ek, D. Entekhabi, J. Famiglietti, J. Garratt, M. Frech, A. Hahmann, R. Koster,

- E. Kowalczyk, K. Laval, L. Lean, T. Lee, D. Lettenmaier, X. Liang, J.-F. Mahfouf, L. Mahrt, C. Milly, K. Mitchell, N. de Noblet, J. Noilhan, H. Pan, R. Pielke, A. Robock, C. Rosenzweig, S. Running, A. Schlosser, R. Scott, M. Suarez, S. Thompson, D. Verseghy, P. Wetzel, E. Wood, Y. Xue, Z.-L. Yang, and L. Zhang, 1993 : Results from the off-line Control Simulation Phase of the Project for Intercomparison of Land surface Parameterisation Schemes (PILPS). *GEWEX Tech. Note, IGPO Publ. Series*, 7, p. 47pp.
- Pitman, A., Z.-L. Yang, J. Cogley, and A. Henderson-Sellers, 1991 : Description of bare essentials of surface transfer for the bureau of meteorology research center AGCM. BMRC Research Report 32, Bureau Meteorology Research Center, Melbourne, Australia.
- Polcher, J., 1994 : *Etude de la sensibilité du climat tropical à la déforestation*. Thèse de doctorat, Université Pierre et marie Curie, Paris VI, 185pp.
- Polcher, J., J. Crossley, C. Bunton, H. Douville, N. Gedney, L. K., S. Planton, P. Rowntree, and P. Valdes, 1998a : Importance of land-surface processes for the uncertainties of climate change : A european project. *GEWEX News*, 8, 11–13.
- Polcher, J., and K. Laval, 1994 : A statistical study of regional impact of deforestation on climate of the LMD-GCM. *Climate Dyn.*, 10, 205–219.
- Polcher, J., B. McAvaney, P. Viterbo, M.-A. Gaertner, A. Hahmann, J.-F. Mahfouf, J. Noilhan, T. Phillips, A. Pitman, C. Schlosser, J.-P. Schulz, B. Timbal, D. Verseghy, and X. Y., 1998b : A proposal for a general interface between land-surface schemes and general circulation models. *Global and Planetary change.*, 19, 263–278.
- Pontailleur, J., J. Nizinski, and B. Saugier, 1988 : Bilan de l'eau et de l'évapotranspiration de forêts feuillues. *Etudes sur les transferts d'eau dans le système sol-plante-atmosphère*, pp. 329–355. Calvet Editeur.
- Prentice, I., W. Cramer, S. Harrison, R. Leemans, R. Monserud, and A. Solomon, 1992 : A global biome model based on plante physiology and dominance, soil properties and climate. *J. of Biogeography*, 19, 117–134.
- Rawls, W., D. L. Brakensiek, and K. E. Saxton, 1982 : Estimation of soil water properties. *Trans. American Soc. Agric. Eng.*, pp. 1316–1320.
- Rawls, W., P. Yates, and L. Asmussen, 1976 : Calibration of selected infiltration equations for the Georgia Coastal Plain. *Rep. USDA-ARS-S. Agric Res. Serv. Beltsville Md 113*, p. 110.
- Richards, L. A., 1931 : *Capillary conduction of liquids in porous medium*. Physics 1.
- Robinson, D., K. Dewey, and R. Heim, 1993 : Global snow cover monitoring: an update. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 74, 1689–1696.
- Robock, A., C. A. Schlosser, K. Y. Vinnikov, N. A. Speranskaya, and J. K. Entin, 1997 : Evaluation of AMIP soil moisture simulations. *Global and Planetary change*. (in press).
- Robock, A., K. Y. Vinnikov, and A. Schlosser, 1995 : Use of midlatitude soil moisture and meteorological observations to validate soil moisture simulations with biosphere and bucket models. *J. Climate.*, 8, 15, 35.
- Rowntree, P. R., 1995 : the water budget of middle latitude continental regions. a modelling and observational study. Technical report, Hadley Centre Climate research technical note CRNT 59, Hadley Centre, Meteorological Office, Bracknell, UK.
- Rowntree, P. R., and J. Lean, 1994 : Validation of hydrological schemes for climate models against catchment data. *J. Hydrol.*, 155, 301–323.
- Sadourny, R., and K. Laval, 1984 : January and July performance of the LMD general circulation model. *New perspectives in climate modelling*, pp. 173–197. Elsevier, Amsterdam.

- Schlosser, C., A. Slater, A. Robock, A. Pitman, K. Y. Vinnikov, A. Henderson-Sellers, N. Speranskaya, K. Mitchell, A. Boone, H. Braden, F. Chen, P. Cox, P. de Rosnay, C. Desborough, R. E. Dickinson, Y. Dai, Q. Duan, J. Entin, P. Etchevers, N. Gedney, Y. Gusev, F. Habets, J. Kim, V. Koren, E. Kowalczyk, O. Nasonova, J. Noilhan, J. Schaake, A. B. Shmakin, T. G. Smirnova, D. Verseghy, P. Wetzels, Y. Xue, and Z. Yang, 1999 : Simulations of a boreal grassland hydrology at Valdai, Russia : PILPS phase 2(d). *Accépté par Mon. Weather. Rev.*
- Schlosser, C. A., 1995 : *Land-Surface Hydrology: Validation and intercomparison of multi-year off-line simulations using midlatitude data*. PhD thesis, University of Maryland.
- Schlosser, C. A., A. Robock, Y. Vinnikov, N. Speranskaya, and Y. Xue, 1997 : 18-year land surface hydrology model simulation for midlatitude grassland catchment in Valdai, Russia. *Mon. Weather. Rev.*, **125**,3279–3296.
- Schmugge, T., 1992 : A dielectric model of the vegetation effects on the microwave emission from soils. *IEE Transac. Geosci. Remote. sens.*, **30**,757–760.
- Schulz, J. P., 1998 : *On the role of the land surface representation and the numerical coupling to the atmosphere for the simulated climate of the global ECHAM4 model*. PhD thesis, Max-Planck-Institut für Meteorologie.
- Sellers, P., 1987 : Modeling effects of vegetation on climate. *The geophysiology of Amazonia- R. E. Dickinson, Ed., Wiley and sons*, pp. 297–344.
- Sellers, P., B. W. Meeson, J. Closs, J. Collatz, F. Corprew, D. Dazlich, F. G. Hall, Y. Kerr, R. Koster, S. Los, K. Mitchell, J. McManus, D. Myers, K. Sun, and P. Try, 1995 : An overview of the ISLSCP Initiative I Global protectData Sets. On : ISLSCP Initiative I-Global Data Sets for Land-Atmosphere Models, 1987-1988. Published on CD by NASA. Volume 1 : USA_NASA_DGDAAC_ISLSCP_001, OVEVERVIEW.DOC.
- Sellers, P., Y. Mintz, Y. Sud, and A. Dachler, 1986 : A simple biopshere model (SiB) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **46**,505–531.
- Shao, Y., and A. Henderson-Sellers, 1996 : Validation of soil moisture simulation in land surface parameterisation schemes with HAPEX data. *Global and Planetary change.*, **13**,11–46.
- Shukla, J., and Y. Mintz, 1982 : Influence of land-surface evaporation on the earth's climate. *Science*, **215**,1498–1501.
- Shuttleworth, J. W., 1988a : Evaporation from amazonian rainforest. *Proc. R. Soc. Lond.*, **233**,321–346.
- Shuttleworth, W. J., 1988b : Macrohydrology - the new challenge for process hydrology. *J. Hydrol.*, **100**,31–56.
- Slater, A., C. Schlosser, C. Desborough, A. Pitman, A. Henderson-Sellers, A. Robock, K. Y. Vinnikov, N. Speranskaya, K. Mitchell, A. Boone, H. Braden, F. Chen, P. Cox, P. de Rosnay, R. E. Dickinson, Y. Dai, Q. Duan, J. Entin, P. Etchevers, N. Gedney, Y. Gusev, F. Habets, J. Kim, V. Koren, E. Kowalczyk, O. N. Nasonova, J. Noilhan, J. Shaake, A. B. Shmakin, T. Smirnova, D. Verseghy, P. Wetzels, Y. Xue, and Z. Yang, 1999 : The representation of snow in land surface schemes ; results from PILPS 2(d). *soumis à Climate Dynamics*.
- Slichter, C. S., 1899 : *U.S. Geol. Surv. Ann. Rep.*, **19** : **II**,295–384.
- Soltner, D., 1984 : *Les bases de la production végétale. Tome II, le Climat*. Collection sciences et techniques agricoles.
- Sud, Y. C., and M. J. Fennessy, 1982 : An abservationnal-data based evapotrabspiration function for general circulation model. *Atmos. Ocean*, **20**,301–316.

- Timbal, B., and A. Henderson-Sellers, 1998 : Intercomparisons of land-surface parameterisations coupled to a limited area forecast model. *Global and Planetary change.*, p. *accepted*.
- Van Genuchten, M. T., 1980 : A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **44**,892–898.
- Van Genuchten, M. T., F. J. Leiji, and R. S. Yates, 1991 : The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. US Environ. Prot. Agency, Ada, Okla. *rep. IAGDW12933934*, p. 83.
- Van Genuchten, M. T., and D. R. Nielsen, 1985 : On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. *Ann. Geophys.*, **3**,5,595–628.
- Verseghy, D. L., 1991 : CLASS- a Canadian land surface scheme for GCMs I. soil model. *Int. J. Climatol.*, **11**,111–133.
- Vinnikov, K., A. Robock, N. A. Speranskaya, and C. A. Schlosser, 1996 : Scales of temporal and spatial variability of midlatitude soil moisture. *J. Geophys. Res.*, **101**,7163–7174.
- Viterbo, P., 1994 : A review of parameterization schemes for land surface processes. *Proceedings of the Seminar on Parameterization of subgrid scale physical processes*, ECMWF, Ed., pp. 219–275. ECMWF, Reading, UK.
- Viterbo, P., 1996 : *The representation of surface processes in general circulation models*. PhD thesis, A thesis submitted for the degree of doutor em Física of the University of Lisbon. European Centre for Medium-Range Weather Forecast. Reading, UK.
- Viterbo, P., and A. C. M. Beljaars, 1995 : An improved land surface parameterization scheme in the ecmwf model and its validation. Technical report, ECMWF.
- Warrilow, D., A. Sangster, and A. Slingo, 1986 : Modelling of land surface processes and their influence on European climate. Technical Report 38, Meteorological Office.
- Wigneron, J., Y. Kerr, and L. Prévot, 1997 : Retrieval of soil and vegetation features from passive microwave measurements. *Remote Sensing Reviews*, **15**,157–177.
- Wild, M., A. Ohmura, H. Gilden, and E. Roeckner, 1995 : Regional climate simulation with a high resolution GCM: surface radiative fluxes. *Climate Dyn.*, **11**,469–486.
- Wood, E., D. Lettenmaier, X. Liang, D. Lohmann, A. Boone, S. Chang, F. Chen, Y. Dai, C. Desborough, R. E. Dickinson, Q. Duan, M. Ek, Y. Gusev, F. Habets, P. Irannejad, R. Koster, K. E. Mitchell, O. N. Nasonova, J. Noilhan, J. Schaake, C. A. Schlosser, Y. Shao, A. B. Shmakin, D. Verseghy, K. Warrach, P. Wetzel, Y. Xue, Z. Yang, and Q. Zeng, 1998 : The Project for Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes (PILPS) Phase 2(c) Red-Arkansas River Basin Experiment: 1 Experiment Design and summary intercomparisons. *Global and Planetary change.*, **19**,115–135.
- Wood, E., D. Lettenmaier, and V. Zartarian, 1992 : A land-surface hydrology parametrization with subgrid variability for general circulation models. *J. Geophys. Res.*, **97**,2717–2728.
- Wösten, J., A. Lilly, A. Nemes, and C. Le Bas, 1998 : Using existing soil data to derive hydraulic parameters for simulation models in environmental studies and in land use planning. *Final report on the european union funded project*. DLO- Straing Centre, Wageningen.
- Wright, I., J. Gash, and H. da Rocha, 1996 : Modelling surface conductance for Amazonia pasture and forest. *Amazonian Deforestation and Climate*, pp. 437–458. John Wiley & Sons.
- Wright, I. R., J. H. C. Gash, H. R. Da Rochas, W. J. Shuttleworth, C. A. Nobre, G. T. Maitelli, C. A. G. P. Zamparoni, and P. R. A. Carvalho, 1992 : Dry season micrometeorology of central Amazonian ranchland. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **118**,1083–1099.

- Xue, Y., P. Sellers, J. Kinter, and J. Shukla, 1991 : A simplified biosphere model for global climate studies. *J. Climate.*, **4**,345–364.
- Xue, Y., F. J. Zeng, and C. Sclosser, 1996: SSiB and its sensitivity to soil properties- a case study using HAPEX-Mobilhy data. *Global and Planetary change.*, **13**,183–194.
- Yang, Z. L., R. E. Dickinson, A. Robock, A. Henderson-Sellers, and A. Pitman, 1995 : Preliminary study of spin-up processes in land-surface models with the first stage of project for intercomparison of land surface parameterization schemes phase 1(a). *J. Geophys. Res.*, **100**,16553–16578.
- Zobler, L., 1986 : A world soil file for global climate modeling. *NASA tech. Memo.* 87802, p. 33pp.