

THESE de DOCTORAT de l'UNIVERSITE PAUL SABATIER (TOULOUSE III)

*présentée par*

**Aaron A. BOONE**

*pour obtenir le grade Docteur de l'Université Toulouse III (Paul Sabatier)*

Spécialité: Hydrologie et Météorologie

*sujet de thèse*

**Modélisation des processus hydrologiques dans le schéma de surface ISBA: Inclusion d'un réservoir hydrologique, du gel et modélisation de la neige**

*Soutenue le 13 Avril 2000, devant le jury composé de :*

Eric Brun	Examineur
Pierre Cellier	Rapporteur
Serge Chauzy	Examineur
Jean-Francois Mahfouf	Rapporteur
Joel Noilhan	Directeur de thèse
Jan Polcher	Examineur
Robert Rosset	Examineur

Centre National de Recherches Météorologiques, Météo-France  
42, avenue G. Coriolis, 31057 TOULOUSE Cedex France

## RÉSUMÉ

La thèse concerne l'amélioration des processus hydrologiques du schéma de surface ISBA (Interactions entre le Sol, la Biosphère et l'Atmosphère) utilisés dans les divers modèles atmosphériques de Météo-France mais aussi en modélisation hydrologique.

La première modification concerne l'inclusion d'un troisième réservoir d'eau pour le sol profond qui permet d'isoler le réservoir racinaire du réservoir total (Boone et al. 1999). Cette version permet de définir beaucoup plus clairement le stock d'eau disponible pour la transpiration des plantes, réserve pouvant être alimentée par les remontées capillaires en provenance du troisième réservoir profond. Les échanges d'eau entre les deux réservoirs sont modélisés à partir de la généralisation de la méthode 'force restore', méthode utilisée dans la version initiale du schéma. Les coefficients de diffusion entre les deux réservoirs racinaire et profond ont été étalonnés à l'aide d'un modèle multi-couches de référence avec résolution explicite des transferts de masse dans le sol. Cette nouvelle version a été testée avec succès sur les données collectées sur des cultures de soja et de maïs.

La seconde modification concerne l'introduction du traitement du gel du sol dans ISBA (Boone et al., 2000). L'équivalent en eau volumique de la glace est modélisé à partir de deux réservoirs: un faible réservoir de surface influençant directement le bilan énergétique et un réservoir profond. Les analogies entre gel/assèchement du sol et dégel/humidification du sol sont utilisées pour modifier les coefficients hydrauliques et thermiques du schéma. L'impact de cette nouvelle paramétrisation à l'échelle locale est testé à l'aide d'un jeu de données concernant un épisode de fort refroidissement continental en Illinois. L'étude montre l'importance des changements de phase de l'eau du sol sur le bilan énergétique de surface. Le modèle simplifié reproduit les observations de flux et de température de surface de façon tout à fait acceptable par rapport aux simulations réalisées avec le modèle de diffusion explicite à résolution verticale élevée. Par ailleurs, l'amélioration des

simulations par rapport à la version initiale d'ISBA sans représentation de la glace est remarquable en période nocturne.

La troisième amélioration concerne le développement d'un nouveau schéma de neige à trois variables (densité, équivalent en eau et contenu thermique) et trois couches d'épaisseur variable, représentant un compromis entre la version simplifiée actuelle à une couche (Douville et al. 1995a) et le modèle CROCUS très détaillé (Boone et Etchevers 2000). Les trois schémas sont d'abord comparés sur 5 cycles annuels et deux sites de montagne, puis dans le modèle hydrologique distribué ISBA-MODCOU appliqué au bassin du Rhne sur 14 ans. Ce nouveau schéma de neige s'est avéré supérieur au modèle à une couche pour deux des trois bassins montagneux examinés en détail et comparable aux résultats de CROCUS pour le bassin d'altitude le plus enneigé. Le mécanisme de fonte et regel nocturne est apparu très important pour la simulation du manteau neigeux en altitude. D'autres processus sont examinés en détail tels que la modélisation de l'albedo de la neige ainsi que la représentation des échanges turbulents en présence de forte stabilité thermique.

## REMERCIEMENTS

I wish to thank the many people at Météo-France who helped make this work possible, and I am greatly indebted to everyone in MC2. I am especially thankful to Joël Noilhan, who was the catalyst for my undertaking of this thesis. His kind and thoughtful leadership and patience were critical to the completion of the work presented herein. Florence Habets, Jean-Christophe Calvet and Valery Masson all helped immeasurably in terms of discussions and model developments (not to mention help with translating this thesis along with Sophie Voirin). In addition, people from other groups within Météo-France/CNRM helped shape this work, in particular Eric Bazile and Herve Douville. The people at Météo-France/CEN also helped out quite a bit, most notably Pierre Etchevers (who always answered the seemingly endless stream of questions rapidly and without complaining!) who also assisted in translating this work. Finally, I wish to thank Philippe Bougeault who was instrumental in my initial entry as a visitor at Météo-France.

I wish to thank Peter Wetzels of NASA-GSFC, who essentially was the person who provided my initial formation in land-surface studies before my arrival at Météo-France. Without his support and challenges, the visit to Météo-France quite likely would never have occurred. I am also indebted to Tilden Meyers of NOAA, who provided me with data critical to this work.

I wish to thank my wife, Christine Gailliard Boone, who's support (both in terms of family and science!) was critical to the undertaking and completion of this work, not to mention the often rough transition from the American to the French "way of life". Finally, I wish to thank my parents who have always supported my decisions no matter how difficult, including leaving the US for a foreign country for an unknown duration of time.

# TABLE DES MATIRES

Liste des Acronymes . . . . .	9
<b>Chapitre 1. Introduction . . . . .</b>	<b>10</b>
<b>Chapitre 2. Le modèle ISBA: Interactions entre le Sol, la Biosphère et l'Atmosphère . . . . .</b>	<b>19</b>
1. Le modèle ISBA-FR . . . . .	20
a. Les coefficients . . . . .	21
b. Hydrologie . . . . .	21
1) Sol et végétation . . . . .	21
2) Le schéma de neige de Douville et al. (1995a) . . . . .	23
c. Bilan d'énergie à la surface . . . . .	25
2. Le modèle ISBA-DF avec diffusion explicite dans le sol . . . . .	29
a. Température du sol . . . . .	30
1) Conditions aux limites . . . . .	31
(i) Condition à la limite supérieure . . . . .	31
(ii) Conditions à la limite inférieure . . . . .	32
2) Estimation des propriétés thermiques . . . . .	33
3) Résolution verticale . . . . .	35
b. Eau liquide du sol . . . . .	38
1) Conditions aux limites . . . . .	41
(i) Condition à la limite inférieure . . . . .	41
(ii) Condition à la limite supérieure . . . . .	41
2) Terme puits de l'eau du sol . . . . .	42
(i) évapotranspiration . . . . .	42
(ii) Excès d'eau dans le sol . . . . .	43
(iii) Terme puits pour l'eau . . . . .	43
c. Glace du sol . . . . .	44
d. Validation . . . . .	45
1) MUREX . . . . .	45
(i) les paramètres de ISBA-DF . . . . .	45
(ii) étude de sensibilité . . . . .	52
(iii) Conclusion . . . . .	60

<b>Chapitre 3. ISBA-3L</b>	61
1. Résumé de l'article de Boone et al., 1999	61
2. Le Modèle	61
a. Le réservoir supplémentaire	61
b. Coefficient de diffusion	62
3. Application	65
a. Sensibilité du modèle à la profondeur racinaire	66
b. Cycle annuel simulé	67
4. Résumé	69
5. Article: Boone et al. 1999	71
<b>Chapitre 4. Traitement du gel dans ISBA: étude de sensibilité et validation locale</b>	93
1. Résumé	93
2. Introduction	93
3. Modélisation du gel dans les schémas de surface de type SVATs	94
a. les schémas implicites	95
b. les schémas explicites	95
4. Modélisation du gel dans ISBA	96
a. Evolution de la glace dans le sol	97
1) Les coefficients et paramètres associés aux changements de phase	98
2) Répartition de l'énergie disponible à la surface	99
b. Influence du gel sur l'hydrologie du sol	100
1) Modifications des coefficients thermique et hydraulique	100
c. Expression de l'évapotranspiration	103
5. Validation à l'aide des données Illinois	105
6. Etalonnage d'ISBA-FR	108
a. Les conditions de l'expérience numérique	108
1) Les paramètres de la végétation et du sol	109
2) Résultats des simulations pour la période de 1998	112
3) Résultats des simulations pour la période de 1999	121
b. Etude de sensibilité	122
7. Résumé et conclusions	127
<b>Chapitre 5. ISBA-ES</b>	130
1. Résumé	130
2. Introduction	131
3. Le modèle hydrologique distribué ISBA-MODCOU	134

4. Les modèles de neige . . . . .	135
a. Le schéma de neige ISBA "Force-Restore" . . . . .	135
b. Le schéma CROCUS . . . . .	136
c. Le schéma ISBA Explicit Snow . . . . .	136
1) Epaisseur des couches de neige . . . . .	137
2) Densité . . . . .	138
3) La chaleur contenue dans la neige . . . . .	140
4) Les transferts de chaleur . . . . .	140
5) Le flux d'eau . . . . .	142
5. Le couplage avec ISBA . . . . .	143
6. Simulations . . . . .	145
a. Expériences de validation en mode forcé . . . . .	145
1) Hauteur de neige, équivalent en eau, densité . . . . .	146
2) Ecoulement à la base du manteau neigeux . . . . .	148
3) Albedo . . . . .	152
4) Transferts turbulent . . . . .	152
5) La rétention d'eau liquide . . . . .	157
b. Simulation hydrologique . . . . .	159
1) Débits des rivières et équivalent en eau du manteau neigeux . . . . .	159
2) Hauteur de neige . . . . .	167
7. Discussion . . . . .	169
8. Conclusions . . . . .	171
<b>Chapitre 6. Conclusions et perspectives . . . . .</b>	<b>174</b>
<b>Annexe A. Diffusion en phase vapeur . . . . .</b>	<b>183</b>
<b>Annexe B. Numerical methods . . . . .</b>	<b>185</b>
<b>Annexe C. Solution method for soil temperature . . . . .</b>	<b>187</b>
a. Solution Method . . . . .	188
b. Boundary Conditions . . . . .	188
1) Lower Boundary . . . . .	188
2) Upper Boundary . . . . .	188
<b>Annexe D. Presence of the water table . . . . .</b>	<b>191</b>
<b>Annexe E. Solution method for liquid soil moisture . . . . .</b>	<b>192</b>
1. Iterative solution method . . . . .	192
2. Linearization method . . . . .	193
3. Flux derivatives . . . . .	194
a. Boundary conditions . . . . .	196

<b>Annexe F. ISBA 3L: Numerical solution</b>	197
1. Method	197
2. Difference scheme	198
<b>Annexe G. Expression des coefficients hydriques d'ISBA en     présence de glace</b>	200
<b>Annexe H. Coefficients thermiques en présence de glace</b>	201
<b>Annexe I. Parameterization schemes for ISBA-ES</b>	202
1. Snow viscosity	202
2. Snowfall density	202
3. Thermal Properties	203
4. Shortwave radiation absorption	205
5. Snow albedo	205
6. Snow heat and mass redistribution	206
<b>Liste des Symboles</b>	209
<b>Rfrences bibliographiques</b>	216
<b>Publications de A. Boone</b>	233



## LISTE DES ACRONYMES

CEN	Centre d'Etudes de la Neige
CIRSE	CROCUS et ISBA Runis pour une Simulation Exprimentale
CNRM	Centre Nationale Recherches Mtorologiques
CROCUS	Modle d'volution du manteaux neigeux du CEN
ENSMP	Ecole Suprieure des Mines de Paris
GCIP	GEWEX Continental-scale International Project
GCM	Global Climate Model (Modele Global de Climat)
GEWEX	Global Energy and Water cycle EXperiment
GSWP	Global Soil Wetness Project
HAPEX	Hydrological and Atmospheric Pilot EXperiment
INRA	Institut National Recherche Agronomique
ISBA	Interaction Sol-Biosphre-Atmosphre
ISBA-DF	Interaction Sol-Biosphre-Atmosphre-DiFusion
ISBA-ES	Interaction Sol-Biosphre-Atmosphre-neige explicite (Explicit Snow)
ISBA-FR	Interaction Sol-Biosphre-Atmosphre-Force Restore
ISBA-3L	Interaction Sol-Biosphre-Atmosphre-Force Restore trois couches (sol)
ISLSCP	International Satellite Land Surface Climatology Project
MUREX	Monitoring the Usable soil Reservoir EXperimentally
PILPS	Project for the Inter-comparison of Land-surface Parameterization Schemes
MODCOU	Modle hydro-gologique de l'ENSMP

# CHAPITRE 1

## INTRODUCTION

L'état dynamique et thermodynamique de l'atmosphère, tel qu'il est simulé par les modèles de prévision numérique, dépend étroitement de l'évolution temporelle des conditions à l'interface sol-atmosphère. Les schémas de surface souvent dénommés SVAT (Soil Vegetation Atmosphere Transfer) ont été développés dans le but ambitieux de modéliser, d'une part, les échanges de chaleur, d'humidité et de quantité de mouvement entre la surface hétérogène du sol et la couche atmosphérique qui la recouvre et, d'autre part, l'hydrologie, qui inclut la modélisation de la couverture neigeuse et des processus de gel du sol. Ces schémas sont des modèles à base physiques, applicables pour tous types de conditions atmosphériques et tous types de sols, et relativement peu coûteux par rapport aux modèles atmosphériques auxquels ils sont couplés.

On trouve une littérature abondante relatant d'études o l'influence de la surface sur la simulation de la couche atmosphérique qui est en contact avec elle, se fait sentir. Charney et al. (1977) furent parmi les premiers à simuler à l'aide d'un MCG (Modèle de Circulation Générale) l'influence des caractéristiques de la surface sur la circulation atmosphérique. Ils ont mis en évidence une relation significative entre l'albédo de surface et les précipitations. Walker et Rowntree (1977) ont montré l'impact du contenu en eau du sol sur le développement de la zone de convergence intertropicale simulée par un MCG. L'impact de la couverture neigeuse semble aussi significative sur les simulations climatiques (Yeh et al. 1983). L'importance des paramètres liés à la végétation (albédo primaire et rugosité) dans le développement de circulations de méso-échelle liées à l'orographie a été illustrée par Anthes (1984) à l'aide d'un modèle linéaire simple. Mahfouf et al. (1987) ont montré l'importance des caractéristiques du sol sur les circulations de moyenne échelle à partir d'un modèle atmosphérique 2-D, couplé à un schéma de surface très détaillé. Plus récemment, les prévisions météorologiques des

modèles opérationnels (de plusieurs jours à une semaine) ont pu être améliorées par l'introduction d'assimilation de données liées à la surface (Giard et Bazile 2000) et l'utilisation de schémas de surface plus détaillés (Betts et al. 1997, Viterbo et Beljaars 1995). Dans ces schémas de surface, l'interaction de l'atmosphère avec la surface se fait selon trois processus majeurs.

Le premier concerne le rayonnement. Le rayonnement atmosphérique infrarouge descendant (issu d'un modèle atmosphérique ou d'un schéma de rayonnement) et le rayonnement solaire, non absorbés et non réfléchis par l'atmosphère, atteignent la surface. Une fraction du rayonnement est restituée à l'atmosphère sous la forme de rayonnement tellurique et de rayonnement solaire réfléchi. Le rayonnement net résultant à la surface est alors converti en flux turbulent ou de conduction.

Le second type d'interactions entre l'atmosphère et la surface se fait à travers les frottements, induits principalement par la surface (végétation et topographie) et qui vont se répercuter sur la couche atmosphérique qui la juxtapose. L'amplitude des flux de chaleurs sensible et latente est proportionnelle aux coefficients de traînée, aux gradients de température et au déficit de vapeur d'eau entre la surface et le premier niveau du modèle atmosphérique. Les coefficients de traînée sont paramétrisés selon les formules classiques de transferts aérodynamiques et dépendent de la stabilité de l'atmosphère, de la vitesse du vent, et des caractéristiques de la surface (telles que la rugosité). Ces dernières sont souvent prescrites à partir de tables de correspondance pour chaque type d'occupation des sols ou type dominant de végétation.

Enfin, le troisième type d'interactions intervient au niveau du contenu en eau du sol. Le contenu en eau disponible à l'évapotranspiration contrôle la partition flux de chaleur sensible/flux de chaleur latente. L'évaporation du sol nu dépend généralement du contenu en eau d'une fine couche, proche de la surface alors que la transpiration est gouvernée par la réponse de la végétation à ses conditions environnementales et à l'eau disponible dans une profondeur de sol qui correspond à la zone racinaire.

Une portion de la chaleur résiduelle à la surface peut être stockée par la biomasse, par la fine couche superficielle, ou par la couverture neigeuse et ceci à des pas de temps relativement courts (inférieurs au cycle diurne) alors que la majeure partie de cette chaleur va être stockée dans des couches plus profondes. L'échelle de

temps de la pénétration de la chaleur dans le sol dépend de propriétés intrinsèques du sol (telles que la texture), et du contenu en eau du sol (quantité en termes de pourcentage de saturation, que ce soit en phase liquide ou solide). La neige peut aussi emmagasiner une quantité importante de chaleur.

Un effort considérable a été fait, en particulier pendant ces quinze dernières années, afin d'introduire l'équation du bilan d'énergie dans les modèles de prévision numérique et d'améliorer la caractérisation de l'hydrologie superficielle. Le modèle le plus simple toujours utilisé par certains modèles de prévision numérique est le modèle de type "bucket" de Manabe (1969), basé sur l'étude antérieure de Budyko (1956). Les flux de surface sont calculés à partir d'un simple bilan d'énergie. Les précipitations pénètrent dans le sol jusqu'à un seuil prescrit, l'excès étant alors considéré comme du ruissellement. L'évapotranspiration du réservoir est au taux potentiel tant que le contenu en eau n'est pas inférieur à une valeur critique. En deçà de ce seuil, l'évaporation est proportionnelle au taux potentiel, pondérée par un coefficient, rapport entre le contenu en eau actuel et la valeur critique. Ce coefficient contrôle la répartition du rayonnement net en flux de chaleur sensible et flux de chaleur latente.

Deardorff (1977; 1978) a développé la méthode "Force-Restore", qui a été largement employée dans les SVAT. L'équation du bilan d'énergie est basée sur le travail de Bhumralkar (1975) et Blackadar (1976) qui ont considéré le flux de conduction comme une approximation de la diffusion de chaleur de Fourier : une fine couche de surface, capable de résoudre le cycle diurne surmonte une couche plus épaisse au temps de réponse beaucoup plus lent. L'évolution du contenu en eau du sol est aussi basée sur un schéma similaire. Pour un coût bien moindre, cette méthode a donné des résultats analogues à ceux de modèles multi-couches beaucoup plus détaillés. Une représentation simple et explicite de la végétation a également été introduite.

Dans les années 80, différents schémas de surface plus détaillés ont été développés. En particulier, Dickinson (1984) et Sellers et al. (1986) ont introduit des algorithmes plus complexes, de transfert radiatif, d'hydrologie et de résistance stomatique. Au contraire, Noilhan et Planton (1989) ont développé un modèle qui permet de minimiser à la fois le temps de calcul et le nombre de paramètres nécessaires. Ils ont étendu la méthode force restore à tout type de surface, définie par sa texture et son type de végétation. Xue et al. (1991) et Ducoudre et al.

(1993) ont également mis en place des versions simplifiées des modèles de Dickinson (1984) et Sellers et al. (1986), dans le but identique d'optimiser le nombre de paramètres et la complexité: ces schémas étaient plus facile à coupler avec les modèles de prévision numérique.

Dans les années 90, de nombreux modèles basés sur les schémas mentionnés précédemment ont été développés. La plupart sont constitués de trois couches dans le sol avec une solution explicite de l'équation de continuité du contenu en eau du sol, décrite par la loi de Darcy (intervenant dans les équations de Richards, Richards 1931). Le sol est divisé en une couche relativement fine, voisine de la surface, une zone racinaire et une troisième couche inférieure. Le transfert thermique se fait à travers deux ou trois couches "force-restore" (e.g Pitman et al. 1991; Dickinson et al. 1993; Koster et Suarez 1996; Xue et al. 1996; Milhailovic 1996). La neige est en général modélisée par une couche supplémentaire ou une couche composite sol-neige-végétation. Cependant, certains schémas ont abandonné l'approche Force-Restore au profit de méthodes de transfert de chaleur explicites, multi-couches, utilisant la diffusion de Fourier et le transfert de l'eau par l'équation de Richard, sur trois niveaux (Verseghy 1991; Liang et al. 1996; Desborough 1998) ou plus (Abramopoulos et al. 1988; Wetzal et Boone 1995; Viterbo et Beljaars 1995; Bonan 1996; Irannejad et Shao 1996; Cox et al. 1999, Koren et al. 1999). Ce dernier changement a pu être effectué grâce aux puissances accrues des nouveaux calculateurs.

Du fait de la grande diversité de schémas de surface utilisés dans la communauté des atmosphériciens ou hydrologues, le projet d'intercomparaison PILPS (Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes) a été mis en place dans le but de tenter de résoudre les problèmes liés à la modélisation de surface. PILPS est issu du programme GEWEX et du groupe de travail Working Group on Numerical Experimentation of the World Climate Research Program (Henderson-Sellers et al. 1993; Henderson-Sellers et al. 1995). Le principal objectif de PILPS est de documenter et d'améliorer les schémas de surface utilisés dans les modèles de climat et de prévision. Son importance a été démontrée par de nombreuses études qui ont mis en évidence des climats simulés très divers, bien que ceux-ci étaient forcés par les mêmes paramètres de sol et de végétation (Polcher et al. 1996). Ceci est quelque peu troublant dans la mesure o ces paramètres sont inhérents à la surface et non au modèle. De plus, PILPS a permis à de nombreux chercheurs

de mettre à jour ou d'améliorer certains aspects de leurs schémas respectifs. Un premier résultat de PILPS a été de montrer clairement le rôle de la végétation dans les échanges de surface. Lorsque la résistance de surface jouant sur le flux de transpiration n'est pas représentée, comme dans le modèle Bucket, les simulations des flux de surface sont peu réalistes. Un autre résultat de PILPS est que, malgré les mêmes forçages atmosphériques ou physiographiques, les schémas de surface participant à l'intercomparaison ont simulé des rayonnements nets, températures de surface, flux turbulents, contenu en eau et ruissellement, très différents, à l'échelle du cycle diurne comme à l'année (Pitman et al. 1999). De plus, les modèles ont fait montre d'une sensibilité différente aux conditions initiales et ont mis des temps variables pour atteindre l'équilibre à partir d'un même forçage atmosphérique (Yang et al. 1995). La capacité des schémas à simuler un climat observé à un moment donné varie aussi beaucoup d'un schéma à l'autre (Chen et al. 1997; Liang et al. 1998; Schlosser et al. 2000). Une partie de cette variabilité peut être expliquée par la simulation du contenu en eau du sol (Shao et Henderson-Sellers 1996). La paramétrisation de l'évolution de l'eau dans la zone non saturée (Wetzel et al. 1996) ainsi que relations entre l'eau du sol et l'évaporation (Desborough et al. 1996) et transpiration (Mahfouf et al. 1996) varient énormément d'un schéma à un autre. Koster et Milly (1997) ont expliqué les simulations diverses des modèles de PILPS par différents paramètres contrôlant les processus clés de partition de l'eau de la zone racinaire, en ruissellement et évapotranspiration. Cependant, les raisons précises des différences de simulations liées aux paramétrisations variées des modèles, sont encore aujourd'hui mal comprises.

Les problèmes posés par les effets de la variabilité sous-maille des processus de surface le long du cycle hydrologique annuel ont été relativement peu abordés à ce jour, en particulier pour les processus de ruissellement et de drainage. La variabilité sous - maille du ruissellement de surface pour des simulations à grande échelle, ainsi que celle des précipitations moyennes devraient être pris en compte afin de simuler précisément, à l'échelle d'un bassin versant, les débits des rivières (Lohman et al. 1998, Habets et al. 1999c). L'étalonnage des paramètres associés à ces processus est cruciale dans certains schémas, en particulier pour la modélisation de débits de rivières (Wood et al. 1998). Le projet Global Soil Wetness Project (GSWP) a été mis en place pour approfondir l'importance du contenu en eau du sol dans les

simulations des SVAT, concernant l'hydrologie et les flux de surface mais à l'échelle globale et à la résolution spatiale d'un MCG sur deux cycles annuels (Dirmeier 1997).

Le schéma de surface ISBA (Noilhan et Planton 1989; Noilhan et Mahfouf 1996) a été maintes fois évalué à l'échelle locale (Delire et al. 1997; Calvet et al. 1998b), à moyenne échelle couplé à l'atmosphère (Noilhan et al. 1991; Belair et al. 1998), implémenté dans un modèle de prévision numérique (Giard et Bazile 2000), dans des études climatiques (Mahfouf et al. 1995; Douville et al. 1995b) ainsi que dans des études de l'hydrologie régionale (Habets et al. 1999b; Etchevers et al. 2000 et NM96 pour une liste de publications sur ISBA jusqu'à 1996). ISBA a aussi participé à toutes les phases de PILPS et du GSWP. Ce sont principalement les résultats de ISBA dans ces deux derniers projets qui ont motivé cette thèse, dont l'objectif est d'apporter quelques améliorations au schéma initial.

Dans une première partie, je présente l'ajout d'une troisième couche dans ISBA, afin de pouvoir distinguer la zone racinaire des autres couches du sol (Boone et al. 1999b). Le premier résultat est une réduction de l'eau disponible à la transpiration des plantes, par rapport à la méthode à un réservoir (Mahfouf et al. 1996). La plante peut être approvisionnée en eau en conditions de stress par les remontées capillaires. L'impact de cette modification sur la climatologie globale du contenu en eau de la zone racinaire (indice Soil Water Index du programme GSWP) est en cours d'évaluation (Douville et al. 1999).

Le ruissellement sous maille est calculé à partir de l'eau contenue dans le réservoir racinaire ce qui est plus consistant avec l'approche VIC ("Variable Infiltration Capacity") (VIC: Wood et al. 1992; Duménil et Todini 1992; Zhao 1992) que lorsqu'on se base sur toute la colonne du sol (Liang et al. 1996).

Les deux autres modifications du schéma de surface concernent les processus de climat froid et ont été motivées principalement par les résultats sur PILPS-Valdai (Schlosser et al. 2000) et le travail de Giard et Bazile (2000) sur la version opérationnelle d'ISBA dans le modèle de prévision numérique de Météo-France, ARPEGE (Action de Recherche à Petite Et Grande Echelle) (Courtier et Geleyn 1988). L'importance du gel dans le sol sur les prévisions des températures à 2 m a également été montrée dans le modèle global de prévision du Centre Européen (Viterbo et al. 1999). Une méthode simple de gel dans le sol a été introduite dans

ISBA, avec deux réservoirs de glace dans le sol (Boone et al. 2000). Il a en effet été démontré que la libération de chaleur latente dans le sol pendant les changements de phase pouvait constituer une source ou un puits non négligeables de chaleur latente, qui à termes influe grandement sur la température de surface et les flux simulés par le modèle (Slater et al. 1998; Boone et al. 2000), et par voie de conséquence sur la température des bas niveaux de l'atmosphère (Cox et al. 1999; Giard et Bazile 2000).

La dernière modification apportée au schéma ISBA concerne une option de schéma explicite de neige à plusieurs niveaux (Boone et Etchevers, 2000). Ce schéma a été ajouté afin de pouvoir modéliser certains mécanismes qui ne peuvent pas l'être facilement avec une approche force-restore, comme la résolution du gradient thermique dans le réservoir de neige, la rétention d'eau liquide par la neige et un traitement explicite du flux de conduction de la neige, qui reste néanmoins beaucoup moins complexe que dans les modèles simulant les processus liés à la présence de neige utilisés pour la prévision des avalanches (e.g Jordan 1991; Brun et al. 1992; Bader 1992). Des schémas similaires ont été développés pour des modèles de climat (Loth et al. 1993; Lynch-Stieglitz 1994; Sun et al. 1999). La résolution explicite du réservoir de neige est la plus importante pour une couverture de neige épaisse et la rétention par la neige de l'eau liquide est un mécanisme important pour une bonne prévision des crues printanières (provoquées par la fonte nivale) , en particulier pour les rivières de montagne (Etchevers 2000; Boone et Etchevers 2000; Etchevers et al. 2000).

En plus des modifications et ajouts apportées au schéma ISBA, une option de schéma de sol multi-couches a été développée. Ce modèle détaillé ainsi constitué a été utilisé pour valider les simulations et étalonner les coefficients de force-restore du modèle initial (de la même manière que Deardorff 1977; Dickinson 1984; Noilhan et Planton 1989). Ce modèle est basé sur le schéma de transfert de chaleur dans le sol de Philips (1957) et de Vries (1958), avec les mêmes hypothèses simplificatrices et la même résolution que dans ISBA, pour rester consistant avec celui-ci.

ISBA n'a bénéficié que des changements jugés nécessaires et un effort a été fait pour préserver autant que faire se peut la physique générale du modèle. Chaque nouvelle composante du modèle a été validée à l'échelle locale. De plus, le schéma de neige a été évalué à moyenne échelle grâce aux observations de débits (de manière



à valider la date de fonte et la quantité d'eau ainsi libérée). Il est clair qu'une étude supplémentaire est nécessaire pour déterminer l'impact de tels changements au sein d'un modèle couplé avec l'atmosphère à des échelles spatiales plus grandes. Cependant, ce problème est rendu difficile par l'étape de validation à moyenne (ou plus grande) échelle. L'option du schéma explicite "multi-couches" du sol est actuellement un outil de recherche et n'a pas encore été implémentée dans un modèle atmosphérique. On ne sait en effet pas encore s'il est préférable d'augmenter la résolution verticale (avec plusieurs niveaux dans le sol) ou tendre vers une approche mosaïque qui distinguerait plus finement les différents types de surface. Un effort ultérieur sera fait afin de résoudre ces problèmes.

Cette thèse est constituée de la juxtaposition de trois articles expliquant que quelques éléments de présentation générale du schéma ISBA sont reprises plusieurs fois. Il n'est pas toujours facile de s'y retrouver dans les nombreuses versions développées au cours de ce travail. Le diagramme présenté à la figure 1 essaie de résumer les outils mis en place, leurs interactions ainsi que les données expérimentales considérées. Au chapitre 1, les deux outils de base utilisés dans ce travail sont décrits. Il s'agit de la version de base (voisine de celle utilisée actuellement dans le modèle opérationnel, Giard et Bazile 1999) notée ISBA-FR pour Force Restore. Le deuxième outil est la version multi-niveaux notée ISBA-DF pour Diffusion résolvant les équations de diffusion dans le sol et prenant en compte un profil explicite du système racinaire. Un exemple d'étalonnage d'ISBA-DF avec les données de Murex (Calvet et al. 1999) est discuté. Le chapitre 3 se concentre sur la version à trois couches notée ISBA-3L. Dans ce chapitre on trouvera d'abord un résumé étendu, suivi d'un article publié par Boone et al. 1999. Les validations d'ISBA-3L à partir des données HAPEX et Castanet, ont été réalisées sans les schémas de gel et de neige qui ont été développés plus tard. Le développement du schéma de gel dans le sol et son étalonnage avec les données de l'Illinois (Boone et al. 2000) ont été réalisés dans la version à 2 couches du schéma initial ISBA-FR. Ceci constitue l'objet du chapitre 4. Enfin, l'intercomparaison du nouveau schéma de neige ISBA-ES pour Explicite Snow avec le schéma de neige standard (Douville et al. 1995) et le schéma détaillé CROCUS est discutée au chapitre 5. Les données expérimentales collectées au Col de Porte et au massif de Bellocote ont été utilisées comme référence de l'intercomparaison. La version hydrologique ISBA-MODCOU

(Habets et al. 1999, Etchevers 2000) implantée sur le bassin du Rhne a finalement été utilisée pour étudier l'influence de la paramétrisation de la neige sur la simulation des débits de quelques rivières alpines ainsi que pour comparer les simulations de hauteurs de neige à 24 sites d'observations dans les Alpes sur 14 années.

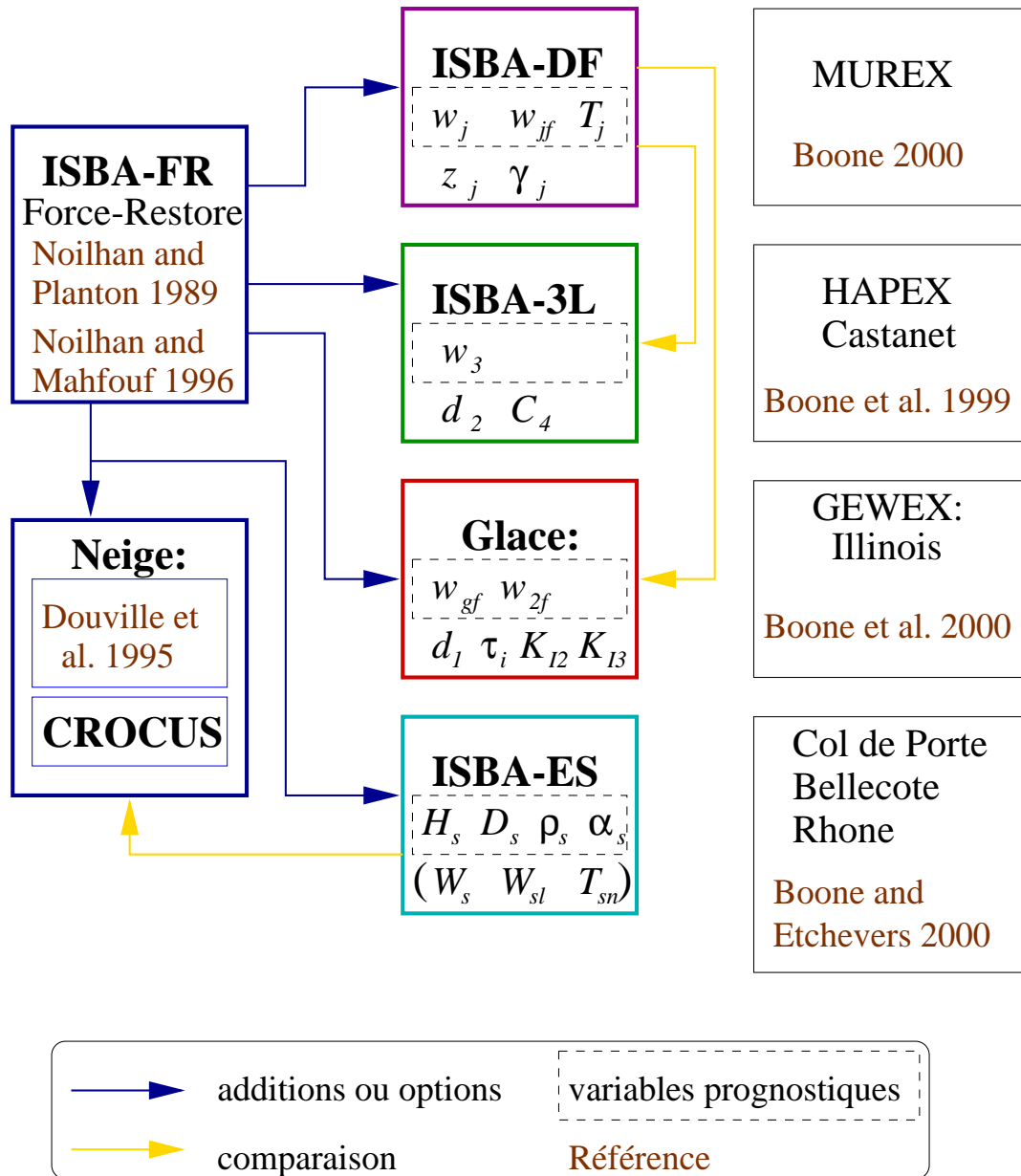


FIG. 1.1. Le diagramme des outils mis en place, leurs interactions ainsi que les données expérimentales considérées.

## CHAPITRE 2

### LE MODÈLE ISBA: INTERACTIONS ENTRE LE SOL, LA BIOSPHÈRE ET L'ATMOSPÈRE

Le schéma de surface ISBA est basé sur l'approche 'force restore' développée par Deardorff (1977; 1978). Les nombreux coefficients intervenant dans la diffusion de la chaleur et de l'eau sont déterminés à partir des caractéristiques du sol. Ces coefficients ont été établis à partir d'un modèle détaillé de la diffusion dans le sol (Noilhan et Planton, 1989). L'estimation de la diffusion de l'eau dans le sol est basée sur la loi de Darcy ou le flux vertical d'eau est proportionnel au produit du gradient du potentiel matriciel et de la conductivité hydraulique. La conductivité hydraulique ( $k$ ) et le potentiel hydrique ( $\psi$ ) sont reliés au contenu en eau volumique à partir des relations de Brooks et Corey (1966), discutées dans Clapp et Hornberger (1978, CH78 dans la suite) (CH78 en particulier négligent le contenu en eau résiduel du sol):

$$k = k_{\text{sat}} S_w^{2b+3} , \quad (2.1)$$

$$\psi = \psi_{\text{sat}} S_w^{-b} , \quad (2.2)$$

ou  $b$  est la pente de la courbe de rétention de l'eau,  $k_{\text{sat}}$  ( $\text{m s}^{-1}$ ) la conductivité hydraulique à saturation,  $\psi_{\text{sat}}$  (m) le potentiel hydrique à saturation, et  $S_w$  le degré de saturation du sol:

$$S_w = w/w_{\text{sat}} \quad (0 \leq S_w \leq 1) . \quad (2.3)$$

ou  $w_{\text{sat}}$  ( $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ ) est la porosité du sol.

La valeur des paramètres hydrauliques ( $b$ ,  $\psi_{\text{sat}}$ ,  $w_{\text{sat}}$  and  $k_{\text{sat}}$ ) ont été estimées par CH78 pour 11 classes de sol correspondant à la classification texturale de l'USDA. Deux paramètres supplémentaires sont introduits pour décrire les spécificités de l'hydrologie des sols. Le point de flétrissement ( $w_{\text{wilt}}$ ) est défini en

inversant (2.2) et en utilisant une valeur du potentiel hydrique très faible de - 150 m (Jacquemin et Noilhan, 1990). En deà de cette valeur, le potentiel du sol est si faible que les plantes ne peuvent exercer un succion suffisante pour extraire les molécules d'eau qui sont fortement liées aux particules de sol. On peut noter que la valeur de -150 m pourrait tre mal adaptée à diverses espèces de végétation. Le contenu en eau à la capacité au champ ( $w_{fc}$ ) est estimé en inversant la relation (2.1) en faisant l'hypothèse d'une conductivité hydraulique du sol de  $10^{-4}$  m jour<sup>-1</sup> (Wetzel et Chang 1987). Lorsque la conductivité du sol est inférieure à ce seuil, le drainage par gravité à la base du sol cesse. Les transferts diffusifs de chaleur dans le sol sont estimés à partir de la loi de Fourier. Le flux de chaleur est proportionnel au produit du gradient vertical de température et de la conductivité thermique du sol. La capacité thermique et la conductivité thermique du sol sont reliées au contenu en eau du sol et à sa texture, en utilisant les expressions de McCumber et Pielke (1981; MP81), basées sur les travaux de Al Nakshabandi et Kohnke (1965):

$$c_g = (1 - w_{sat}) c_{soil} + w c_w , \quad (2.4)$$

$$\lambda = 418 \exp[-\log_{10}(-\psi) - 4.7] \quad (\lambda \geq 0.171) , \quad (2.5)$$

ou  $\lambda$  est la conductivité thermique (W m<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>),  $c_w$  et  $c_{soil}$  sont les capacités thermiques de l'eau et du sol sec et  $c_g$  la capacité thermique globale du sol (en J K<sup>-1</sup> m<sup>-3</sup>).

## 1. Le modèle ISBA-FR

Huit variables pronostiques sont considérées: les températures de surface  $T_s$  et profonde  $T_2$ , le réservoir d'interception  $W_r$ , les contenus en eau volumique de surface  $w_s$  et profond  $w_2$ , l'équivalent en eau de la neige  $W_n$ , le densité de la neige  $\rho_n$ , et l'albédo de la neige  $\alpha_n$ :

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = C_T (R_n - H - LE - L_f F_n) - \frac{2\pi}{\tau} (T_s - T_2) \quad (2.6)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{\tau} (T_s - T_2) - \frac{\gamma}{\tau} (T_2 - T_c) + C_G L_f F_f \quad (2.7)$$

$$\frac{\partial W_r}{\partial t} = veg P_r - E_r - R_r \quad (0 \leq W_r \leq W_{r \max}) \quad (2.8)$$

$$\frac{\partial w_s}{\partial t} = \frac{1}{d_1 \rho_w} C_1 (P_g - E_g) - \frac{C_2}{\tau} (w_s - w_{s \text{ eq}})$$

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{1}{d_2 \rho_w} (P_g - E_g - E_{tr} + X_s - R_2) - \frac{C_3}{\tau} \max(0, w_2 - w_{fc}) \quad (w_{\min} \leq w_s \leq w_{\text{sat}}) \quad (2.9)$$

$$(w_{\min} \leq w_2 \leq w_{\text{sat}}) \quad (2.10)$$

$$\frac{\partial W_n}{\partial t} = P_n - E_n - F_n \quad (2.11)$$

$$\frac{\partial \rho_n}{\partial t} = \frac{\tau_f}{\tau} (\rho_{\max} - \rho_n) \quad (\rho_{\min} \leq \rho_n \leq \rho_{\max}) \quad (2.12)$$

$$\frac{\partial \alpha_n}{\partial t} = \frac{-1}{\tau} \left[ \delta_\alpha \tau_f (\alpha_n - \alpha_{\min}) + (1 - \delta_\alpha) \tau_a \right] + \frac{P_n}{W_{crn}} \quad (\alpha_{\min} \leq \alpha_n \leq \alpha_{\max}) \quad (2.13)$$

On trouvera en fin de thèse une description complète des symboles utilisés dans les relations précédentes.

#### a. Les coefficients

Les coefficients hydrauliques  $C_1$  et  $C_2$  ont été calibrés à l'aide d'un modèle multi-couches résolvant explicitement la diffusion de l'eau au moyen des équations (2.1) et (2.2). Le coefficient hydraulique de drainage  $C_3$  et le contenu en eau de surface à l'équilibre ( $w_{s \text{ eq}}$ ) ont été estimés à partir de la solution de l'équation de la diffusion (Mahfouf et Noilhan, 1996). La dépendance de nombreux paramètres du sol à la texture est exprimée à l'aide d'un ensemble de relations continues (Noilhan et Lacarrère, 1995), basées sur les statistiques de la classification texturale des sols discutées dans CH87. Les expressions analytique ou statistique de la plupart de ces paramètres du sol sont données dans chapitre 3 l'annexe A. Le coefficient d'inertie thermique de la surface  $C_T$  est paramétré en fonction du coefficient thermique du sol ( $C_G$ ).  $C_G$  est calculé à partir des équations (2.4) et (2.5) et les paramètres texturaux de CH87. Les expressions analytiques et continues pour les coefficients thermiques sont donnés en chapitre 3 annexe A.

#### b. Hydrologie

##### 1) SOL ET VÉGÉTATION

La quantité totale de précipitation atteignant la surface est composée des précipitations liquides ( $P_r$ ) et neigeuses ( $P_n$ ). La partie liquide peut être interceptée par la végétation ou atteindre directement la fraction  $veg$  du sol.

Deux réservoirs d'eau en surface sont utilisés. L'eau interceptée par la canopée augmente jusqu'au niveau d'interception maximum (taille du réservoir  $W_{r \text{ max}}$ ). Au

delà de cette valeur, l'eau en excès ( $R_r$ ) ruisselle jusqu'au sol. Les précipitations gelées s'accumulent dans le réservoir de neige ( $W_n$ ): ce réservoir se vide par les mécanismes de fonte ( $F_n$ ) et de sublimation (flux en général très faible). La totalité des précipitations liquides sont transférées au réservoir de surface car la rétention d'eau liquide dans le manteau neigeux est négligée.

L'infiltration de l'eau dans le sol pour un pas de temps s'écrit:

$$P_g = (1 - veg)P_r + F_n + R_r - Q_r = R_t - Q_r \quad (P_g \geq 0) \quad (2.14)$$

o la quantité totale ( $R_t$ ) est la somme des précipitations atteignant le sol directement, ruisselées depuis la canopée et fondues. Cette quantité peut tre contrebalancée par le ruissellement de surface sous-maille,  $Q_r$  (Habets et al. 1999a).

La paramétrisation du ruissellement sous-maille s'inspire du schéma de Dumenil et Todini (1992), modifié par l'introduction d'un contenu en eau critique,  $w_{r \text{ crit}}$  (pris égal au point de flétrissement), afin de limiter ce mécanisme sur sol très sec. L'expression du flux de ruissellement sous-maille est (Habets et al. 1999a):

$$Q_r = R_t - \frac{d_2 \rho_w (w_{\text{sat}} - w_2)}{\Delta t} + \delta_r \frac{d_2 \rho_w (w_{\text{sat}} - w_{r \text{ crit}})}{\Delta t} \left\{ \left[ 1 - \frac{(w_2 - w_{r \text{ crit}})}{(w_{\text{sat}} - w_{r \text{ crit}})} \right]^{1/(B+1)} - \frac{R_t \Delta t}{d_2 \rho_w (w_{\text{sat}} - w_{r \text{ crit}}) (B + 1)} \right\}^{1+B} \quad (2.15)$$

Ou la fonction delta est égale à:

$$\delta_r = \begin{cases} 0 & R_t > P_{\text{crit}} \\ 1 & R_t \leq P_{\text{crit}} \end{cases} .$$

Le flux d'eau critique est défini par:

$$P_{\text{crit}} = \frac{d_2 \rho_w (w_{\text{sat}} - w_{r \text{ crit}}) (1 + B)}{\Delta t} \left[ 1 - \frac{(w_2 - w_{r \text{ crit}})}{(w_{\text{sat}} - w_{r \text{ crit}})} \right]^{1/(B+1)} \quad (2.16)$$

La valeur du contenu en eau critique n'était pas considérée dans la formulation de Dumenil et Todini (1992) utilisée à l'échelle globale par Douville (1998) et sur le bassin de l'Arkansas lors de l'expérience PILPS2c (Habets et Noilhan, 1997). Dans le modèle couplé ISBA-MODCOU (Habets et al. 1998a-b; Etchevers 2000; Habets et al. 2000),  $w_{\text{crit}} = w_{\text{wilt}}$ . Le ruissellement sous-maille augmente lorsque le paramètre

$B$  augmente et devient négligeable lorsque  $B$  tend vers zéro (on se ramène alors à la formulation initiale du ruissellement dans Noilhan et Planton, 1989). Aucune règle simple et claire peut être adoptée pour fixer la valeur de  $B$  comme le montrent de nombreux résultats publiés sur ce sujet (Abdullah et al. 1996). Habets (1999a) proposent quelques calibrations sur le bassin de l'Adour en utilisant des observations de débits de sous-bassins versants contrastés en topographie et texture du sol.

Un dernier terme d'apport d'eau est considéré dans ISBA correspondant aux apports d'eau latéraux dans le réservoir d'eau profond (Calvet et al. 1998a). En l'absence de modélisation de ces transferts, ce terme d'excès d'eau doit être imposé au modèle, à partir par exemple du bilan hydrique observé comme cela a été fait lors des expériences Hapex-Mobilhy (Mahfouf, 1990) ou plus récemment sur MUREX (Calvet et al. 1999). Les apports d'eau peuvent représenter des remontées capillaires à la base du réservoir profond ou la présence d'une nappe perchée temporaire comme ce fut le cas au cours de l'expérience MUREX.

Finalement la possibilité de ruissellement du réservoir profond est estimée à la fin de chaque pas de temps à partir de:

$$R_2 = \max(0, w_2 - w_{fc}) \rho_w d_2 / \Delta t . \quad (2.17)$$

Ainsi, le ruissellement total est donné par:

$$R = R_2 + Q_r + \frac{C_3 d_2 \rho_w \Delta t}{\tau} \max(0, w_2 - w_{sat}) \quad (2.18)$$

ou le dernier terme de l'équation précédente représente le flux de drainage (Mahfouf et Noilhan, 1996). Le contenu en eau du réservoir profond  $w_2$  est rappelé vers la capacité au champ avec une vitesse dépendant du contenu en eau et de la texture du sol.

## 2) LE SCHÉMA DE NEIGE DE DOUVILLE ET AL. (1995A)

Tout d'abord, l'albédo de la neige décroît avec l'âge suite à divers phénomènes tels que les dépôts de poussières et la pollution, le changement de la granulométrie de la neige en surface et les épisodes de fonte et regel. L'ensemble de ces processus très complexes ont été paramétrés très simplement à l'aide de deux constantes sans dimension (Douville et al. 1995a). La fonction  $\delta_\alpha$  dans l'expression 2.13 vaut:

$$\delta_\alpha = \begin{cases} 1 & F_n > 0 \\ 0 & F_n = 0 \end{cases} \quad (2.19) .$$

D'après les équations 2.19 et 2.13, l'albédo décroît avec un taux exponentiel en présence de fonte. Au contraire dans le cas de neige sèche, l'albédo décroît linéairement. Le dernier terme de l'équation 2.13 revient à ramener l'albédo vers celui de la neige fraîche en période de chutes. Les coefficients de l'équation 2.13 valent  $\tau_a = 0.008$  (Baker et al. 1990) et  $\tau_f = 0.24$  (Verseghy 1991).

Les fractions de neige sur le sol nu et sur la végétation et la fraction de la neige totale dans la maille évoluent suivant:

$$p_{ng} = W_n / (W_n + W_{crn}) \quad (W_{crn} = 10 \text{ kg m}^2) \quad (2.20)$$

$$p_{nv} = h_n / (h_n + 5z_0) \quad (2.21)$$

$$p_n = veg p_{nv} + (1 - veg) p_{ng} , \quad (2.22)$$

La formulation de  $p_{nv}$  a été proposée par Pitman et al. (1991) avec la profondeur totale de neige donnée par  $h_n = W_n \rho_w / \rho_n$ . Les fractions de neige sont utilisées pour estimer l'albédo moyen de la maille ( $\alpha_t$ ) ainsi que le coefficient d'inertie thermique ( $C_T$ ). La rugosité totale dans la maille ( $z_0$ ) est aussi modifiée par la présence de la neige (Douville et al. 1995a).

La fonte de la neige est donné par:

$$F_n = p_n \frac{(T_n - T_f)}{C_n L_f \Delta t} \quad (F_n \geq 0) \quad (2.23)$$

ou le coefficient d'inertie thermique de la neige est une fonction de la densité (équation 2.12) (Douville et al. 1995a):

$$C_n = 2 \times \left[ \frac{\pi \rho_i}{\tau \lambda_i c_i \rho_n} \left( \frac{\rho_w}{\rho_n} \right)^{1.88} \right]^{1/2} \quad (2.24)$$

ou la densité ( $\rho_i$ ), les capacités thermiques ( $c_i$ ) et la conductivité thermique ( $\lambda_i$ ) de glace sont définis dans la Table 4.1. Dans cette version d'ISBA ne disposant que d'une seule température de surface, la température permettant d'évaluer l'énergie disponible pour la fonte est une combinaison linéaire entre la température de surface et celle du sol profond (Douville et al. 1995a):

$$T_n = (1 - veg) T_s + veg T_2 \quad (2.25)$$

avec  $T_n$  évalué à la fin de chaque pas de temps  $\Delta t$ . Ainsi, la température  $T_s$  utilisée dans le modèle de fonte (bilan d'énergie en surface) peut être supérieure à zéro en présence de neige dans la maille.



*c. Bilan d'énergie à la surface*

Le bilan d'énergie à la surface est résolu pour une température de surface  $T_s$  unique du milieu sol-végétation-neige. Le coefficient d'inertie thermique ( $C_T$ ) est pondéré par les inerties thermiques de la végétation, du sol et de la neige. La température  $T_s$  est utilisée pour évaluer les flux échangés entre la surface et l'atmosphère.

L'expression du bilan radiatif à la surface est:

$$R_n = R_G (1 - \alpha_t) + \epsilon_t (R_A - \sigma T_s^4) = H + LE + G \quad (2.26)$$

ou  $R_G$  et  $R_A$  représentent les flux radiatifs incidents solaire et infrarouge,  $\sigma$  la constante de Stefan-Boltzmann,  $\alpha_t$  et  $\epsilon_t$  les albédo et émissivité globaux de la surface et  $G$  le flux de chaleur conductif dans le milieu sol-végétation-neige.

L'expression du flux de chaleur sensible est:

$$H = \rho_a C_p C_H V_a (T_s - T_a) \quad (2.27)$$

ou  $C_p$  est la chaleur spécifique de l'air ( $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ ),  $C_H$  le coefficient de tranée à la surface,  $V_a$  la vitesse du vent ( $\text{m s}^{-1}$ ),  $\rho_a$  la densité de l'air et  $T_a$  la température de l'air au premier niveau du modèle. Le coefficient de tranée est paramétré à partir des relations aérodynamiques décrites dans Louis (1979). Le flux de chaleur latente est exprimé par:

$$LE = L_v (E_g + E_v) \quad (2.28)$$

ou  $L_v$  est la chaleur latente de vaporisation ( $\text{J kg}^{-1}$ ) et  $E_g$  et  $E_v$  sont les composantes du flux l'évaporation en provenance du sol nu et de la végétation, respectivement. La fraction de végétation  $veg$  est utilisée pour pondérer les deux composantes précédentes:

$$E_g = (1 - veg) \rho_a C_H V_a [h_u q_{\text{sat}}(T_s) - q_a] \quad (2.29)$$

$$E_v = veg \rho_a C_H V_a h_v [q_{\text{sat}}(T_s) - q_a] \quad (2.30)$$

L'humidité relative de surface  $h_u$  est une fonction du contenu en eau de surface (voir Mahfouf et Noilhan, 1991 pour une discussion approfondie de cette expression) :

$$h_u = \begin{cases} [1 - \cos(\pi w_g/w_{\text{fc}})]/2 & w_g < w_{\text{fc}} \\ 1 & w_g \geq w_{\text{fc}} \end{cases} . \quad (2.31)$$

et le coefficient de Halstead  $h_v$  s'exprime par:

$$h_v = \frac{R_a + \delta_h R_s}{R_a + R_s} . \quad (2.32)$$

La résistance aérodynamique s'exprime par  $R_a = (C_H V_a)^{-1}$  ( $s\ m^{-1}$ ). La résistance de surface de la végétation  $R_s$  peut tre calculée suivant deux manières: (i) à partir de la méthode de Jarvis (1976) (formulation dans la version initiale de Noilhan et Planton 1989) (ii) à partir de l'assimilation de  $CO_2$  par les plantes suivant le modèle de Jacobs (1994) (formulation décrite dans Calvet et al. 1998b).

L'expression de  $R_s$  dans ISBA d'après l'approche de Jarvis (1976) est:

$$R_s = \frac{R_{s\ min}}{LAI} \frac{F_1}{F_2 F_3 F_4} , \quad (2.33)$$

ou  $R_{s\ min}$  représente la résistance minimum de surface (pour un couvert bien alimenté en eau et dans des conditions optimales de l'environnement) devant tre calibrée (voir Noilhan et Mahfouf, 1996 pour une synthèse des calibrations réalisées sur un grand nombre de couverts végétaux). Les fonctions  $F$  prennent en compte les contraintes de l'environnement et de l'eau du sol ( $F_2$ ):

$$\begin{aligned} F_1 &= \frac{1 + f}{f + (R_{s\ min}/5000)} & [f = 1.1 R_G / (R_{GL} LAI)] \\ F_2 &= \frac{w_2 - w_{wilt}}{w_{fc} - w_{wilt}} & (\varepsilon_{F2} \leq F_2 \leq 1) \\ F_3 &= 1 - \gamma_R [e_{sat}(T_a) - e_a] \\ F_4 &= 1 - 0.0016 (298 - T_a)^2 \end{aligned}$$

$F_1$  prend en compte l'effet du rayonnement photosynthétiquement actif, et  $R_{GL}$  représente une valeur seuil du rayonnement solaire global dépendant de l'extension verticale de la canopée (deux valeurs sont considérées pour des couverts forestiers ou couverts bas).  $F_2$  représente l'effet du stress hydrique en fonction du contenu en eau du réservoir racinaire, et  $\varepsilon_{F2}$  est une valeur numérique très petite ( $\approx 10^{-6}$ ). L'influence de la température et du déficit de saturation de l'air au niveau de référence sont décrits par  $F_3$  et  $F_4$  ou  $\gamma_R$  est un paramètre dépendant de la végétation devant tre calibré (par exemple, Jacquemin et Noilhan présentent une calibration de ce paramètre pour une fort de conifères).

L'approche proposée par Calvet et al. (1998b) est totalement différente car elle inclue l'effet de la concentration de  $\text{CO}_2$  sur la transpiration à travers une relation fonctionnelle et plus réaliste entre l'ouverture des stomates et la photosynthèse. Le modèle de Jacobs (1994) a été complété par une description simple de croissance des plantes et de leur mortalité permettant de simuler l'évolution de l'indice foliaire  $LAI$ .

L'assimilation nette ( $A_n$ ) de  $\text{CO}_2$  par les plantes est estimée à partir de la photosynthèse et de facteurs externes. Le modèle de Jacobs, ne considérant que des conditions non limitantes en eau, a été complété en introduisant l'effet du stress hydrique sur la conductance mésophyllienne, variable clé de l'assimilation. L'assimilation nette est ensuite utilisée pour estimer la conductance de surface ( $g_s$ ) et la résistance de surface par:

$$R_s = 1/g_{sI} \quad (2.34)$$

ou  $g_{sI}$  est la conductance globale du couvert ( $\text{m s}^{-1}$ ).

Un modèle simple de transfert radiatif dans le couvert est utilisé pour estimer l'extinction des composantes directe et diffuse. L'assimilation est d'abord calculée au niveau de la feuille, puis intégrée sur tout le couvert par une méthode de Gauss à trois points:

$$A_{nI} = LAI \sum_{i=1}^3 \omega_{Gi} A_n(z_i) \quad (2.35)$$

$$g_{sI} = LAI \sum_{i=1}^3 \omega_{Gi} g_s(z_i) \quad (2.36)$$

ou  $\omega_{Gi}$  sont les poids de Gauss aux niveaux  $z_i$ .

Après le calcul de l'assimilation nette, une option permet d'activer le module de végétation interactive. La croissance des plantes est estimée à partir de l'accumulation de  $\text{CO}_2$  atmosphérique et de la sénescence lorsque les conditions environnementales deviennent très défavorables. Ainsi, la biomasse des plantes est une variable pronostique du modèle, et son évolution permet d'estimer simplement les variations de l'indice foliaire  $LAI$  (Calvet et al. 1998b).

Le terme  $\delta_h$  correspond à la fraction du feuillage recouverte par l'eau interceptée (Deardorff 1978):

$$\delta_h = (W_r/W_{r \max})^{2/3} \quad (0 \leq \delta_h \leq 1)$$

La capacité maximum du réservoir d'interception est estimée par:

$$W_{r_{\max}} = 0.2 \text{veg} LAI .$$

L'évaporation de l'eau interceptée et la transpiration sont alors donnés par:

$$E_r = (1 - \text{veg}) \rho_a \frac{\delta_h}{R_a} [q_{\text{sat}}(T_s) - q_a] \quad (2.37)$$

$$E_{tr} = \text{veg} \rho_a \frac{1 - \delta_h}{R_a + R_s} [q_{\text{sat}}(T_s) - q_a] \quad (2.38)$$

Le flux de rosée sur la végétation se produit au taux potentiel lorsque  $E < 0$

La température profonde  $T_2$  représente la température moyenne journalière de surface. L'équation 2.7 inclue 2 termes: le rappel vers  $T_s$  avec une constante de temps de 1 jour et un rappel (optionnel) vers une température profonde ou climatique  $T_c$  avec une constante de temps  $\gamma$  qui doit tre prescrite (voir Calvet et al., 1999 pour un exemple sur les données MUREX).

Le dernier terme de l'équation 2.7 représente le refroidissement ou le réchauffement du sol associés aux changements de phase de l'eau du sol (chaleur latente). L'équivalent eau de la glace du sol est d'abord estimé à partir de la température  $T_2$ :

$$w_{2f} = w_2 \left\{ 1 - \left[ \frac{T_2 - (T_f - \Delta T_{2f})}{\Delta T_{2f}} \right]^2 \right\} \quad (0 \leq w_{2f} \leq w_2) \quad (2.39)$$

avec  $\Delta T_{2f} = 5$ . Ce dernier paramètre est assez empirique. Il donne la gamme de température pour laquelle eau liquide et solide peuvent coexister dans le sol. Les changements du contenu en glace sur un pas de temps libère de la chaleur qui réchauffe le sol. Dans le modèle, le contenu en glace est calculé après l'évolution de  $T_2$  et de  $w_2$ . Le terme de changement du contenu en glace dans l'équation 2.7 s'exprime par ( $F_f$ ):

$$F_f = (1 - p_n) \rho_w z_d (w_{2f}^n - w_2^{n-1}) \quad (2.40)$$

ou  $z_d$  représente la pénétration dans le sol de l'onde diurne de la température de surface. Une valeur de 0.15 m est prescrite, supposée représentative des diverses textures et humidités des sols. L'effet d'isolation thermique joué par la neige est pris en compte en supprimant les dégagement de chaleur latente lorsque la surface est totalement couverte par la neige.

## 2. Le modèle ISBA-DF avec diffusion explicite dans le sol

De nombreux modèles de transferts de température et de masse dans le sol ont été développés d'après les travaux de Philip and de Vries (1957) et de Vries (1958). A titre d'exemple, Milly (1982) présente un modèle détaillé de sol basé sur les travaux précédents et complété par la prise en compte de certains mécanismes d'hystérésis ainsi que l'hétérogénéité verticale du sol. La plupart des schémas SVAT incorporent ces éléments, avec différents niveaux de complexité, en recherchant toujours un compromis entre les mécanismes physiques les plus importants à représenter et le temps calcul pour une utilisation dans un modèle atmosphérique.

Dans cet esprit, une version multi-couches des mécanismes de diffusion a été développée et couplée au schéma standard de surface d'ISBA. Cette nouvelle version est nommée ISBA-DF (ISBA- explicit vertical DiFfusion model). De nombreuses simplifications ont été faites afin de favoriser la comparaison avec la version ISBA-FR. Les transferts de chaleur et de masse sont partiellement découplés: les transferts verticaux étant reliés aux gradients thermiques et hydriques. Cependant un certain couplage entre les transferts existe à travers les coefficients thermiques du sol qui dépendent du contenu en eau. Seulement les transferts verticaux sont considérés, comme cela est fait dans tous les schémas couplés à des modèles atmosphériques globaux (Abramopoulos et al.1998, Thompson et Pollard 1995, Bonan 1996, Cox et al. 1999), de méso-échelle (Avisar et Pielke 1989, Wetzal et Boone 1995) ou de prévision (Viterbo et Beljaars 1995, Chen et al. 1996). Les équations pour les transferts de chaleur et de masse dans le sol sont:

$$c_g \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial G}{\partial z} + \Phi \quad (2.41)$$

$$\frac{\partial w_L}{\partial t} = -\frac{\partial F}{\partial z} - \frac{\Phi}{L_f \rho_w} - \frac{S_L}{\rho_w} \quad (w_{min} \leq w_L \leq w_{sat}) \quad , \quad (2.42)$$

$$\frac{\partial w_I}{\partial t} = \frac{\Phi}{L_f \rho_w} - \frac{S_I}{\rho_w} \quad (0 \leq w_I \leq w_{sat} - w_{min}) \quad (2.43)$$

Dans l'équation 2.41 des transferts thermiques verticaux ,  $c_g$  est la capacité thermique totale du sol ( $\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$ ).  $F$  est le flux vertical d'eau ( $\text{m s}^{-1}$ ),  $T$  la température du sol (K),  $\Phi$  ( $\text{J m}^{-3} \text{s}^{-1}$ ) un terme source ou puits de chaleur associé aux changements de phase,  $S$  un terme source ou puits de liquide ( $\text{kg m}^{-3} \text{s}^{-1}$ ), et  $z$  (m) la profondeur du sol positive vers le bas.

$w_L$  et  $w_I$  dans les équations 2.42 et 2.43 représentent les contenus en eau volumique liquide et équivalent en glace ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ). Ainsi, le contenu en eau volumique total est:

$$w = w_L + w_I . \quad (2.44)$$

Dans l'équation 2.42,  $S_L$  (évapotranspiration, flux latéral) et  $S_I$  (sublimation) sont des termes source/puits externes pour l'eau liquide et la glace,  $L_f$  est la chaleur latente de fusion ( $3.337 \times 10^5 \text{J kg}^{-1}$ ) et  $\rho_w$  la densité de l'eau. Les termes de changement de phase dans les équations 2.42 et 2.43 représentent un transfert de masse entre les phases solide et liquide et  $w_{min}$  une valeur minimum de contenu en eau liquide. L'équation de continuité pour le contenu en eau total est obtenu en ajoutant les équations 2.42 et 2.43.

*a. Température du sol*

Le flux de chaleur dans le sol s'exprime par:

$$G = \lambda \frac{\partial T}{\partial z} .$$

La température moyenne de chaque couche est obtenue en intégrant l'équation 2.41:

$$\int_{-z_j}^{-z_{j-1}} c_g \frac{\partial T}{\partial t} dz = \int_{-z_j}^{-z_{j-1}} \frac{\partial G}{\partial z} dz + \int_{-z_j}^{-z_{j-1}} \Phi dz \quad (2.45)$$

avec:

$$T_j = \frac{1}{\Delta z_j} \int_{-z_j}^{-z_{j-1}} T dz . \quad (2.46)$$

$T_j$  est la température moyenne de la couche  $j$  et  $\Delta z_j$  est égal à  $z_j - z_{j-1}$ .

Les équations 2.45 et 2.46 conduisent à:

$$\Delta z_j c_{g,j} \frac{\partial T_j}{\partial t} = G_{j-1} - G_j + \Delta z_j \Phi_j , \quad (2.47)$$

La température moyenne  $T_j$  est exprimée au centre de chaque maille à  $(z_j + z_{j-1})/2$ .

La méthode pour résoudre l'équation 2.47 se trouve en annexe B.

Le flux de chaleur à chaque niveau  $z_j$  s'exprime par:

$$G_j = \bar{\lambda}_j \frac{(T_j - T_{j+1})}{\Delta \bar{z}_j} , \quad (2.48)$$

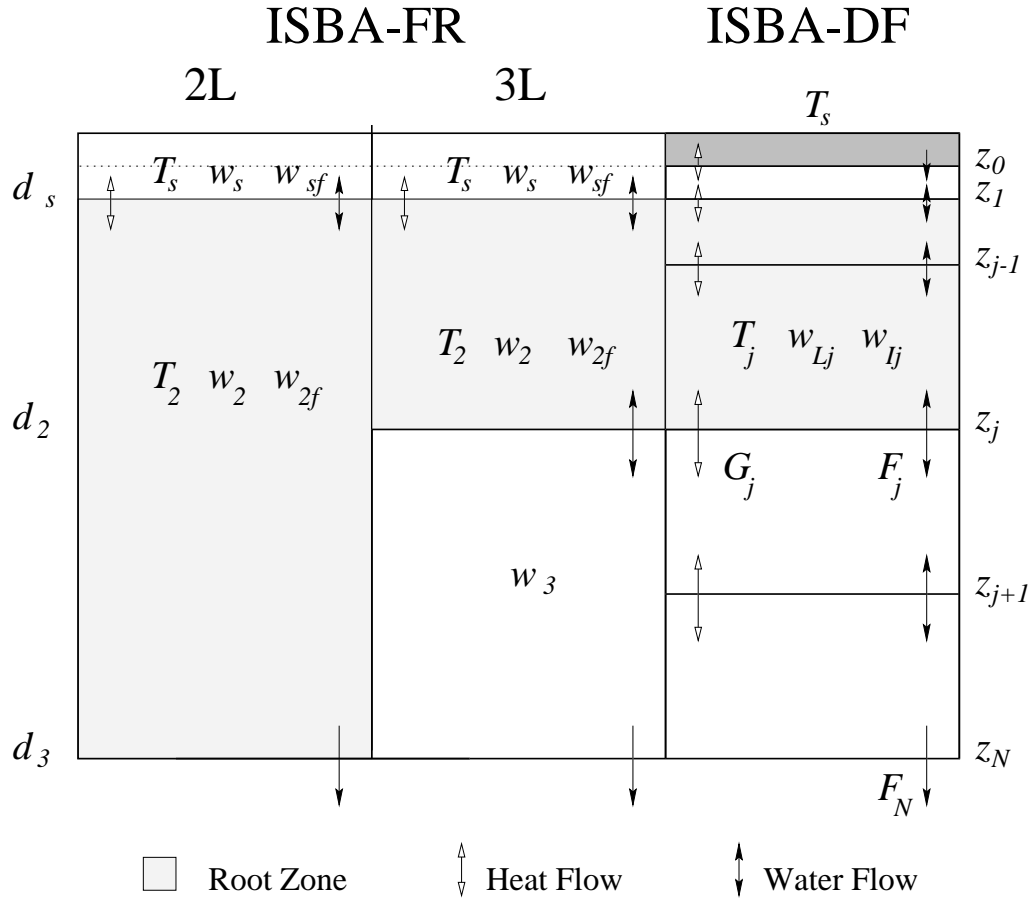


FIG. 2.1. Discrétisation verticale dans le sol des différentes versions d'ISBA comparant les versions standard 2L et 3L à la version DF. Les flux thermique  $G_j$  et hydrique  $F_j$  sont évalués à chaque niveau  $z_j$ .

avec  $\Delta \bar{z}_j = (\Delta z_j + \Delta z_{j+1})/2$ . La conductivité à l'interface de deux couches est approximée par:

$$\bar{\lambda}_j = \frac{(\Delta z_{j+1} \lambda_{j+1} + \Delta z_j \lambda_j)}{(\Delta z_{j+1} + \Delta z_j)} \quad (2.49)$$

Un exemple de discrétisation verticale de ISBA-DF et de la localisation des variables pronostiques est comparé aux discrétisations d'ISBA-FR (deux couches 2L, trois couches 3L) à la figure 2.1.

### 1) CONDITIONS AUX LIMITES

(i) *Condition à la limite supérieure.*

Cette condition est fournie par le bilan d'énergie à la surface. Deux approches ont été testées dans ISBA-DF. Le stockage de chaleur dans une fine couche de sol en surface (litière, ...) peut tre considéré de sorte que:

$$c_s \frac{\partial T_s}{\partial t} = R_n(T_s) - H(T_s) - LE(T_s) - G_0(T_s) , \quad (2.50)$$

ou  $c_s$  représente une résistance thermique de surface ( $\text{J m}^{-2} \text{K}^{-1}$ ). Le coefficient  $c_s$  a les dimensions d'une capacité thermique multipliée par une longueur et représente la résistance au changement thermique en surface (McNider et al. 1994). On fait l'hypothèse que la température de surface  $T_s$  est constante dans cette couche de surface, servant de condition à la limite supérieure pour le flux de chaleur par conduction et inférieure pour les échanges radiatifs et turbulents avec l'atmosphère (Wetzel et Boone 1995). Le flux de surface s'écrit:

$$G_0 = 2 \lambda_1 \frac{(T_s - T_1)}{z_1} . \quad (2.51)$$

Une deuxième technique revient à prendre une couche suffisamment mince de sorte que la température de surface peut tre approximée par la température de la première couche du sol. Dans ce cas là, à partir de 2.47, on peut écrire que:

$$c_{g1} \Delta z_1 \frac{\partial T_1}{\partial t} = G_0 - G_1 + \Delta z_1 \Phi_1 , \quad (2.52)$$

avec:

$$G_0 = R_n(T_1) - H(T_1) - LE(T_1) . \quad (2.53)$$

Tous les flux de surface sont évalués en faisant l'hypothèse que la température est constante dans la première couche de sol. Cette dernière approche est plus appropriée à un cas de sol nu ou en l'absence de litière à la surface du sol.

(ii) *Conditions à la limite inférieure.*

Une condition de flux nul est prescrite à la profondeur  $z_N$ , ce qui est acceptable pour des valeurs de  $z_N$  suffisamment grande. La pénétration de l'onde thermique annuelle est de l'ordre de quelques mètres nécessitant d'utiliser de fortes profondeurs de sol pour modéliser correctement le cycle thermique annuel.



## 2) ESTIMATION DES PROPRIÉTÉS THERMIQUES

Dans la plupart des schémas de surface, la capacité et la conductivité thermique sont paramétrées en fonction du contenu en eau du sol et de sa texture. Dans la version ISBA-FR standard, ces paramétrisations viennent de MP81. (équation 2.5). Ce modèle de conductivité thermique donne des résultats acceptables à l'exception de conditions hydriques extrêmes. En effet, la conductivité thermique est surestimée pour des sols très humides (voir par exemple Mahfouf et Noilhan, 1991) et sous-estimée dans le cas de sols secs. D'autre part, la glace du sol n'est pas prise en compte dans cette formulation. Récemment, Peters-Lidard et al. (1998) (PL98) proposent une formulation relativement simple qui pallie aux défauts que l'on vient d'évoquer. La capacité thermique du sol incluant la glace est:

$$c_{gj} = (1 - w_{\text{sat}})c_{\text{soil}} + w_{Lj}c_w + w_{Ij}c_i , \quad (2.54)$$

Où  $c_i$  est la capacité thermique de la glace ( $\text{J K}^{-1} \text{m}^{-3}$ ),  $c_{\text{soil}}$  est le produit de la chaleur spécifique du sol ( $C_{\text{soil}}$ :  $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ ) et de la densité sèche ( $\rho_{\text{soil}}$ ). PL98 proposent une valeur de la chaleur spécifique pour les particules de sol de  $733 \text{ J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ . La densité sèche du sol, qui est souvent mesurée, peut être aussi estimée à partir de la porosité du sol selon l'expression:

$$\rho_{\text{soil}} = (1 - w_{\text{sat}})\rho_{\text{solids}} ,$$

où  $\rho_{\text{solids}}$  est le poids unitaire des particules de sol ( $2700 \text{ kg m}^{-3}$ ). La capacité thermique de l'air dans le sol est négligée.

Concernant la conductivité thermique, Farouki (1986) a montré que la méthode proposée par Johansen (1975) était une des plus précises. Suivant les travaux de PL98 et de Johansen, la conductivité thermique est la somme pondérée des conductivités de sols sec et saturé:

$$\lambda = K_e \lambda_{\text{sat}} + (1 - K_e) \lambda_{\text{dry}} , \quad (2.55)$$

où  $K_e$  est le nombre sans dimension de Kersten.

La conductivité thermique sèche est définie par:

$$\lambda_{\text{dry}} = \frac{0.135\rho_{\text{soil}} + 64.7}{\rho_{\text{solids}} - 0.947\rho_{\text{soil}}} \quad \text{ou} \quad (2.56)$$

$$\lambda_{\text{dry}} = 0.039 w_{\text{sat}}^{-2.2} \quad (2.57)$$

ou 2.56 décrit des conditions assez générales de sols et 2.57 est utilisée pour des sols encroûtés. La conductivité thermique saturée est donnée par:

$$\lambda_{\text{sat}} = \lambda_{\text{soil}}^{(1-w_{\text{sat}})} \lambda_i^{w_{\text{sat}}(1-w_L/w)} \lambda_w^{w_{\text{sat}}(w_L/w)} , \quad (2.58)$$

ou  $w_{\text{sat}}(w_L/w)$  représente le volume de sol non gelé. Dans 2.58,  $\lambda_i$  ( $2.2 \text{ W m}^{-1} \text{ K}$ ) et  $\lambda_w$  ( $0.57 \text{ W m}^{-1} \text{ K}$ ) sont les conductivités thermiques de la glace et de l'eau. La valeur pour les particules solides est:

$$\lambda_{\text{soil}} = \lambda_q^q \lambda_o^{1-q} . \quad (2.59)$$

$q$  est le contenu relatif en quartz ( $0 \leq q \leq 1$ ). Cette quantité peut tre exprimée comme une fonction linéaire du contenu en sable des sols en utilisant les données publiées par PL98.

$$q = 0.038 + 0.0095 X_{\text{sand}} . \quad (2.60)$$

ou  $X_{\text{sand}}$  représente la fraction de sable dans le sol (%). La conductivité thermique du quartz est prise égale à  $\lambda_q$  ( $7.7 \text{ W m}^{-1} \text{ K}$ ) et celle d'autre minéraux est:

$$\lambda_o = \begin{cases} 2.0 & q > 0.2 \\ 3.0 & q \leq 0.2 \end{cases} .$$

Le nombre de Kersten est donné par l'expression:

$$K_e = \begin{cases} 0.7 \log_{10}(S_w) + 1.0 & S_w > 0.05 \quad \text{coarse} \\ \log_{10}(S_w) + 1.0 & S_w > 0.1 \quad \text{fine} \end{cases} .$$

Pour les sols gelés, le nombre de Kersten est simplement  $K_e = S_w$ . Cependant, cette formulation peut générer une large discontinuité dans  $K_e$  au fur et à mesure que le sol gèle. Ainsi, l'expression continue suivante est préférée en présence de sols partiellement gelés:

$$K_e = (w_L/w) (\log_{10} S_w + 1.0) + (w_I/w) S_w . \quad (2.61)$$

Une relation identique à (2.61) peut tre utilisée pour des sols à texture grossière. La figure 2.3 propose une comparaison des conductivités thermiques calculées par l'expression 2.5 de MP81 et par 2.55 (PL98). La classification des sols et les

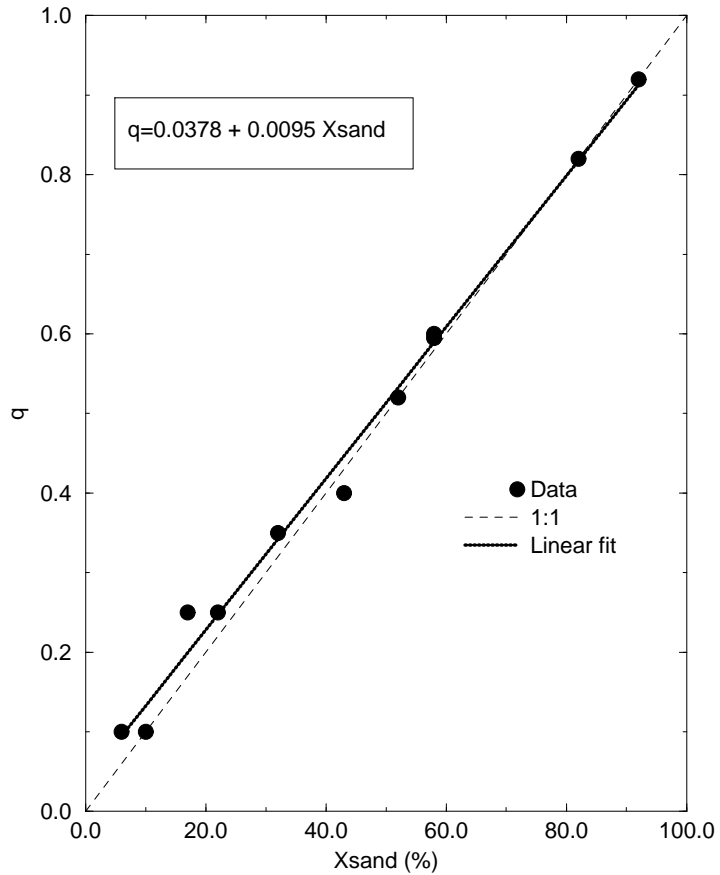


FIG. 2.2. Régression linéaire entre le contenu en quartz ( $q$ ) et en sable du sol ( $X_{\text{sand}}$ ). Les contenus en quartz sont issus de PL98 et les pourcentages en sable de Cosby et al. (1984).

paramètres hydrologiques sont ceux de CH78. On note que les conductivités thermique peuvent tre très différentes dans les deux formulations, en particulier près de la saturation. Ces écarts ont un impact sur le flux de chaleur dans le sol mais aussi quelques implications sur les résolutions verticale et temporelle du schéma. Il faut aussi rappeler que les calculs de la conductivité thermique sont explicite dans ISBA-DF, de sorte que les deux formulations peuvent tre changées aisément (ce qui n'est pas le cas d'ISBA-FR).

### 3) RÉOLUTION VERTICALE

Les gradients thermiques sont généralement plus forts près de la surface ce qui conduit à utiliser une résolution augmentant progressivement avec la profondeur.

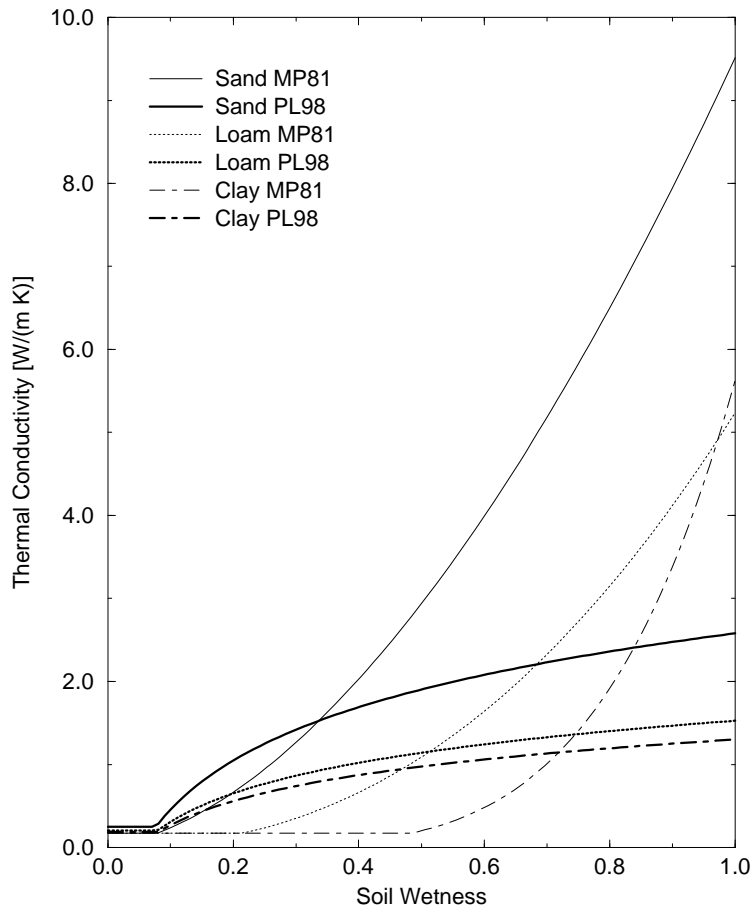


FIG. 2.3. Variation de la conductivité thermique du sol en fonction du contenu en eau du sol, pour 3 textures du sol définies suivant CH78. Les expressions de McCumber et Pielke (1981) et de Piters-Lidard et al. (1998) sont comparées.

Le maillage vertical peut aussi dépendre de la présence de gradient de texture (eg. Calvet et al. 1999a), de la profondeur racinaire, ou de temps caractéristiques que l'on veut représenter (Viterbo et Beljaars 1995).

Il est impérative qu'un moins les deux premiers niveaux soient situés dans la couche influencée par le cycle diurne. Une estimation de cette profondeur est donnée par (Deardorff 1978, Dickinson 1988):

$$z_d = \left( \frac{\lambda_1 \tau}{c_g 1 \pi} \right)^{1/2}. \quad (2.62)$$

La profondeur  $z_d$  calculée à partir de 2.62 et des paramètres de CH78 est donnée à la figure 2.4. La profondeur est donnée en fonction de l'humidité du sol (2.62).

$z_d$  varie entre 0.05 m et 0.30 m pour la plupart des sols avec le modèle de MP81 et beaucoup moins (entre 0.08 et 0.18) avec le modèle de PL98. D'après ces résultats, l'épaisseur de la première couche de sol ne devrait pas excéder 0.05-0.08 m.

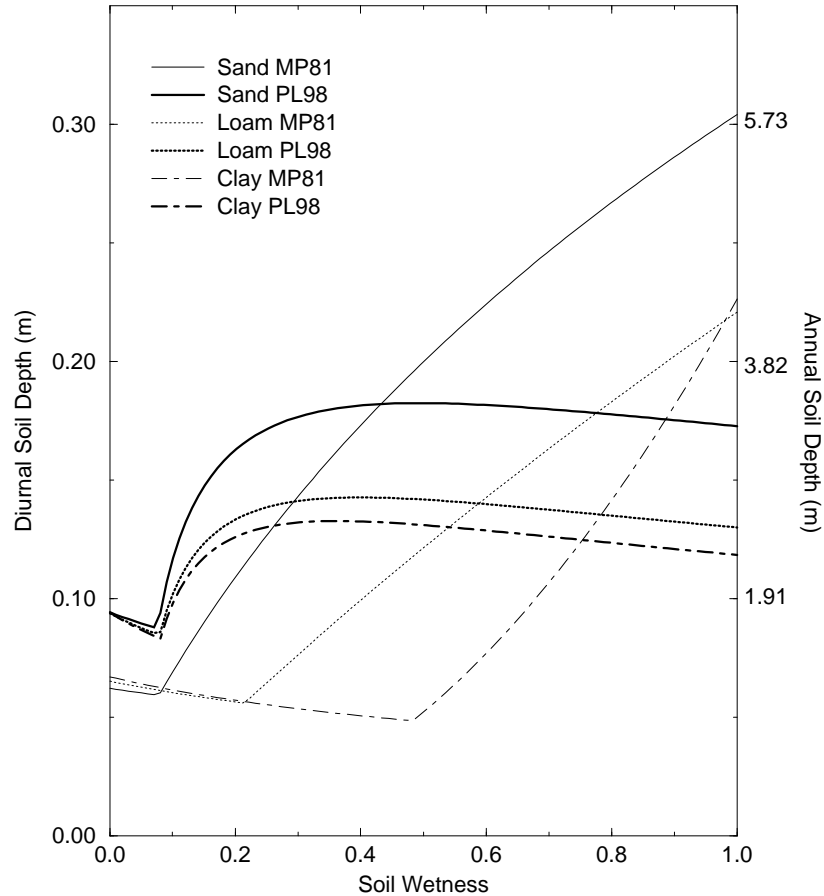


FIG. 2.4. Profondeurs du sol atteintes par l'onde thermique diurne ( $z_d$ ) et annuelle ( $z_a$ ) estimées à partir des formulations MP81 et PL98.

La profondeur du sol pour le modèle thermique dépend des échelles de temps que l'on veut représenter. Afin de pouvoir représenter l'onde thermique annuelle, la profondeur du sol concernée  $z_a$  peut être estimée en multipliant  $z_d$  par 365 (Lynch-Stieglitz 1994). On voit à la figure 2.4, que des profondeurs de sol d'au moins 2 m sont nécessaires avec PL98 et d'au moins 4 m avec la formulation de MP81.

b. *Eau liquide du sol*

Le flux d'eau liquide dans (2.42) s'exprime par

$$F = -k \frac{\partial}{\partial z} (\psi + z) - D_{\nu\psi} \frac{\partial \psi}{\partial z} \quad (2.63)$$

$$= -\eta \frac{\partial \psi}{\partial z} - k \quad , \quad (2.64)$$

avec  $\eta = k + D_{\nu\psi}$ .  $D_{\nu\psi}$  est la conductivité vapeur ( $\text{m s}^{-1}$ ). Dans l'équation de Darcy (2.63), le deuxième terme représente le flux d'eau sous forme vapeur.  $D_{\nu\psi}$  peut être exprimé comme une fonction de la texture, du contenu en eau du sol et de la température (Braud et al. 1993), modifié par la présence de glace (voir annexe A). La variable  $\eta$  dans l'équation (2.64) représente la conductivité hydraulique effective. En général, les schémas de surface considèrent des conditions hydrauliques homogènes et (2.63) est écrit en fonction du gradient d'eau volumique. Dans ISBA-DF, la formulation à partir du potentiel permet de prendre en compte des gradients de propriétés hydrauliques du sol (voir Braud et al. 1995 pour une revue de diverses formulations du gradient du potentiel).

Lorsque la glace se forme, elle réduit la réserve utile liquide du sol. Le niveau de saturation liquide du sol s'exprime alors par:

$$S_w = \frac{w - w_I}{w_{\text{sat}} - w_I} = \frac{w_L}{w_{\text{sat}L}} \quad (0 \leq S_L \leq 1) \quad , \quad (2.65)$$

ou  $w_{\text{sat}L}$  représente le niveau de saturation en phase liquide. Ainsi la présence de glace diminue la porosité du sol. La conductivité hydraulique et le potentiel du sol sont reliés au contenu en eau volumique à partir des relations de Brooks et Corey (1966) et CH78 (éq. 2.1 et 2.2). La glace a pour effet de diminuer la conductivité hydraulique par rapport à un sol non gelé et possédant un même contenu en eau total. Comme pour les transferts thermique (2.45), l'équ. 2.42 est intégrée pour chaque couche de sol  $j$ :

$$\Delta z_j \frac{\partial w_{Lj}}{\partial t} = F \Big|_{-z_j} - F \Big|_{-z_{j-1}} - \frac{\Delta z_j}{\rho_w} \left( S_{Lj} + \frac{\Phi_j}{L_f} \right) \quad . \quad (2.66)$$

La méthode pour résoudre (2.66) se trouve en annexe B. L'expression du flux d'eau au niveau  $z_j$  (2.63) s'écrit:

$$F \Big|_{-z_j} = F_j = -\tilde{\eta}_j \left[ \frac{(\psi_j - \psi_{j+1})}{\Delta \bar{z}_j} \right] - \tilde{k}_j \quad , \text{ et} \quad (2.67)$$

$$\tilde{\eta}_j = \wp_j \left( \tilde{k}_j + \tilde{D}_{\nu\psi j} \right) \quad (2.68)$$

ou  $\tilde{k}$  et  $\tilde{D}_{\nu\psi}$  représentent les valeurs de la conductivité et de la diffusivité vapeur à l'interface  $z_j$ , obtenues en interpolant le potentiel matriciel en conditions homogène ou hétérogène.

Le coefficient d'impédance de la glace ( $\wp$ ) est calculé à partir de l'expression proposée par Johnsson et Lundin (1991) (voir chapitre 4 sur la glace)

$$\wp_j = \frac{10^{-a_\wp w_{Ij}/(w_{\text{sat } j} - w_{\text{min}})} - 10^{-a_\wp}}{1 - 10^{-a_\wp}} \quad (0 \leq \wp_j \leq 1) \quad , \quad (2.69)$$

avec  $a_\wp = 6$  (Lundin 1990). L'objectif de cette paramétrisation est de limiter le flux d'eau liquide vers les couches de sol gelées, qui s'annule lorsque tous les pores du sol sont occupés par la glace. Le modèle est assez sensible à ce paramètre et une calibration peut tre nécessaire. La dépendance de  $\wp$  à la fraction de glace dans le sol [ $w_I/(w_{\text{sat}} - w_{\text{min}})$ ] est illustrée à la fig. 2.5.

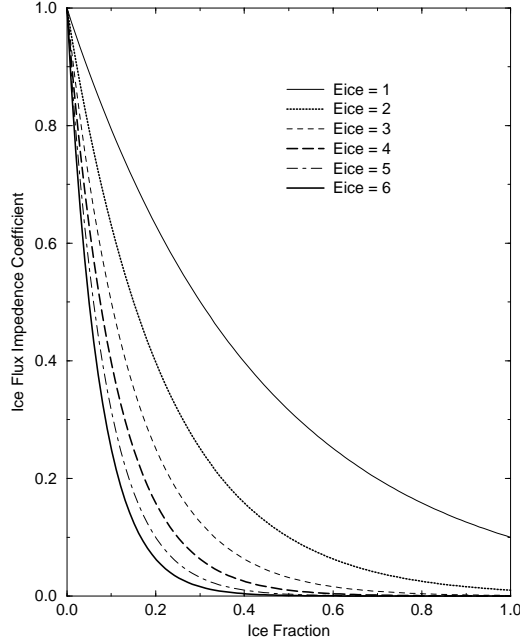


FIG. 2.5. Variation du facteur d'impédance  $\wp$  en fonction du contenu en glace et pour différentes valeurs de  $a_\wp$  (“Eice” dans le figure). Ce coefficient est en facteur du flux d'eau liquide.

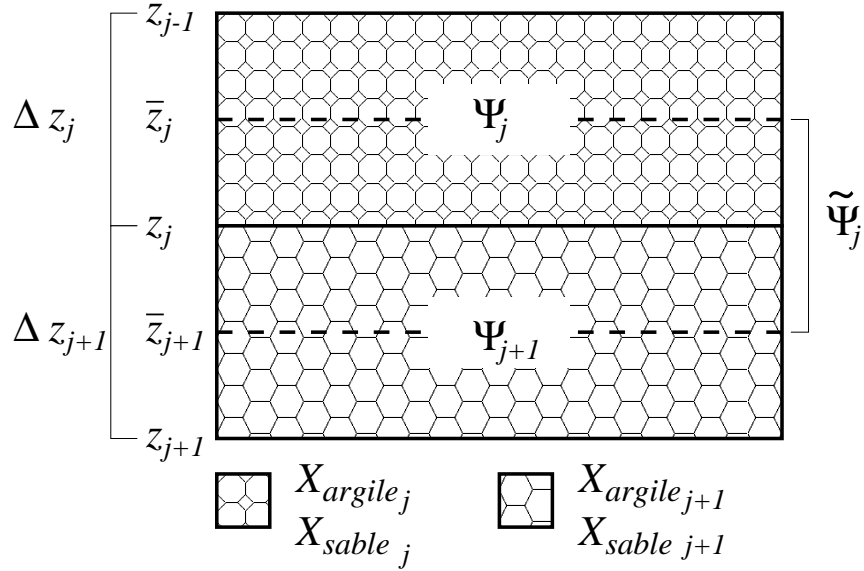


FIG. 2.6. Le potentiel hydrique à l'interface  $z_j$  ( $\tilde{\psi}_j$ ) est représentatif du potentiel de couche  $\bar{z}_j$  à  $\bar{z}_{j+1}$ .

L'hétérogénéité verticale du sol est décrite comme une série de tranches de sol homogènes. En effet, le potentiel du sol est continu mme dans le cas d'un sol hétérogène ce qui n'est pas le cas du contenu en eau volumique (Milly 1982). C'est la raison pour laquelle il vaut mieux choisir le potentiel hydrique comme variable d'état. Dans notre cas, le potentiel hydrique est interpolé à chaque interface. En présence d'un front d'humidification, le potentiel prend la valeur du potentiel amont (approche similaire à Mahrt et Pan, 1984). Sinon, le potentiel de la couche est à l'équilibre entre forces de capillarité et de gravité ( $\partial\psi/\partial z = -1$ ). Ainsi, le potentiel de chaque couche s'écrit:

$$\tilde{\psi}_j = \delta_{\psi_j} \psi_j + (1 - \delta_{\psi_j}) [\psi_{j+1} - \Delta \bar{z}_j / 2] , \quad (2.70)$$



avec la fonction  $\delta_\psi$  définie par:

$$\delta_{\psi_j} = \begin{cases} 1 & \psi_j \geq \psi_{j+1} - \Delta\bar{z}_j/2 \\ 0 & \psi_j < \psi_{j+1} - \Delta\bar{z}_j/2 \end{cases} .$$

Une schématisation de l'interpolation est illustrée à la figure 2.6. La conductivité hydraulique à l'interface des couches s'écrit:

$$\tilde{k}_j(\tilde{\psi}_j) = \frac{\Delta z_j k_j(\tilde{\psi}_j) + \Delta z_{j+1} k_{j+1}(\tilde{\psi}_j)}{\Delta z_j + \Delta z_{j+1}} , \quad (2.71)$$

La conductivité est évaluée en utilisant les paramètres hydrauliques des deux couches adjacentes et le potentiel à l'interface. La mme méthode est utilisée pour la diffusivité vapeur ( $\tilde{D}_{\nu\psi}$ ).

#### 1) CONDITIONS AUX LIMITES

##### (i) Condition à la limite inférieure.

A la base du sol, on estime que les gradients du potentiel deviennent négligeables ainsi que les différences des propriétés hydrauliques, si bien que (2.67) peut s'écrire:

$$F_N = -\varphi_N k_N(\psi_N) = -\varphi_N k_N(w_N) = -\varphi_N k_N . \quad (2.72)$$

L'équation précédente représente une condition de drainage à la base du sol, utilisée dans beaucoup de schéma (Wetzel et al. 1996). Enfin, une option permet de prescrire la présence d'une nappe (annexe D).

##### (ii) Condition à la limite supérieure.

Le flux d'infiltration à la surface s'écrit:

$$-F_0 = (R_t - R_0)/\rho_w ,$$

ou  $R_0$  représente le ruissellement de surface. Le flux ( $F_0$ ), toujours négatif, s'écrit:

$$-F_0 = -\min[(R_t/\rho_w), -F_{\max 0}] , \quad (2.73)$$

ou  $F_{\max 0}$  est le flux maximum pouvant s'infiltrer dans la couche de surface. On fait l'hypothèse (Mahrt et Pan 1984) que le contenu en eau de surface est saturé dès

qu'un évènement pluvieux. Cette hypothèse combinée avec (2.70) et (2.67) conduit à:

$$F_{\max 0} = k_{\text{sat} 1} \left[ \frac{2(\psi_s - \psi_1)}{\Delta z_1} + 1 \right] , \quad (2.74)$$

La conductivité en phase vapeur est alors négligée. Il faut noter qu'à l'échelle locale,  $F_{\max 0}$  peut être bien inférieur à  $P_g$  et générer du ruissellement de surface. En revanche, à l'échelle climatique les taux de précipitation sont généralement plus faibles ce qui a pour conséquence de réduire le ruissellement de surface. C'est une des raisons pour avoir recours à une paramétrisation sous-maille du ruissellement (Habets et al. 1999a, Stieglitz et al. 1997). Cet aspect n'est pas considéré dans ce travail qui est centré sur l'échelle locale.

## 2) TERME PUIITS DE L'EAU DU SOL

Le terme puits est composé des pertes (ou gains) par évapotranspiration (condensation) et les gains peuvent être dus aux apports latéraux ou à la base du réservoir par capillarité.

### (i) évapotranspiration.

L'évaporation du sol nu ( $E_g$ ) est prélevée dans la couche de surface uniquement. Par contre, la transpiration ( $E_{tr}$ ) peut être extraite de plusieurs couches. Une fraction normalisée ( $\Upsilon$ ) de racines est spécifiée dans chaque couche, à l'exception de la couche de surface qui n'a pas de racine. Des poids normalisés ( $\xi_j$ ) sont ensuite estimés pour chaque couche:

$$\xi_j = \frac{\Upsilon_j \Delta z_j}{\sum_{j=1}^N \Upsilon_j \Delta z_j} \quad \left( \sum_{j=1}^N \xi_j = 1 \right) . \quad (2.75)$$

et

$$\sum_{j=1}^N \Upsilon_j = 1 . \quad (2.76)$$

En l'absence de racine,  $\Upsilon_j$  (et  $\xi_j$ ) est égal à zéro. Les distributions racinaires sont généralement assez mal connues alors que le flux de transpiration y est très sensible (Desborough 1997). En l'absence de suffisamment d'information, on considère une distribution homogène en prenant  $\Upsilon_j$  constant dans la couche racinaire.

Dans ISBA, l'effet du stress hydrique sur la transpiration (2.33 et 2.34) est modélisé à partir de:

$$F_{2j} = \frac{w_{Lj} - w_{wiltj}^*}{w_{fcj}^* - w_{wiltj}^*} \quad (\varepsilon_{F2} \leq F_{2j} \leq 1) , \quad (2.77)$$

$w_{wilt}^*$  et  $w_{fc}^*$  sont les contenus en eau volumique au point de flétrissement et à la capacité au champ modifiés par la présence de glace (voir chapitre 4). Ces contenus sont estimés en remplaçant la porosité totale du sol par la porosité réduite par la glace ( $w_{sat}^*$ ):

$$w_{fcj}^* = w_{satj}^* (w_{fcj}/w_{satj}) \quad (2.78)$$

$$w_{wiltj}^* = w_{satj}^* (w_{wiltj}/w_{satj}) \quad (2.79)$$

Le facteur de 2.77 est appliqué à la conductance de surface si bien que la transpiration est potentielle au dessus de la capacité au champ et nulle au-dessous du point de flétrissement. Le facteur de stress global est calculé (Pan et Mahrt 1987) par:

$$\phi_{trj} = \frac{\xi_j F_{2j}}{\sum_{j=1}^N \xi_j F_{2j}} . \quad (2.80)$$

(ii) *Excès d'eau dans le sol.*

Les apports d'eau sont négligés à la base du sol (profondeur de sol importante) et seuls les apports latéraux possibles sont redistribués linéairement sur l'épaisseur du sol:

$$\phi_{xsj} = \frac{\delta_{xsj} \Delta z_j}{\sum_{j=1}^N \delta_{xsj} \Delta z_j} , \quad (2.81)$$

$\phi_{xs}$  représente les coefficients normalisés de l'excès d'eau dans le sol et une fonction  $\delta_{xs}$  égale à 0 ou 1 suivant la présence ou non d'apports latéraux.

(iii) *Terme puits pour l'eau.*

Le terme source/puits de l'eau du sol dans chaque couche peut s'écrire:

$$S_j = (\phi_{trj} E_{tr} + \delta_{gj} E_{gL} - \phi_{xsj} X_s) / \Delta z_j , \quad (2.82)$$

$X_s$  est le terme d'excès,  $E_{gL}$  l'évaporation à la surface et  $\delta_{gj}$  égale à 1 pour la couche de surface. Ces flux d'eau sont exprimés en  $m s^{-1}$ .

*c. Glace du sol*

La glace du sol augmente avec l'énergie disponible pour sa production et diminue sous les effets de fonte et sublimation. La température du sol est d'abord calculée d'après (2.43) et les terme de changement de phase ( $\Phi_j$ ) est évalué ensuite. La température de chaque couche est alors ajustée de sorte que  $T_j^n \rightarrow T_f$  si le gel ou la fonte se produisent ( $T_f = 273.16$  K).

Le terme de changement de phase for une couche  $j$  est donné par:

$$\Phi_j = \frac{1}{\tau_i} \begin{cases} \min [\mu_j c_i(T_f - T_j), (w_{Lj} - w_{min}) L_f \rho_w] & (T_j \leq T_f) \\ -\min [\mu_j c_i(T_j - T_f), w_{Ij} L_f \rho_w] & (T_j > T_f) \end{cases}, \quad (2.83)$$

Le paramètre  $\tau_i$  représente une constante de temps pour les changements de phase. Il peut tre déterminé par calibration, et peut tre relié à la texture du sol. Une valeur constante de  $3300 \text{ s}^{-1}$  est proposée au chapitre 4 (Boone et al. 2000). Dans (2.83), le réchauffement (refroidissement) d'un couche  $j$  est estimé comme le minimum entre l'énergie disponible pour le changement de phase multiplié par un coefficient l'efficacité (Slater et al. 1998) et le contenu en eau liquide (glace) disponible dans la couche. Le coefficient l'efficacité ( $\mu$ ) est exprimé en fonction soit du contenu en eau liquide (disponible pour le gel) soit de la glace (disponible pour la fonte), méthode voisine de celles de Cogley et al. 1990 et Pitman et al. 1991:

$$\mu_j = \begin{cases} w_{Lj}/(w_{\text{sat}} - w_{Ij}) & (T_j \leq T_f) \\ w_{Ij}/(w_{\text{sat}} - w_{\text{min}}) & (T_j > T_f) \end{cases}.$$

Si de la glace est produite/fondue au cours d'un pas de temps, la température moyenne de la couche est réchauffée/refroidie à la fin du pas de temps. Une correction supplémentaire est appliquée si  $w_I$  excède  $w$  à chaque pas de temps de faon à interdire une production de glace supérieure au contenu en eau volumétrique courant.

La glace et le contenu en eau total diminue avec le flux de sublimation à la surface. Ce flux s'exprime par:

$$S_I = E_{gI}/\Delta z_1, \quad (2.84)$$

ou  $E_{gI}$  représente l'équivalent eau liquide perdue par sublimation par la couche de sol en surface. L'évaporation de surface ( $E_g$ ) est obtenue en combinant l'évaporation

de l'eau liquide en surface et la sublimation de la glace dans la première couche. Le flux total de chaleur latente en surface ( $E_g$ ) est:

$$LE = L_f E_v + L_f (1 - \chi) E_{gL} + L_s \chi E_{gI} ,$$

ou  $L_s$  est la chaleur latente de sublimation ( $L_s = L_f + L_v$ ).

#### *d. Validation*

Le schéma ISBA-DF a été utilisé comme référence pour tester et étalonner ISBA-FR (Boone et al. 1999; Boone et al. 2000). Au Chapitre 4 les flux de surface et le profil de température dans le sol simulés ont été validés de manière spécifique pour le cas d'une situation hivernale débouchant sur le gel d'une couche importante du sol. Dans le cas du jeu de données qui est examiné ci-dessous, c'est une validation sur un cycle annuel complet qui est entreprise, à partir d'observations des variables atmosphériques, des paramètres du sol et de la végétation, ainsi que de l'ensemble des mesures nécessaires pour valider un schéma de surface pour un modèle atmosphérique (flux de surface, eau et température du sol, etc.).

##### 1) MUREX

Un point faible de l'approche Force-Restore utilisée dans ISBA-FR est qu'elle ne s'applique que dans le cas d'un sol homogène du point de vue de ses propriétés hydriques et thermiques. Pour des applications liées à la modélisation de l'atmosphère, la description explicite des gradients verticaux des paramètres du sol à rarement été mise en oeuvre à cause du manque d'information spatialisée concernant aussi bien les paramètres des sols, que les mesures pouvant permettre la validation des modèles, dans diverses conditions de climat. Cependant, il est courant que dans la réalité la texture du sol soit significativement différente d'une profondeur à l'autre du sol. Cela peut avoir un effet sur la simulation du cycle hydrique et énergétique annuel. L'expérience MUREX (Calvet et al. 1998a, 1999) est un jeu de données idéal pour tester en mode off-line la capacité de ISBA-DF à simuler cet effet sur un cycle annuel complet. Ici, le cycle annuel 1995 de MUREX est examiné (l'expérience à duré 3 ans).

##### (i) *les paramètres de ISBA-DF.*

Puisque la formulation des flux de surface de ISBA-DF et de ISBA-FR est la mme, la plupart des paramètres du sol et de la végétation ont la mme signification

pour les deux schémas. La valeur de ces paramètres est donnée dans le Table 2.1 pour le cas de MUREX. L'application du modèle ISBA dans le cas de MUREX est détaillée dans Calvet et al. (1999). Les paramètres qui diffèrent entre ISBA-DF et ISBA-FR, ou bien ceux qui ne doivent tre prescrits que pour ISBA-DF sont décrits ci-dessous.

TABLE 2.1. Les paramètres du sol et de la végétation d'ISBA-DF pour MUREX.

Symbole	Définition	Valeur	Unités
$z_r$	épaisseur zone racinaire	0.75	m
$\alpha$	albédo	0.20	-
$\epsilon$	émissivité	0.97	-
$r_{s \min}$	résistance stomatique minimum	50	s m <sup>-1</sup>
$z_0/z_{0h}$	rapport des rugosités	450	-
$veg$	fraction de végétation	0.95	-

Dans le cas de MUREX, une couche de biomasse aérienne doit tre représentée dans la résolution du bilan d'énergie de surface (Eq. 2.50) de ISBA-DF. Une capacité calorifique de surface efficace ( $c_s$ ) est définie, qui combine la capacité calorifique de la végétation ( $c_v$ ) et d'une fine couche de sol de surface dont les caractéristiques sont supposées identiques à celles de la couche supérieure de sol du modèle, avec une épaisseur d'un ordre de grandeur inférieur :

$$c_s = 0.1\Delta z_1 c_{g1} + c_v$$

où la capacité calorifique efficace de la végétation (J K<sup>-1</sup> m<sup>-2</sup>) est définie selon Wetzal et Boone (1995):

$$c_v = C_w (6 b_M + W_r) \quad (2.85)$$

$b_M$  représente la biomasse aérienne sèche des plantes (kg m<sup>-2</sup>) et  $C_w$  la chaleur spécifique de l'eau (J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>). Dans cette expression, il est supposé que le rapport entre masse d'eau et matière sèche de la végétation est de 6 pour 1 (Rutter 1975). La capacité calorifique de l'eau étant beaucoup plus grande que celle de la biomasse sèche, la capacité calorifique de la biomasse sèche est négligée dans Eq. 2.85. Des valeurs de référence de  $b_M$  sont données dans la littérature pour

divers types de couverts. Rutter (1975) donne les valeurs génériques suivantes : 1 kg m<sup>-2</sup> pour les cultures, 1.5 pour les prairies, 30 pour les forêts tempérées, et 45 pour les forêts tropicales. Afin de prendre en compte l'évolution de la capacité calorifique de la végétation en fonction des modifications saisonnières de la densité de végétation, on utilise les valeurs variables du *LAI* en définissant la constante

$$\alpha_b = b_M / LAI . \quad (2.86)$$

L'utilisation de ce rapport dans Eq. 2.85 donne

$$c_v = C_w (6 \alpha_b LAI + W_r) , \quad (2.87)$$

où, ici, le *LAI* est prescrit selon les observations, et une valeur de  $\alpha_b$  de 0.4 kg m<sup>-2</sup> est utilisée, ce qui donne une valeur maximale de  $b_M$  (Eq. 2.86) d'environ 1.2 kg m<sup>-2</sup> au printemps (avant la coupe). Cette valeur correspond à celle donnée par Rutter (1975). Noter qu'étant donnée la relativement faible sensibilité de ce paramètre par rapport aux tests présentés dans le Tableau 2.3, la mme valeur est employée pour tous les tests dans cette étude.

Les niveaux du modèles dans le sol sont définis à partir des différents horizons de texture de la Fig. 2.7. On peut séparer 4 horizons différents. Dans ISBA-DF, la surface du sol bénéficie de la meilleure résolution : la couche de surface à toujours une épaisseur de 0.01 m (couche 1), et l'épaisseur des couches successives ne peut différer de plus d'un ordre de grandeur (car cela pourrait provoquer des erreurs dans la résolution numérique des équations). L'épaisseur de la seconde couche est fixée à 0.10 m car la texture change un peu à cette profondeur. Puisque les racines n'ont pas dépassé une profondeur de 0.70 m dans le sol (Calvet et al. 1998), la zone racinaire est définie dans les simulations réalisées ici comme les couches de sol situées entre la surface et une profondeur de 0.75 m (numéro 2 à 5), qui est aussi la transition entre deux horizons de textures différentes. Les observations de contenu en eau du sol ont été réalisées jusqu'à une profondeur de 1.35 m, valeur utilisée dans le modèle comme limite inférieure de la sixième couche. Afin de simuler correctement le profil de température du sol sur l'ensemble du cycle annuel, une dernière couche allant de 1.35 m jusqu'à 3 m est utilisée (Fig. 2.4). Comme la texture n'a pas été mesurée au dessous de 1 m, on suppose que la couche 7 a la mme texture que la couche 6.

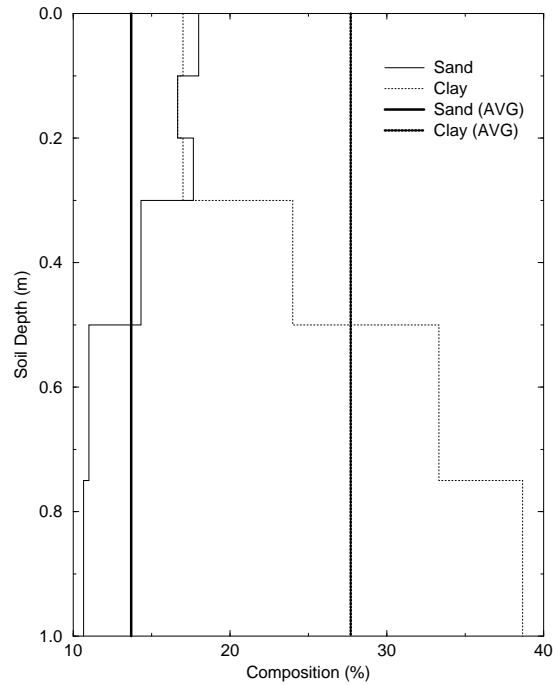


FIG. 2.7. Le profil de texture du sol de MUREX en terme de pourcentage de sables et d’argiles. Les profils moyens sont représentés par les traits plus épais.

La texture du sol et les profondeurs correspondantes des couches du modèle sont présentées dans le Tableau 2.2 (les 3 colonnes de gauche).

Dans ISBA-FR, les paramètres hydriques du sol de CH78 sont utilisés. Ici, ce sont les valeurs données par Cosby et al. (1984) - noté CEA84 ci-après - qui sont utilisées. Ces deux jeux de paramètres ont été obtenus pour les mmes 11 classes texturales, et à partir des mmes données. On constate d’ailleurs que pour les deux grands types de texture des horizons du sol de MUREX (limon sableux et limon argileux), les paramètres donnés par CEA84 et CH78 sont peu différents. Les paramètres de CEA84 sont utilisés dans ISBA-DF pour définir les valeurs moyennes de 4 caractéristiques hydriques du sol ( $b$ ,  $w_{\text{sat}}$ ,  $k_{\text{sat}}$  et  $\psi_{\text{sat}}$ ). Les écart-types de ces valeurs sont donnés à partir des teneurs en argile et en sable. On montre plus loin que la prise en compte de la variation de ces paramètres est essentielle car ils varient de manière importante d’une classe de texture à l’autre.

L’évaporation du sol est beaucoup plus faible que la transpiration des plantes dans le cas de MUREX, car le sol était constamment recouvert d’une couche de biomasse (vivante et morte). Cela implique que l’extraction d’eau de la zone raci-



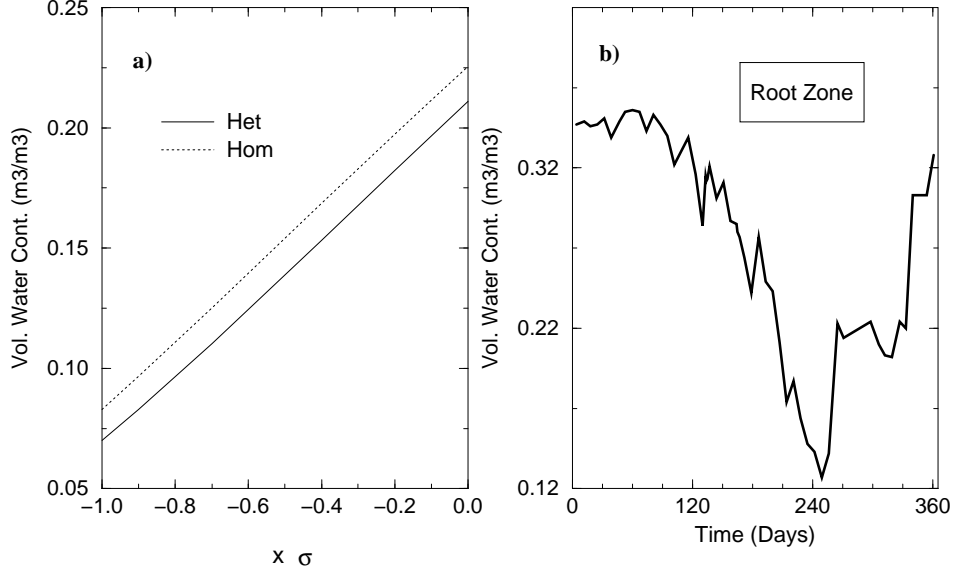


FIG. 2.8. Point de flétrissement permanent moyen de la zone racinaire ( $w_{wilt}$ ) en fonction de son écart normalisé à la valeur moyenne (a), et évolution du contenu en eau volumique moyen de la zone racinaire observée (b). Le  $w_{wilt}$  qui correspond le mieux à la valeur minimale observée du contenu en eau de la zone racinaire correspond à environ  $0.55\sigma$  dans le cas d'un profil hétérogène (Het), et  $0.65\sigma$  dans celui d'un profil homogène (Hom).

naire vers l'atmosphère est essentiellement due à l'activité biologique des plantes. C'est pourquoi  $w_{wilt}$  correspond au contenu en eau minimum simulé par le modèle (voir Eq.s 2.33 et 2.77). Le contenu en eau volumique moyen de la zone racinaire est présente dans la Fig. 2.8 pour le cycle annuel de 1995. Il atteint une valeur minimale de  $0.13 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  durant la période de croissance de la végétation, alors que le  $w_{wilt}$  moyen obtenu en utilisant la texture du sol et un potentiel critique ( $\psi_c$ ) de  $-150 \text{ m}$  est de  $0.21 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ . Si l'on prend des valeurs plus basses de  $\psi_c$  (des valeurs de  $-300$  à  $-600 \text{ m}$  sont parfois utilisées dans les SVATs), la valeur de  $w_{wilt}$  n'est diminuée au plus que de quelques centièmes de  $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ , ce qui ne suffit pas à expliquer la différence observée ici. Utiliser simplement  $w_{wilt} = 0.13 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  n'est pas correct non plus car cela correspond à des valeurs de  $\psi_{crit}$  irréalistes, et incompatibles avec les autres paramètres hydriques. Les valeurs de  $w_{wilt}$  obtenues

à partir des paramètres moyens correspondant aux textures observées ne sont donc pas utilisables pour simuler correctement le contenu en eau de la zone racinaire.

La simulation correcte de l'eau du sol est primordiale pour la modélisation du cycle hydrologique, mais l'emploi de paramètres moyens est à éviter dans ce cas précis. En effet, il est important de considérer la variabilité des paramètres hydrologiques aux échelles spatiales fines et à l'échelle locale lorsque les paramètres de CH78 et CEA84 sont utilisés dans des simulations hydrologiques 1-D (Ek et Cuenca 1994). Pour cela, les paramètres ont été modifiés en utilisant les valeurs moyennes et les écart-types (dépendant de la texture) de CEA84, selon la technique décrite dans Boone et Wetzel (1999). Il apparait que  $w_{\text{wilt}}$  est en accord avec le contenu en eau minimum de la zone racinaire pour des paramètres correspondant à  $0.55 \sigma$  en dessous de la moyenne pour un profil hétérogène et  $0.65$  pour un profil homogène. Les 4 paramètres hydrologiques du modèle ont été modifiés en utilisant la même fraction d'écart-type. Leur valeur est indiquée dans le Tableau 2.2. Les profils verticaux de  $w_{\text{wilt}}$ ,  $w_{\text{fc}}$  et  $w_{\text{sat}}$ , modifiés et issus des paramètres moyens sont comparés dans la Fig. 2.9 (a et b, respectivement).

TABLE 2.2. Les paramètres du sol de MUREX pour chaque couche. Cinq horizons de textures différentes (et donc cinq jeux de paramètres) sont considérés. Les paramètres correspondant à un profil homogène sont signalés par \* (dernière ligne).

$z_j$ m	$X_{\text{sand}}$ %	$X_{\text{clay}}$ %	$w_{\text{sat}}$ $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$	$b$	$k_{\text{sat}} \times 10^{-6}$ $\text{m s}^{-1}$	$\psi_{\text{sat}}$ m
0.01	18.0	17.0	0.436	4.23	1.012	-.291
0.10	18.0	17.0	0.436	4.23	1.012	-.291
0.30	17.2	16.9	0.437	4.22	0.987	-.301
0.50	14.3	24.0	0.442	5.18	0.823	-.295
0.75	11.0	33.3	0.447	6.45	0.660	-.281
1.35	10.7	38.7	0.448	7.19	0.612	-.256
3.00	10.7	38.7	0.448	7.19	0.612	-.256
*	13.7	27.7	0.448	5.38	0.665	-.245

Les excès d'eau latéraux  $X_s$  sont un terme important du bilan hydrique annuel de MUREX (Calvet et al. 1998a). Il est possible que leur distribution verticale évolue dans le temps, mais comme cela n'a pas pu être mis en évidence à partir des mesures, une simple distribution linéaire a été utilisée. En fait, des tests

préliminaires ont montré que les résultats ne sont pas très sensibles à la forme de la distribution verticale de  $X_s$  dans le cas de MUREX. Les racines étaient plus nombreuses dans les premières couches du sol (0.25 m) que dans les couches plus profondes (Calvet et al. 1999), mais comme l'extraction racinaire profonde n'a pas été quantifiée, la distribution des racines ( $\Upsilon$ ) est supposée constante au dessus de  $z_r$ , et nulle au dessous.

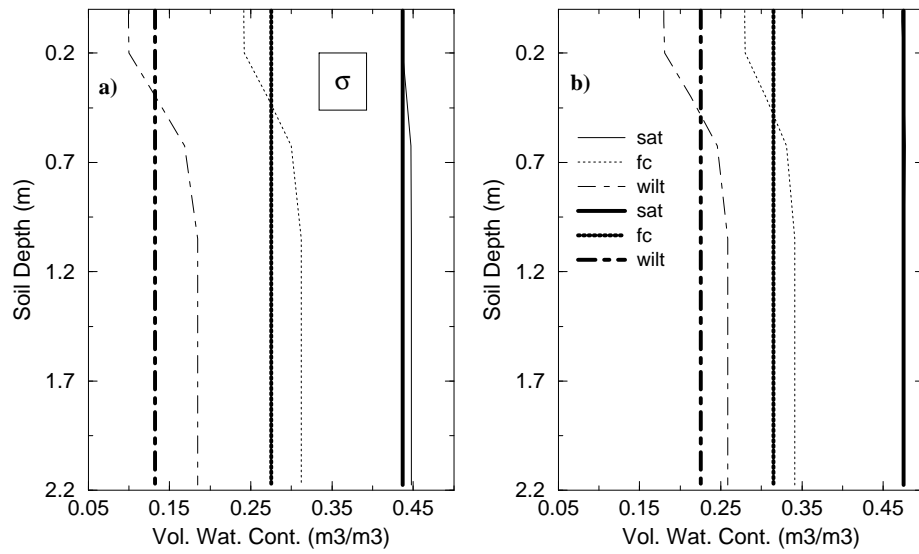


FIG. 2.9. Point de flétrissement permanent ( $w_{wilt}$ ), capacité au champ ( $w_{fc}$ ), et porosité ( $w_{sat}$ ) pour les profils de texture hétérogène (Het, trait fin) et homogène (Hom, trait épais). Les valeurs ont été calculées : (a) en utilisant l'écart-type des variations, (b) à partir des moyennes.

(ii) *étude de sensibilité.*

Le schéma ISBA-FR a été validé en détail à partir des données de MUREX (Calvet et al. 1998a, 1998b, 1999) et plusieurs des paramètres de structure ont été estimés ou étalonnés en utilisant les mesures de flux de surface, de température du sol, et de contenu en eau. Il ne s'agit pas ici de refaire ce travail avec ISBA-DF. En revanche, les paramètres de base de ISBA sont conservés et plusieurs études de sensibilités ont été menées pour déterminer l'impact de certains paramètres pouvant avoir une signification différente d'un schéma à l'autre, et des paramètres nouveaux ou différents.

Plusieurs critères statistiques sont utilisés pour quantifier les performances d'un modèle : le biais moyen ( $\varepsilon_B$ ), l'écart quadratique moyen ( $\varepsilon_{RMS}$ ), et le carré du coefficient de corrélation ( $\varepsilon_{R2}$ ). Le critère de Nash (ou 'efficacité du modèle') est

$$\varepsilon_E = 1 - \frac{\sum_i^{N_{obs}} (x_{i obs} - x_{i mdl})^2}{\sum_i^{N_{obs}} (x_{i obs} - \bar{x}_{obs})^2},$$

où  $x_i$  représente une variable observée (*obs*) ou simulée (*mdl*) au temps  $i$ . Une valeur proche de 1 correspond a un modèle parfait, et des valeurs négatives indiquent que le modèle n'est pas en mesure de quantifier correctement le processus étudié.

Les résultats d'une étude de sensibilité sont présentés dans le Tableau 2.4, avec ceux de la simulation de référence de ISBA-FR. La simulation de référence de ISBA-DF pour le cas de MUREX, utilise les paramètres des Tableaux 2.1 et 2.2, et la conductivité thermique est représentée par Eq. 2.55. Une description rapide de l'étude de sensibilité portant sur ISBA-DF est donnée dans le Tableau 2.3 où  $X(z)$  indique que les quantités d'argiles et de sables varient en fonction de la profondeur  $z$ ,  $\lambda_1^*$  correspond à une modification de la conductivité thermique de la couche de surface du sol, MP81 représente l'emploi de la formulation de la conductivité thermique proposée par MP81 (Eq. 2.5), et  $\bar{X}$  signale l'emploi d'un profil constant de texture. Enfin, une simulation où la teneur en argiles de la couche la plus profonde est modifiée est représentée par  $X_{clay N^*}$ . Les simulations sont décrites ci-dessous.

TABLE 2.3. Étude de sensibilité de ISBA-DF : les 6 tests.

DF	Description
1	$X_{\text{sand}}(z), X_{\text{clay}}(z)$
2	$X_{\text{sand}}(z), X_{\text{clay}}(z), \lambda_1^*$
3	$X_{\text{sand}}(z), X_{\text{clay}}(z), \lambda_1^*$ (MP81)
4	$X_{\text{sand}}(z), X_{\text{clay}}(z), \lambda_1^*, r_{s \text{ min}} = 60 \text{ s m}^{-1}$
5	$\overline{X}_{\text{sand}}, \overline{X}_{\text{clay}}, \lambda_1^*, r_{s \text{ min}} = 70 \text{ s m}^{-1}$
6	$X_{\text{sand}}(z), X_{\text{clay } N^*}(z), \lambda_1^*, r_{s \text{ min}} = 60 \text{ s m}^{-1}$

Le test ISBA-DF1 correspond à la simulation de référence. Les résultats sont en grande partie identiques à ceux de ISBA-FR. Le flux de chaleur sensible ( $H$ ) est légèrement dégradé, alors que la simulation de  $G$  est améliorée. Dans ISBA-FR,  $G$  est défini comme le flux par conduction englobant le sol et la végétation. Dans ISBA-DF,  $G$  est le flux de chaleur entre la biomasse aérienne et le sol. La simulation du stock d'eau total dans le sol ( $w$ ) est légèrement améliorée : comme ISBA-FR est déjà capable de très bien simuler  $w$ , seules de faibles améliorations sont attendues. De plus, les scores sont présentés pour la température du sol à 0.5 m ( $T_{0.5}$ ) et pour le stock d'eau dans la zone racinaire ( $w_r$ ).

Gonzalez-Sosa et al. (1999) ont réussi à améliorer les simulations off-line du modèle détaillé SiSPAT (Braud et al. 1995) pour le cas de MUREX en prenant en compte la couche de mulch dans la couche de surface de SiSPAT. Calvet et al. (1999) discutent également cet aspect vis à vis des mesures de flux et de température de surface. L'un des effets de la matière organique et des débris végétaux accumulés à la surface est de réduire la conductivité thermique. Farouki (1986) donne des valeurs typiques de conductivité thermique de sols organiques qui sont d'un ordre de grandeur au dessous de celles des sols minéraux : ici, la conductivité thermique a été simplement divisée par 10 pour la couche de surface du sol (ce qui est représenté par  $\lambda_1^*$  dans le Tableau 2.4). La conductivité thermique de la première couche ainsi simulée présente une valeur annuelle moyenne de  $0.104 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ . Cela correspond à la valeur utilisée par Gonzalez-Sosa et al. (1999) pour MUREX ( $0.1 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$  pour une couche de surface d'épaisseur 0.05 m). La capacité calorifique de la couche de surface ( $c_{g1}$ ) est celle donnée par Farouki (1986) pour le cas d'un sol organique :  $2.503 \times 10^6 \text{ J K}^{-1} \text{ m}^{-3}$ . L'effet immédiat d'une valeur plus faible de la conductivité thermique est une réduction du flux de chaleur dans le sol. Dans le cas

du test DF2, cela se traduit par une augmentation du flux de chaleur sensible (et donc par une amélioration des simulations) et une efficacité désormais positive pour  $G$ . Les températures de surface et du sol sont également légèrement améliorées.

TABLE 2.4. Scores statistiques des simulations de ISBA-FR et ISBA-DF pour MUREX-1995. Les écarts quadratiques et les biais moyens sont donnés en  $W m^{-2}$  pour les flux ( $R_n$ ,  $H$ ,  $LE$ , et  $G$ ), en K pour les biais températures de surface et du sol à 0.5 m ( $T_s$  et  $T_{0.5}$ , respectivement), et en  $kg m^{-2}$  pour le contenu en eau dans la zone racinaire et sur l'ensemble du profil ( $w_r$  et  $w$ , respectivement). Le symbole – indique que le modèle ne simule pas la variable considérée, et \* correspond aux valeurs négatives de l'efficacité.  $\varepsilon_E$  et  $\varepsilon_{R2}$  sont en %.

Test	$\varepsilon$	$LE$	$H$	$R_n$	$G$	$T_s$	$T_{0.5}$	$w_r$	$w$
FR	<i>RMS</i>	35	24	19	30	2.8	-	-	17
FR	<i>B</i>	4	11	13	-3	-2.2	-	-	10
FR	<i>E</i>	91	79	99	*	87	-	-	87
FR	<i>R2</i>	91	84	99	57	94	-	-	96
DF1	<i>RMS</i>	38	28	18	33	2.9	1.2	15	16
DF1	<i>B</i>	5	10	11	-4	-1.9	0.9	-7	-3
DF1	<i>E</i>	90	71	99	*	86	95	91	92
DF1	<i>R2</i>	90	77	99	87	92	93	95	94
DF2	<i>RMS</i>	33	25	19	16	2.9	1.3	16	18
DF2	<i>B</i>	6	10	12	-4	-2.2	0.5	-9	-6
DF2	<i>E</i>	92	77	99	35	87	94	90	88
DF2	<i>R2</i>	93	81	99	83	93	99	94	93
DF3	<i>RMS</i>	43	34	18	51	3.0	1.4	14	14
DF3	<i>B</i>	3	11	11	-4	-1.9	1.2	-4	3
DF3	<i>E</i>	87	59	99	*	85	93	93	93
DF3	<i>R2</i>	88	66	99	86	90	97	95	95
DF4	<i>RMS</i>	34	25	18	16	2.8	1.3	15	15
DF4	<i>B</i>	5	11	12	-4	-2.1	0.6	-6	-2
DF4	<i>E</i>	92	77	99	36	87	94	91	92
DF4	<i>R2</i>	92	82	99	82	94	96	95	94
DF5	<i>RMS</i>	35	26	18	18	2.8	1.2	14	23
DF5	<i>B</i>	3	13	11	-4	-2.0	0.8	-1	-14
DF5	<i>E</i>	92	76	99	13	88	94	92	82
DF5	<i>R2</i>	92	82	99	83	93	95	95	93
DF6	<i>RMS</i>	34	25	18	16	2.9	1.3	14	14
DF6	<i>B</i>	5	11	12	-4	-2.2	0.6	-4	3
DF6	<i>E</i>	92	77	99	36	87	94	93	93
DF6	<i>R2</i>	92	82	99	82	94	99	95	95

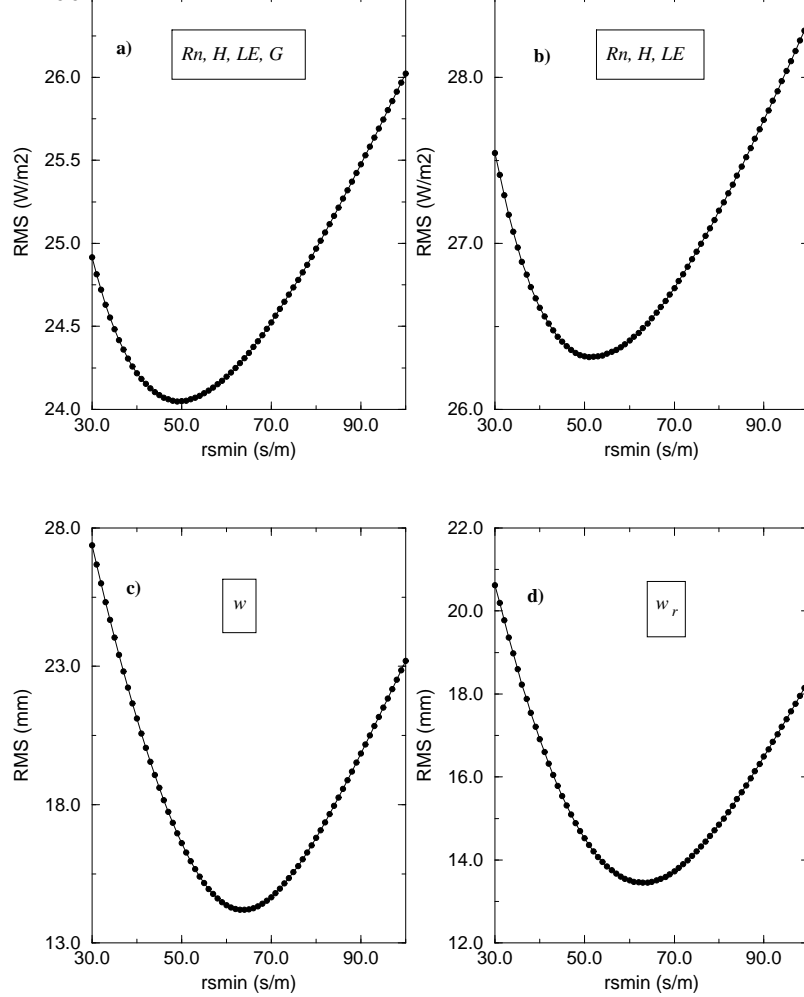


FIG. 2.10. Erreur RMS de ISBA pour le test DF6, en fonction des valeurs prescrites de  $r_{s\min}$ , portant sur (a) la moyenne des flux  $R_n, H, LE$ , et  $G$ , (b)  $R_n, H, LE$ , (c)  $w$ , et (d)  $w_r$ .

Pour le test DF3, la simulation ISBA-DF2 a été reprise avec le modèle de conductivité thermique MP81. Les résultats sont en général dégradés, à l'exception de l'eau du sol, qui est un peu mieux simulée. Les flux les plus dégradés par le changement de conductivité thermique sont  $G$  et  $H$ , mais l'erreur RMS sur  $LE$  augmente aussi de manière significative. En moyenne, les conductivités thermiques données par MP81 sont deux fois plus grandes que celles de la simulation de référence, ce qui provoque un trop grand transfert de chaleur de la surface vers le sol. Il faut également noter que tous les tests du Tableau 2.4 ont été refaits avec le modèle MP81, et que les résultats sont dégradés pour tous.

La relation entre transpiration et extraction d'eau dans le sol, peut varier

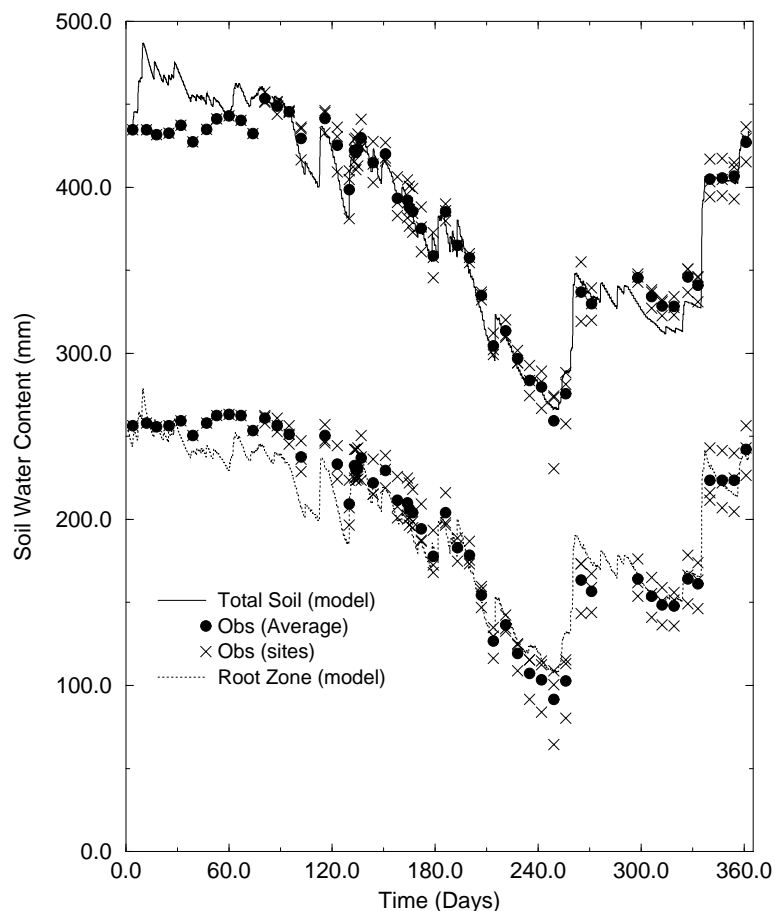


FIG. 2.11. Contenu total en eau du sol (trait plein) et contenu en eau de la zone racinaire (en tiretés) simulés par ISBA-DF (test DF6 du Tableau 2.3), et observés.

légèrement de ISBA-DF à ISBA-FR, à cause essentiellement de la prise en compte (ou non) de l'hétérogénéité verticale, et des différences des paramètres hydrologiques. La transpiration est généralement très sensible au  $r_{s\min}$  lorsqu'on utilise un schéma de résistance de type Jarvis (Niyogi et Raman 1997). Des valeurs de référence de  $r_{s\min}$  peuvent être trouvées dans la littérature pour établir une correspondance avec des classes de végétation (par exemple pour ISBA : Jacquemin et Noilhan 1990). Comme cette valeur est rarement mesurée directement, elle est obtenue par étalonnage du modèle (cela a été fait pour ISBA-FR par Calvet et al. 1998a). Il est possible que de légères différences de valeur optimale existent entre ISBA-FR et ISBA-DF.



Pour évaluer ces différences,  $\varepsilon_{RMS}$  est tracé en fonction de  $r_{s\ min}$  dans la Fig. 2.10 pour les variables les plus importantes du bilan d'eau et d'énergie. La fonction coût utilisée par Calvet et al. (1998a) pour optimiser  $r_{s\ min}$  est donnée par

$$\begin{aligned} \varepsilon_F = & \frac{1}{N_{obs}(R_n)} \sum_{i=1}^{N_{obs}(R_n)} (R_{ni\ obs} - R_{ni\ mdl})^2 + \\ & \frac{1}{N_{obs}(H)} \sum_{i=1}^{N_{obs}(H)} (H_{i\ obs} - H_{i\ mdl})^2 + \\ & \frac{1}{N_{obs}(LE)} \sum_{i=1}^{N_{obs}(LE)} (LE_{i\ obs} - LE_{i\ mdl})^2 . \end{aligned} \quad (2.88)$$

L'erreur RMS  $(\varepsilon_F/3)^{1/2}$  est tracée dans la Fig. 2.10b. L'erreur RMS incluant aussi  $G$  (en utilisant la mme équation que ci-dessus) est tracée dans la Fig. 2.10a. Les valeurs de  $\varepsilon_{RMS}$  pour  $w$  et  $w_r$  sont présentées dans les Figs. 2.10c et d, respectivement. Il apparat que la valeur de  $r_{s\ min}$  qui minimise l'erreur RMS calculée à partir de la fonction coût Eq. 2.88 se situe entre 50 et 55  $s\ m^{-1}$ , en accord avec la valeur donnée par Calvet et al. 1999, également utilisée ici.

Il faut noter, cependant, que le contenu en eau du sol est un peu mieux simulé pour des valeurs légèrement plus grandes de  $r_{s\ min}$ . C'est pourquoi une valeur plus grande de  $r_{s\ min}$  (60  $s\ m^{-1}$ ) est utilisée dans le test DF4 présenté dans le Tableau 2.4. Les flux simulés sont légèrement améliorés, ainsi que le stock d'eau total, avec une amélioration plus significative pour ce dernier.

Tous les tests ont été dupliqués en employant un profil homogène de texture (dernière ligne du Tableau 2.2), et se sont révélés systématiquement plus mauvais que les simulations avec un profil hétérogène. Si l'on emploie un profil homogène pour le test DF4, la valeur optimale de  $r_{s\ min}$  est 70  $s\ m^{-1}$ . Mme si les flux de surface et le contenu en eau du sol dans la zone racinaire restent relativement bien simulés, le stock d'eau total du sol n'est pas simulé avec la mme précision. Les scores sur  $G$  sont également plus mauvais.

Un dernier test a été effectué pour évaluer l'impact de l'incertitude sur la texture de la couche la plus profonde (supposée égale à celle de la couche immédiatement supérieure dans les simulations précédentes). La teneur en argiles

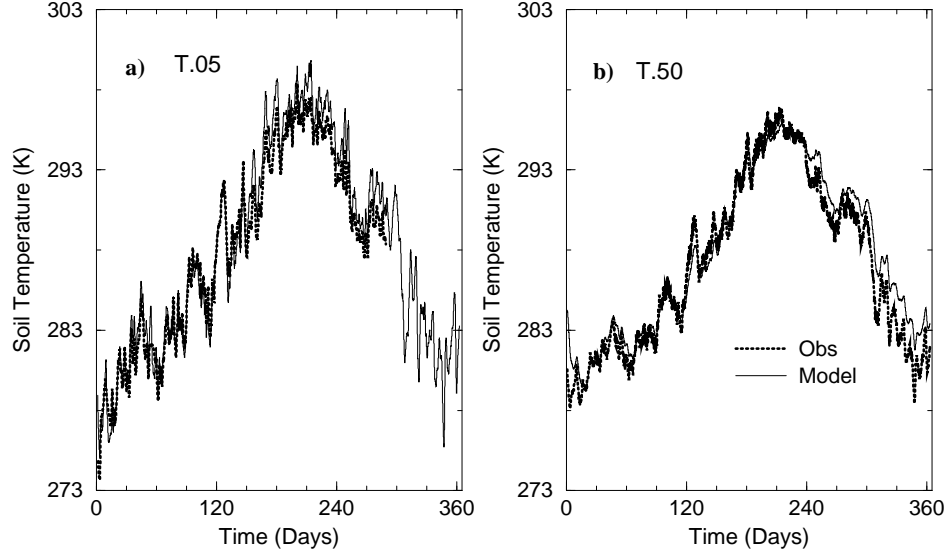


FIG. 2.12. Température du sol à (a) 0.05 m, et (b) 0.50 m, observée et simulée par ISBA-DF. La température à 0.05 m est présentée sous forme de moyenne glissante sur 1 jour.

a été extrapolée de manière linéaire d'après les valeurs observées sur le premier mètre de sol, tout en conservant une valeur constante de la teneur en sables. Une valeur  $X_{\text{clay } N} = 60 \%$  est obtenue pour la couche la plus profonde. Avec cette valeur, les flux de surface et le profil de température dans le sol ne sont pas modifiés de manière significative, et seules quelques améliorations sont constatées dans la simulation des réservoirs du sol. Lorsque l'on effectue le mme test sur  $r_{s \text{ min}}$  que pour DF4, le mme résultat est obtenu : l'erreur  $\varepsilon_{RMS}$  sur les flux est obtenue pour des valeurs de  $r_{s \text{ min}}$  de 50-55  $\text{s m}^{-1}$ , alors que l'eau du sol est mieux simulée pour des valeurs de 60-65  $\text{s m}^{-1}$  (on utilise 60  $\text{s m}^{-1}$  pour DF6). Les simulations de l'eau du sol pour DF6 sont présentées dans la Fig. 2.11, et comparées aux observations.

La température du sol à 0.05 et 0.50 m est présentée par la Fig. 2.12. L'accord entre modèle et observations est généralement bon. Toutefois, le modèle surestime la température, a la fin de l'été et en automne. Cela peut provenir des hypothèses simplificatrices pour la simulation des flux dans le sol (convection, advection, chaleur de vaporisation des transferts en phase gazeuse, qui ne sont pas pris en compte).

La Fig. 2.13 montre la comparaison entre les flux simulés et observés (moyennes sur 30 minutes) pour le test DF6.

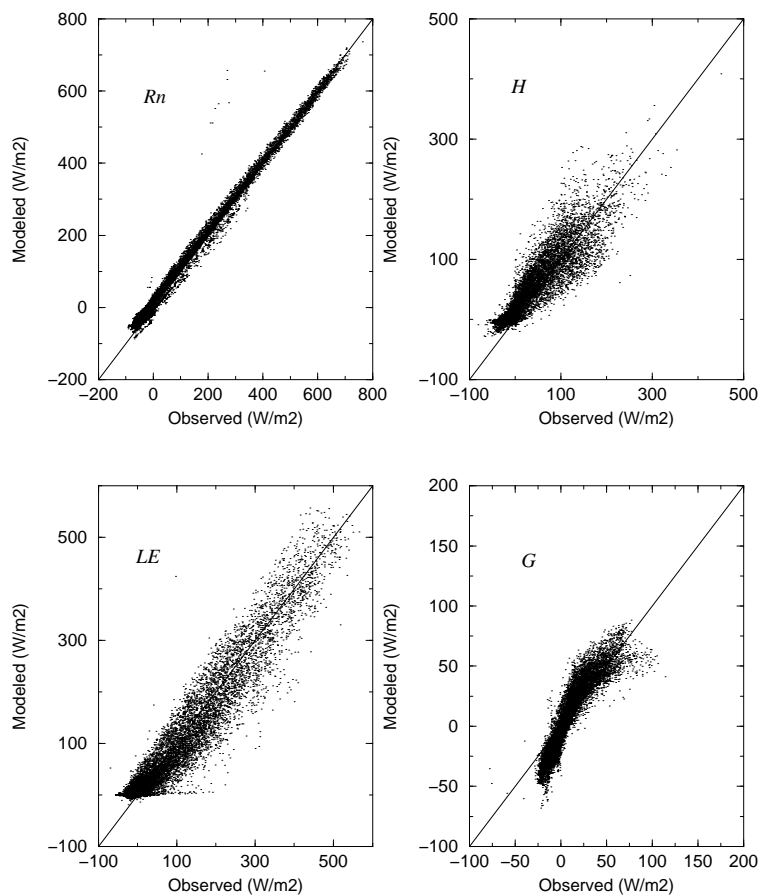


FIG. 2.13. Comparaison des simulations de ISBA-DF (test DF6) avec les mesures de rayonnement net ( $R_n$ ), chaleur sensible ( $H$ ), chaleur latente ( $LE$ ), et flux de chaleur dans le sol ( $G$ ). La droite 1:1 est indiquée.

(iii) *Conclusion.*

Le modèle ISBA-DF simule le cycle hydrique et énergétique de l'année 1995 de MUREX avec une bonne précision. Les erreurs portant sur le cycle de l'eau sont du mme ordre que celles obtenues avec ISBA-FR (moins de 1 mm par an). Les paramètres  $w_{fc}$ ,  $\gamma$  and  $C_V$  sont les mmes pour les deux modèles et n'ont pas été revus pour ISBA-DF. Par contre, le paramètre  $\alpha_b$  (relie a  $c_s$ ) doit tre considéré comme un paramètre spécifique de ISBA-DF devant et tre recalé, mme si des valeurs caractéristiques du type de végétation peuvent tre trouvées dans la littérature (voir Wetzal et Boone 1995). De plus, la variable  $T_{0.5}$  qui devait tre prescrite dans ISBA-FR, est désormais calculée dans ISBA-DF avec une bonne précision. Les 4 paramètres hydriques du sol de CH78 pourraient également tre modifiés pour améliorer les simulations, mme si cela n'a pas été fait dans les tests présentés ici.

En accord avec les résultats de Gonzalez-Sosa et al. (1999), les résultats du modèle sur MUREX sont améliorés en modifiant les propriétés thermiques de la couche de surface, pour prendre en compte l'effet isolant des débris organiques. On pourrait sans doute aller plus loin dans l'étalonnage du modèle ISBA-DF, mais il est peu probable que les améliorations soient très significatives, car on est déjà très proche des performances et de l'étalonnage obtenus pour ISBA-FR. C'est le cas par exemple de la valeur optimale de  $r_{s\min}$ , qui est la mme pour les deux modèles. On montre en tout cas que ISBA-DF est capable de fournir des simulations proches des observations et de la simulation réalisée avec ISBA-FR.

# CHAPITRE 3

## ISBA-3L

### 1. Résumé de l'article de Boone et al., 1999

Le schéma de surface ISBA a évolué de façon à rester relativement simple tout en représentant les processus physiques les plus importants dans le système surface-atmosphère. A cette fin, une configuration à deux niveaux dans le sol a été utilisée. Cependant, des limitations au modèle à 2 couches sont apparues récemment, lors de la participation au programme Global Soil Wetness Project (GSWP: Dirmeyer 1997). Le calcul de l'Indice d'Humidité du Sol (IHS), et la partition des précipitations entre ruissellement et évapotranspiration dans ISBA devaient être améliorés par la distinction entre une couche d'extraction racinaire et une couche sous-racinaire de recharge (Douville 1997).

L'objectif de Boone et al. (1999) est d'inclure un troisième réservoir sol dans ISBA en distinguant une couche racinaire et une couche de drainage. Une approche de type rappel newtonien proche de la méthode force-restore est utilisée pour modéliser la diffusion verticale à travers ces 2 couches. Des améliorations similaires de la méthode force-restore originale ont déjà été introduites dans ISBA à travers la prise en compte du drainage gravitationnel (Mahfouf et Noilhan 1996).

### 2. Le Modèle

#### *a. Le réservoir supplémentaire*

Le réservoir en eau du sol dans l'équation 2.10 est divisé en une zone racinaire (appelée dorénavant  $w_2$ ), et une zone sous-racinaire ou couche de drainage ( $w_3$ ). La définition du réservoir superficiel ( $w_g$ ) est inchangée. Les équations d'évolution temporelle du contenu en eau du sol pour les 2 autres couches s'écrivent:

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2} (P_g - E_g - E_{tr} + \phi_{xs} X_s - R_2) - K_2 - D_2 , \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial w_3}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w (d_3 - d_2)} [(1 - \phi_{xs}) X_s - R_3] + \frac{d_2}{(d_3 - d_2)} (K_2 + D_2) - K_3 \quad (3.2)$$

o le drainage gravitationnel de l'eau du sol est représenté par  $K$  ( $s^{-1}$ ), et la diffusion verticale d'humidité par  $D$  ( $s^{-1}$ ). Le ruissellement du à une sursaturation de la couche de drainage  $R_3$  a la mme forme que celui de la couche racinaire (eq. 2.17). Le contenu en eau normalisé en excès est distribué de faon homogène entre les 2 couches (i.e.  $\phi_{xs} = d_2/d_3$ ) sauf lorsque des informations supplémentaires sont disponibles. La profondeur de la couche racinaire est notée dorénavant  $d_2$ , alors que  $d_3$  (m) correspond à la profondeur totale simulée. Cette profondeur peut tre considérée comme la profondeur à laquelle les variations d'humidité avec le temps sont faibles. Le rapport  $d_2/(d_3 - d_2)$  dans l'équation (3.2) est un facteur de conversion nécessaire pour conserver le volume d'eau total.

Le drainage et la diffusion verticale s'écrivent:

$$K_2 = \frac{C_3 d_3}{\tau d_2} \max[0, (w_2 - w_{fc})] , \quad (3.3)$$

$$K_3 = \frac{C_3}{\tau} \frac{d_3}{(d_3 - d_2)} \max[0, (w_3 - w_{fc})] , \quad (3.4)$$

$$D_1 = \frac{C_2}{\tau} (w_g - w_{seq}) , \quad (3.5)$$

$$D_2 = \frac{C_4}{\tau} (w_2 - w_3) , \quad (3.6)$$

o les coefficients de rappel ( $C_2$  et  $C_3$ ) sont définis dans l'article suivant (Boone et al. 1999). Les configurations des schémas à 2 et 3 couches (ISBA-2L et ISBA-3L) sont présentées à la figure (3.1). La méthode de résolution des équations 3.1 et 3.2 est présentée dans l'annexe F.

#### *b. Coefficient de diffusion*

En utilisant la définition de  $D_2$  de l'équation 3.6 et en supposant qu'il n'y aucun échange de flux verticaux ou horizontaux dans le modèle, les équations pronostiques des contenus en eau du sol  $w_2$  and  $w_3$  (équations. 3.1 et 3.2), peuvent tre ré-écrites comme suit:

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = -\frac{C_4}{\tau} (w_2 - w_3) , \quad (3.7)$$

$$\frac{\partial w_3}{\partial t} = \frac{d_2}{(d_3 - d_2)} \frac{C_4}{\tau} (w_2 - w_3) . \quad (3.8)$$

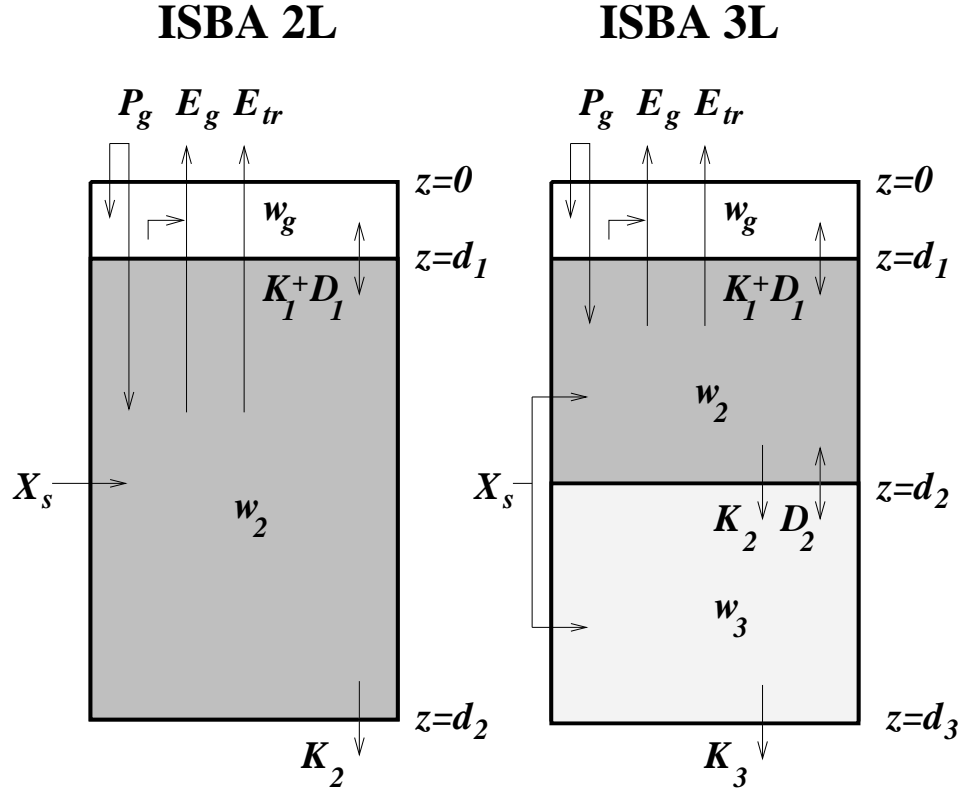


FIG. 3.1. Les versions 2 couches (ISBA-2L) et 3 couches (ISBA-3L) du schéma ISBA. La configuration de la maille d'ISBA à 3 couches distingue une zone racinaire d'une couche sous-racinaire. Pour les 2 géométries de la maille, la zone non grisée représente une couche de sol nu, la couche noire représente la zone racinaire, et la zone grisée (ISBA-3L) la zone sous-racinaire. Les expressions du drainage gravitationnel ( $K_2$  et  $K_3$ ) et de la diffusion ( $D_1$  et  $D_2$ ) sont données par les équations 3.3-3.6. Les profondeurs de sol sont représentées par  $d$ , et le contenu en eau moyen volumétrique de chaque couche est donné par  $w$ . L'infiltration, l'excès d'eau dans le sol, l'évaporation du sol nu et la transpiration sont notés  $P_g$ ,  $X_s$ ,  $E_g$  and  $E_{tr}$ , respectivement. Reproduit à partir de *J. Appl. Meteor.*, Boone et al. 1999.

La soustraction des Eq. (14) et Eq. (13) conduit à

$$\frac{\partial(w_2 - w_3)}{\partial t} = -\frac{d_3}{(d_3 - d_2)} \frac{C_4}{\tau} (w_2 - w_3) . \quad (3.9)$$

L'équation décrivant le gradient d'eau dans le sol  $w_2-w_3$  au temps  $t$  se déduit en intégrant l'équation. (3.9) pour obtenir :

$$(w_2 - w_3)(t) = (w_2 - w_3)(t_0) \exp \left[ -\frac{C_4 d_3 (t - t_0)}{(d_3 - d_2) \tau} \right] , \quad (3.10)$$

O  $t_0$  représente le temps initial de l'intégration. Le gradient du contenu en eau du sol correspondant à  $w_2 - w_3$  a été calculé à partir du profil d'eau calculé par la version ISBA-DF en utilisant le contenu en eau pondéré par l'épaisseur, entre  $z=0$  et  $z=d_2$  pour  $w_2$ , et entre  $z=d_2$  et  $z=d_3$  pour  $w_3$ . On calcule le coefficient  $C_4$  quand le gradient d'eau est égal à  $e^{-1}$  fois la valeur initiale en utilisant:

$$C_4 = C_4' \frac{(d_3 - d_2)}{d_3} , \quad (3.11)$$

o

$$C_4' = \frac{\tau}{(t_1 - t_0)} . \quad (3.12)$$

Le temps de relaxation de la variation du gradient d'eau par rapport au temps initial (à  $t_0$ ) est représenté par  $t_1 - t_0$ . La dépendance de  $C_4$  à  $d_2$  et  $d_3$  dans l'équation 3.11 est due au facteur de conservation de l'eau de l'équation 3.2. Les valeurs du coefficient  $C_4'$  sont alors ajustées sous la forme d'une fonction de l'humidité du sol au temps  $t_1$  en utilisant une équation de régression à 2 paramètres de la forme :

$$C_4' = C_{4ref} \bar{w}_{2,3}^{C_{4b}} . \quad (3.13)$$

Le contenu en eau moyen à la base de la zone racinaire est représenté par  $\bar{w}_{2,3}$  (annexe A d'article). La forme utilisée dans l'équation 3.13 a été choisie car elle s'approche de la forme de la fonction du coefficient de diffusion ( $k \partial\psi/\partial w$ ) de l'équation de Darcy en utilisant les relations empiriques de CH87 (équations 2.2 et 2.1: voir Boone et al. 1999 pour les détails). Le coefficient  $C_4$  augmente avec le contenu en eau du sol  $\bar{w}$ , car il est proportionnel à la conductivité hydraulique.

La dépendance de  $C_4'$  à la géométrie de la maille pour 2 couches dans le sol peut tre déterminée avec une bonne approximation en utilisant  $C_{4ref}$  et un facteur d'échelle de la forme

$$C_{4ref} = C_{4ref}' d_2' d_3' / (d_2 d_3) , \quad (3.14)$$



o  $C_{4ref}'$  représente la valeur de référence pour une maille de configuration imposée à  $d_2'$  et  $d_3'$ . Ce facteur d'échelle a été déterminé en utilisant la forme aux différences finies de l'équation de Richard sur des couches d'épaisseurs variables (Boone et al. 1999). Les valeurs de  $C_{4ref}'$  sont présentées Table 1 de l'article o  $d_2'$  et  $d_3'$  représentent les profondeurs des couches de 1 m et 2 m, respectivement. La substitution des équations 3.13 et 3.14 dans l'équation 3.11 donne:

$$C_4 = \frac{(d_3 - d_2) d_2' d_3'}{d_2 d_3^2} C_{4ref}' \overline{w}_{2,3}^{C_{4b}} . \quad (3.15)$$

Le coefficient  $C_4$  dépend de la géométrie de la maille, de l'humidité du sol à l'interface et de la texture du sol.

Les coefficients  $C_4$  calculés à partir d'ISBA-DF pour 3 textures différentes (sable, limon, et argile-siltique) sont présentés Fig. (3.2), o les symboles représentent les résultats pour ISBA-DF pour un sol de profondeur total  $d_3 = 2$  m, et de profondeur racinaire  $d_2 = 1$  m.  $C_4$  a été calculé à partir des équations 3.11 et 3.12. Les coefficients d'ajustement  $C_{4b}$  et  $C_{4ref}$  ont alors été déterminés par une régression de la méthode des moindres carrés sur le coefficient  $C_4$  calculé en utilisant les résultats d'ISBA-DF et les équations 3.11 et 3.13. L'ajustement est montré en trait continu figure (3.2). Les paramètres ajustés pour chaque type de sol pour la maille configurée précédemment sont présentés Table 1 de l'article. De faon consistante avec la méthode employée par Noilhan and Lacarrère (1995), des relations continues reliant le coefficient de rappel  $C_4$  à la texture du sol (pourcentage d'argile  $X_{clay}$  et sable  $X_{sand}$ ) ont été calculées.

### 3. Application

On présente dans cette section les résultats des simulations d'ISBA utilisant le jeu de donné HAPEX-MOBILHY (André et al. 1986, 1988; Goutorbe 1991). Deux autres cas ont été examinés dans Boone et al. (1999).

L'expérience HAPEX-MOBILHY a eu lieu dans le sud-ouest de la France en 1986, sur un domaine d'environ  $1^\circ \times 1^\circ$ . L'intért de ce jeu de données réside dans la forte résolution spatiale des mesures atmosphériques, les observations des flux de surface, et les mesures décadaires de contenu en eau du sol disponibles sur l'ensemble de l'année (Goutorbe et al. 1989). De plus, les propriétés des sols et de la végétation

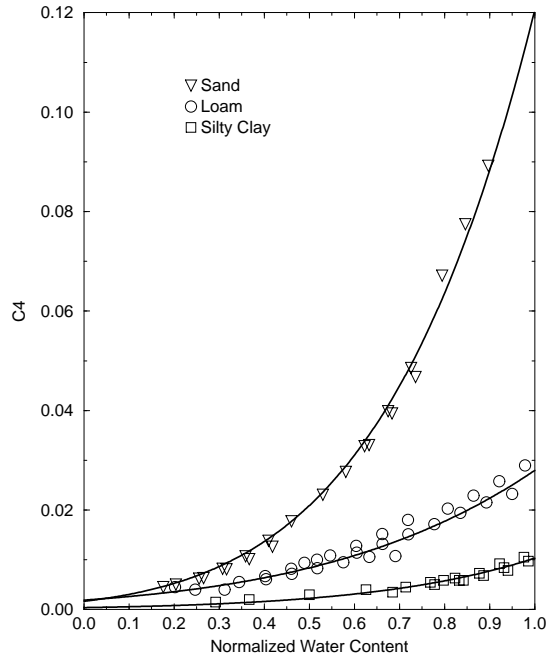


FIG. 3.2. Le coefficient sans dimension  $C_4$  en fonction du contenu en eau volumétrique à la base de la zone racinaire  $\bar{w}_{2,3}$ , pour des sols sableux, argileux et argileux-limoneux. Le contenu en eau de la colonne d'eau a été normalisé pour chaque texture: en abscisse, la valeur minimale correspond au point de flétrissement, et l'unité représente la capacité au champ. La profondeur totale  $d_3$  vaut 2 m, et la profondeur racinaire  $d_2$  est de 1m. Les symboles représentent les résultats calculés par ISBA-DF en utilisant les équations 3.11 et 3.12. Les ajustements calculés à partir des équations 3.11 et 3.13 sont représentés par des traits continus. Reproduit à partir de *J. Appl. Meteor.*, Boone et al. (1999).

sont bien décrites. Ce jeu de données a été utilisé lors de l'expérience PILPS/RICE afin d'étudier la capacité des schémas de surface à modéliser correctement toutes les composantes du cycle de l'eau (Shao et al. 1994).

Les descriptions des forages atmosphériques, des observations utilisées pour la validation et pour l'intercomparaison des schémas de surface ainsi qu'une liste détaillée des paramètres imposés aux modèles lors de l'expérience PILPS-HAPEX sont présentées dans Shao et Henderson-Sellers (1996). Les paramètres du schéma ISBA pour la présente étude sont décrits dans Boone et al. (1999).

*a. Sensibilité du modèle à la profondeur racinaire*

L'unique paramètre supplémentaire d'ISBA-3L par rapport à ISBA-2L est la

profondeur de la zone racinaire,  $d_2$ . Des tests de sensibilité utilisant le jeu de données HAPEX ont été réalisés en faisant varier la zone racinaire  $d_2$ . Trois séries de tests ont été faits : en utilisant une surface recouverte entièrement de végétation ( $veg = 1$ ), une surface de sol nu ( $veg = 0$ ), et la couverture végétale imposée dans HAPEX (avec  $veg$  allant de 0 durant l'hiver, à 0.5 au printemps, et 0.9 en été: voir Mahfouf and Noilhan 1996 pour les valeurs mensuelles). Les rapports annuels d'évapotranspiration pour les 3 tests sont présentés Fig. 3.3 en fonction du rapport des profondeurs  $d_2/d_3$ . Le rapport des évapotranspirations est défini comme le rapport de l'évapotranspiration annuelle calculée par ISBA-3L divisée par celle calculée par ISBA-2L pour chaque test, de sorte que lorsque  $d_2 \rightarrow d_3$ , les rapports des évapotranspirations et des profondeurs tendent vers l'unité.

Lorsque  $d_2 \rightarrow 0$ , le rapport des évapotranspirations décroît en raison de la diminution de l'eau du sol disponible à la transpiration. La valeur de ce paramètre est particulièrement importante pour les surfaces recouvertes par une végétation importante. La détermination de  $d_2$  devient importante pour les sols nus lorsque la profondeur décroît à des valeurs approchant la profondeur de pénétration de l'onde journalière d'évaporation (qui est en générale considérablement moindre que la profondeur racinaire des plantes). Les meilleurs résultats en terme d'évapotranspiration et du contenu en eau du sol pour la simulation de contrôle ont été obtenus avec une profondeur racinaire  $d_2$  correspondant à 1.1m. Pour plus de détails sur ces tests de sensibilité, se rapporter à Boone et al. (1999).

#### *b. Cycle annuel simulé*

Le cycle annuel du contenu en eau du sol total est présenté Fig. (3.4). La courbe continue représente l'évolution temporelle simulée par ISBA-3L, les tiretés par ISBA-2L, et les carrés noirs correspondent aux valeurs observées. Il y a une légère amélioration dans le contenu en eau du sol simulé au printemps, bien qu'il reste sous-estimé par rapport aux observations. Par contre, ISBA-3L est un peu plus sec que ISBA-2L sur la fin de l'été. Dans l'ensemble, écart type de l'erreur sur le contenu en eau du sol est réduite avec ISBA-3L (Boone et al. 1999).

Le cycle annuel du contenu en eau volumétrique simulé par ISBA-3L est présenté Fig. (3.5). Le contenu en eau simulé est représenté par un trait fin pour la zone racinaire, par des tiretés pour la zone sous-racinaire, et le trait épais représente

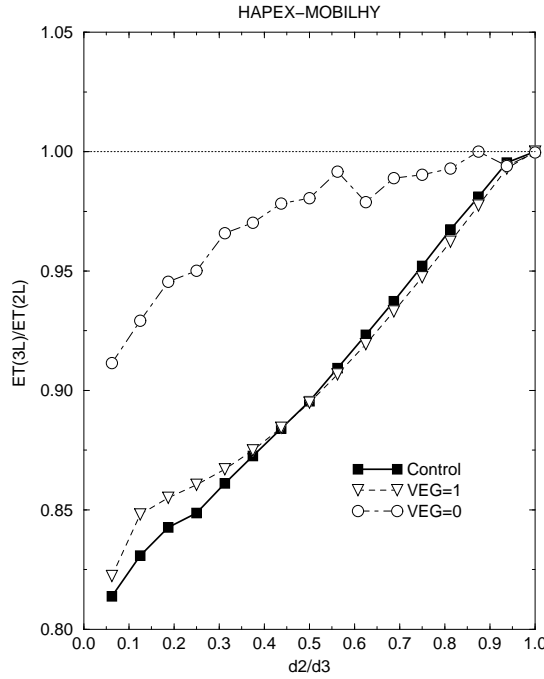


FIG. 3.3. Résultats des tests de sensibilité de l'évapotranspiration à la profondeur racinaire  $d_2$ . La profondeur totale,  $d_3$ , est fixée à 1.6m. Dans le cas d'une surface entièrement recouverte par la végétation (triangles), l'évapotranspiration diminue de façon quasi-linéaire (d'environ 20 %) quand la capacité de rétention (ou profondeur) des racines décroît. L'évaporation totale annuelle pour un sol nu est beaucoup moins sensible à la valeur de  $d_2$  (cercles). La sensibilité est également présentée pour les paramètres de végétation HAPEX.

le contenu en eau moyen sur la colonne de sol. Les observations de chaque couche sont données par des symboles. Le contenu en eau de la zone racinaire,  $w_2$ , est en bon accord avec les observations (cercles), en particulier durant l'été.

Les évapotranspirations journalières sur l'ensemble de l'année pour ISBA-3L et ISBA-2L sont présentées Fig. (3.6). Les valeurs observées sont représentées par des carrés. Une moyenne glissante sur 30 jours a été appliquée aux trois séries d'évapotranspiration. Les surfaces grises représentent une réduction de l'évapotranspiration dans ISBA-3L (par rapport à ISBA-2L), alors que les surfaces noires correspondent à l'effet inverse. Dans la période précédant l'apparition de la couverture végétale (DoY 0-119), il y a une faible réduction de l'évaporation, mais soit les observations se situent plus ou moins entre les résultats d'ISBA-3L et d'ISBA-2L, soit les 2 versions d'ISBA surestiment l'évaporation. Quand la

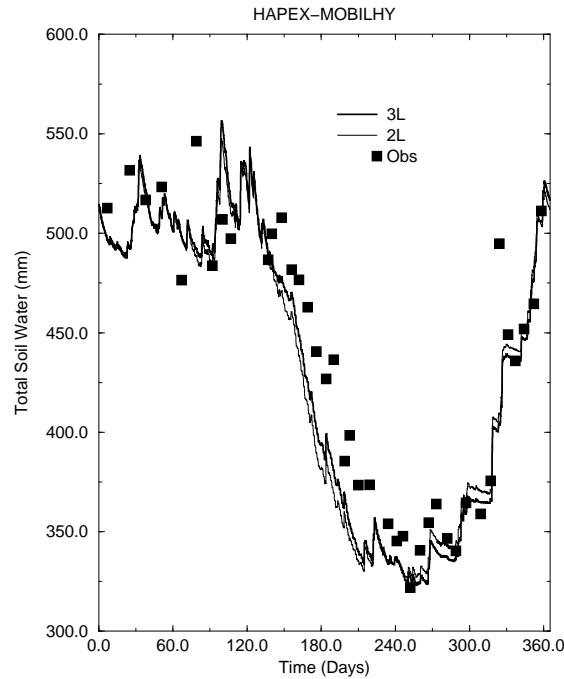


FIG. 3.4. Profil annuel du contenu en eau du réservoir sol. Le trait fin correspond aux résultats d'ISBA-2L, alors que le trait épais correspond aux résultats d'ISBA-3L. Le contenu en eau du sol observé est représenté par des carrés noirs.

végétation apparat (50 % de fraction de végétation entre DoY 120 et 147) il y a une réduction importante de l'évapotranspiration dans ISBA-3L, ce qui représente une amélioration par rapport aux observations. Pour les jours 180-273, il y a une augmentation de l'évapotranspiration pour ISBA-3L et cela est également en meilleur accord avec les observations. Cela est dû à la diffusion verticale de l'eau du sol depuis la zone sous-racinaire et à la capacité de rétention réduite de la zone racinaire : les contenus en eau volumétrique de la seconde couche sont plus importants après des événements pluvieux dans ISBA-3L par rapport à ISBA-2L.

#### 4. Résumé

Le schéma de surface ISBA (Noilhan and Planton 1989; Noilhan and Mahfouf 1996) a été modifié pour inclure un troisième réservoir d'eau dans le sol (Boone et al., 1999). L'approche est basée sur la méthode force-restore (Deardorff 1977), et le coefficient de diffusion de la zone racinaire a été calibré à partir des résultats d'un schéma multi-couches (ISBA-DF). Les simulations du contenu en eau total du

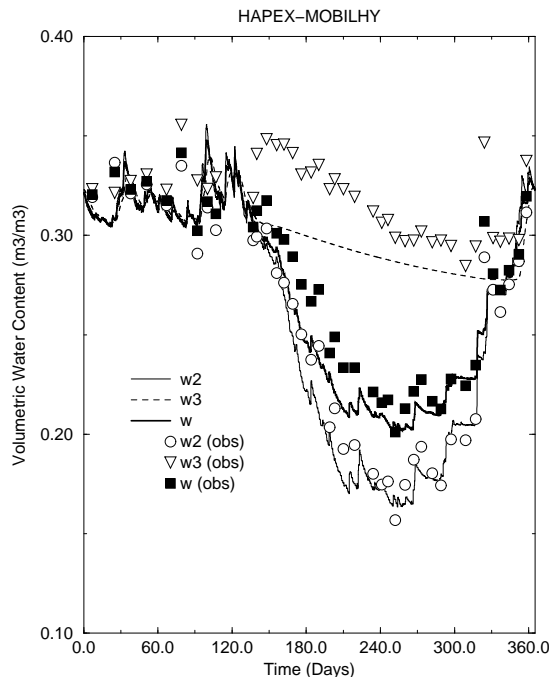


FIG. 3.5. Le cycle annuel du contenu en eau du sol modélisé sur HAPEX-MOBILHY pour les 2 couches,  $w_2$  and  $w_3$ , et pour le contenu en eau moyen de la colonne  $w$ . Les observations du contenu en eau correspondant à  $w_2$ ,  $w_3$  et  $w$  sont tracés respectivement à l'aide de cercles, triangles et carrés noirs.

sol et de l'évapotranspiration pour le cas HAPEX-MOBILHY ont été améliorées de manière générale grce à la prise en compte explicite de la zone racinaire. De plus, les simulations utilisant les solutions directes de l'équation de Richard pour une géométrie du sol à 3 couches identiques ne donnent pas d'aussi bons résultats que la méthode utilisant un coefficient de diffusion calibré.

La sensibilité du modèle aux paramètres liant l'humidité du sol et l'évapotranspiration a été étudiée. Lorsque la zone racinaire est ajoutée dans ISBA, les meilleurs résultats sont obtenus dans le cas HAPEX-MOBILHY pour une valeur du point de flétrissement  $w_{wilt}$  modifiée par rapport à la valeur originale utilisée dans la version 2 couches d'ISBA ( $0.20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ) pour une valeur considérée comme étant en fait plus représentative des observations du contenu en eau du sol ( $0.15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ , Shao and Henderson-Sellers 1996). La profondeur racinaire de 1.1m est en bon accord avec la profondeur racinaire maximale déterminée par Liang et al. (1996) qui a simulé le cas HAPEX en utilisant un modèle multi-couches.

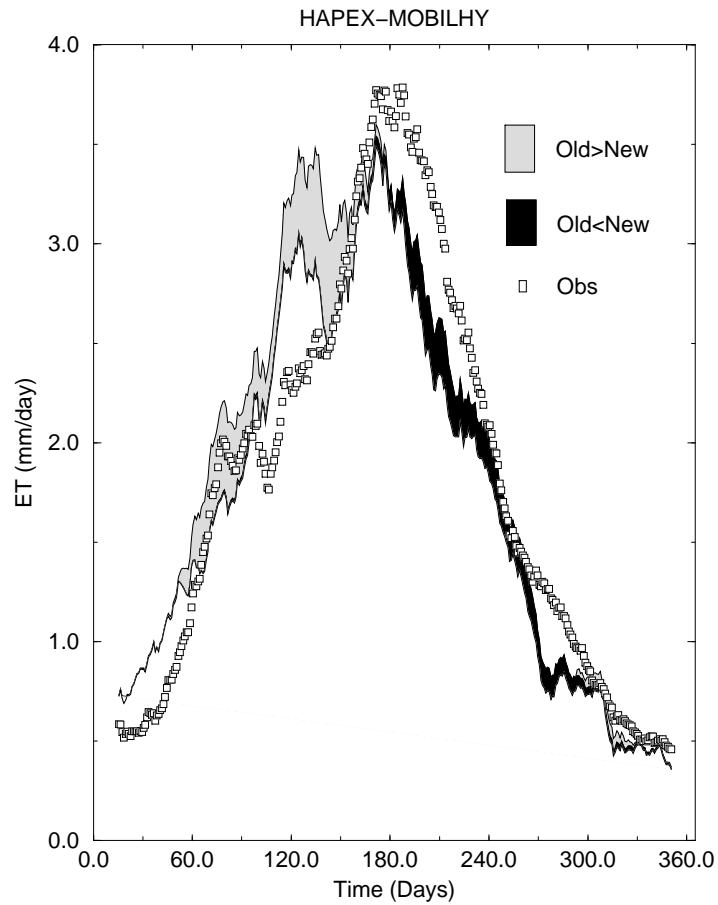


FIG. 3.6. Simulation annuelle des évapotranspirations journalières ( $\text{mm jour}^{-1}$ ) par ISBA-2L et ISBA-3L. Les surfaces grises indiquent les périodes où l'évapotranspiration est moindre dans ISBA-3L, et les surfaces noires les périodes où l'évapotranspiration est plus importante pour ISBA-3L. Les observations cumulées sur la journée sont représentées par des carrés. Une moyenne glissante sur 30 jours a été utilisée sur les résultats des simulations ainsi que sur les observations.

## 5. Article: Boone et al. 1999

**Inclusion of a Third Soil Layer in a Land  
Surface Scheme using the Force-Restore Method**

by

Aaron Boone, Jean-Christophe Calvet and Joël Noilhan

*J. Appl. Meteor.*, **38**, 1611–1630.



## Inclusion of a Third Soil Layer in a Land Surface Scheme Using the Force–Restore Method

AARON BOONE, JEAN-CHRISTOPHE CALVET, AND JOËL NOILHAN

*Météo-France/Centre National de Recherche Météorologique, Toulouse, France*

(Manuscript received 14 April 1998, in final form 7 November 1998)

### ABSTRACT

The inclusion of a third soil layer in the Interactions between Soil, Biosphere, and Atmosphere (ISBA) model is presented in this paper. The soil water content between the base of the root zone and the deep soil layer is described using a generalized form of the force–restore method. The new force–restore coefficient is calibrated using a detailed high-resolution soil water transfer model and then is related to the soil textural properties using simple regression relationships. It is shown that the use of a calibrated coefficient gives better results, in general, than a direct solution method when using similar model geometry with the same number of layers.

In the initial two-layer version of ISBA, it was not possible to distinguish the root zone and subroot zone soil water reservoirs. With the three-layer version, the deep soil layer may provide water to the system through capillary rises only, and the available water content (for transpiration) is clearly defined. Three test cases are examined in which atmospheric forcing, a good description of the soil properties and vegetation cover, and measured soil moisture profile data are present for an annual cycle. Use of the three-layer version of ISBA gives general improvement in modeling results, and values for key parameters that relate evapotranspiration to soil moisture are more consistent with those inferred from observations, compared with the two-layer version.

### 1. Introduction

Over the past decade soil–vegetation–atmosphere transfer (SVAT) schemes have greatly improved. The link between the soil hydrology and the partitioning of incoming net radiation into sensible, ground, and latent heat fluxes was found, in particular, to be crucial within these models (Shao and Henderson-Sellers 1996). The Interactions between Soil, Biosphere, and Atmosphere (ISBA) SVAT model (Noilhan and Planton 1989; Noilhan and Mahfouf 1996) evolved to account for the increased knowledge of this linkage through the participation in the Project for the Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes (PILPS) (Henderson-Sellers et al. 1993).

The ISBA model has evolved so as to keep model complexity to a minimum while still capturing the most important physical processes in the coupled land–atmosphere system. To this end, a two-layer soil hydrological model configuration has been used. A thin upper layer acts as a reservoir for evaporation from the soil surface, and a single subsurface (or bulk) soil layer is used to model the mean water content for the root and

subroot zone layers at a point or within a grid box. Recently, however, limitations to this two-layer approach have been found through participation in the Global Soil Wetness Project (GSWP) (Dirmeyer 1997). The computation of the soil water index and the partitioning of precipitation between runoff and evapotranspiration within ISBA should be improved by distinguishing between a plant root-extraction layer and a subroot zone soil layer (Douville 1997).

Many SVAT schemes (including those involved in PILPS and GSWP) use three soil layers for computing the soil water content profile: a diffusion equation is solved for a low-resolution vertical grid comprising a bare soil or surface layer, a subsurface or root zone layer, and a deep soil reservoir [e.g., Simple Biosphere model (SiB) (Sellers et al. 1986), Canadian Land Surface Scheme (CLASS) (Verseghy 1991), Biosphere–Atmosphere Transfer Scheme (BATS) (Dickinson et al. 1993), bare soil parameterization scheme (BARESOIL) (Dekić et al. 1995), Variable Infiltration Capacity Model (VIC) (Liang et al. 1996), Simplified SiB model (SSiB) (Xue et al. 1996), Land–Air Parameterization Scheme (LAPS) (Mihailovic 1996), grid square mosaic approach (Mosaic) (Koster and Suarez 1996), Best Approximation of Surface Exchanges scheme (BASE) (Desborough and Pitman 1998)], although the various methodologies or implementations vary across the schemes. The soil moisture is characterized by two variables in ISBA: a bare soil layer and a mean total soil column water con-

---

Corresponding author address: Dr. Aaron A. Boone, Météo-France, CNRM/GMME/MC2, 42 avenue Coriolis, 31057 Toulouse Cedex, France.  
E-mail: boone@cnrm.meteo.fr

tent layer (including the base soil layer). The objective of this study is to include a third soil water reservoir in ISBA by distinguishing between the root zone and a base flow layer. A Newtonian–restore approach similar to the force–restore method is used to model the vertical diffusion across these two layers. Such improvements of the original force–restore method already have been incorporated in the scheme through the inclusion of gravitational drainage (Mahfouf and Noilhan 1996, hereinafter referred to as MN96).

It is necessary to make the distinction between a root zone layer and subroot zone soil water recharge layer primarily to capture the large vertical moisture gradient that can develop between these regions during the growing season (Betts et al. 1993). As the root zone soil layer dries up, atmospheric evaporative demand partially is met through vertical diffusion of soil water from subroot zone layers. Using a single layer to lump the root zone and subroot zone layers can result in too much evapotranspiration during water-stressed conditions, as vertical diffusion from subroot zone layers implicitly is unrealistically large. In contrast, if the modeled total soil depth extends only to the base of the root zone, the lack of a vertical diffusion mechanism can result in an underestimation of total evapotranspiration. Additionally, the use of a single bulk layer can result in too little transpiration after heavy precipitation events that occur over relatively dry soils (Stamm et al. 1994). This underrepresentation results from the relatively small change in the total soil water content with precipitation events for relatively thick soil columns.

The use of distinct layers for computing the surface runoff and the base flow runoff results in greater time-scale separation of the runoff components. The variational infiltration method (Wood et al. 1992) for surface runoff generation in ISBA (Habets and Noilhan 1997) produces a more rapid time response of surface runoff to precipitation or snowmelt events when it is calculated using the mean water content of the upper soil layer (as opposed to the mean total soil column value). The use of a subroot zone layer dampens the amplitude of drainage pulses and increases the time lag between infiltration and drainage, resulting in a more realistic base flow time series.

In contrast to the three-layer soil hydrological configuration, there are numerous operational and research SVAT schemes that incorporate four or more soil hydrological layers using a direct solution of the Richards equation: For example, Goddard Institute for Space Studies (GISS) (Abramopoulos et al. 1988), Parameterization for Land–Atmosphere–Cloud Exchange (PLACE) (Wetzel and Boone 1995), European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) (Viterbo and Beljaars 1995), Bare Essentials of Surface Transfer (BEST) (Yang et al. 1995), Land Surface Model (LSM) (Bonan 1996), and Atmosphere–Land Surface Interaction Scheme (ALSIS) (Irannejad and Shao 1996). The soil moisture vertical gradient can be very large

over the depth of the soil column, so that the most important advantages of using greater vertical resolution are a more accurate numerical solution and a more detailed representation of the soil water vertical transfer processes (such as infiltration and the wetting front). One disadvantage of such an approach compared to the force–restore method is the increased computational expense. The direct solution of the Richards equation involves the use of an implicit (possibly iterative) scheme, which is costly because of the nonlinear soil water release functions. Another reason for using a multilayer approach is the ability to model a vertical root zone distribution. But the use of a root zone distribution introduces an additional parameter that is poorly known on large spatial scales. Desborough (1997) showed that the chosen distribution has a profound effect on the resulting surface latent heat fluxes. Bulk root zone formulations are probably a better option for operational or climate-scale simulations because there is a general lack of understanding of the effects of root zone distributions on modeled surface fluxes at large spatial scales, so their usefulness is limited at the present time.

ISBA is used in the operational French weather forecast model (Giard and Bazile 2000) ARPEGE (Action de Recherche Petite Echelle—Grand Echelle) in addition to various research applications. An additional complication with respect to the use of a multilayer approach in ISBA for operational simulations is the problem of specifying the vertical distribution of the assimilated soil water content for many soil layers in a numerical weather prediction model. The main advantages of our three-layer approach are that the force–restore coefficients are calibrated using a more sophisticated model (thus, in principle, modeled vertical soil water transfers should be superior to a direct solution of the Richards equation for a three-layer model), the numerical representation is relatively straightforward so that the solution method is efficient computationally, and only a single new model parameter (rooting depth) is introduced.

The extension of a one-dimensional soil column approach to larger spatial scales (e.g., climate scale, mesoscale) introduces several issues related to subgrid heterogeneity of soil moisture and its effect on area-average evapotranspiration and runoff. This heterogeneity results mainly from subgrid variability of soil texture, topography, vegetation coverage, and precipitation. ISBA (like most SVAT schemes) is validated using point measurements of soil moisture and atmospheric fluxes, and this spatial scale is, in general, adequate for the application of Darcy's law using the soil parameters and water release functions from such popular models as Clapp and Hornberger (1978) and Cosby et al. (1984).

These models describe the relation among soil moisture, soil water potential, and hydraulic conductivity through empirical relations. However, Kabat et al. (1997) suggest that these parameters must be properly scaled up to have meaning on larger scales. Area-averaged soil textural properties were used to determine

effective hydrological parameters in ISBA (Noilhan and Lacarrère 1995) at the mesoscale. Statistical methods also exist wherein assumed probability density distribution is applied to the point equations to account for soil moisture heterogeneity (Wetzel and Chang 1988; Entekhabi and Eagleson 1989) and the subsequent effect on evapotranspiration and runoff. Other methods use functions that depend upon topography and the gridbox average soil moisture to determine an effective fraction of the soil that is saturated in order to calculate grid-average bare soil evaporation and subgrid surface runoff (Wood et al. 1992; Dumenil and Todoni 1992). This type of scheme is used by ISBA to estimate subgrid surface runoff for sufficiently large spatial scales (Habets and Noilhan 1997).

Note that, even by scaling the soil parameters and modeling the spatial horizontal heterogeneity of soils for large spatial scales, the one-dimensional framework used by many SVAT schemes (including ISBA) is a critical assumption that is not always physically consistent with respect to subsurface soil water transport. Although single-point validation and sensitivity studies (such as those used by PILPS and the cases used in the current study) are valuable with respect to increasing the understanding of the applicability and certain limitations of SVAT schemes, extrapolation of parameter values from such studies that use a one-dimensional modeling framework to larger spatial scales (such as those used in certain operational or climate-scale atmospheric numerical weather prediction models) must be done with this critical assumption in mind.

The addition of a third prognostic soil water variable, the method for calibrating the additional model parameters, model sensitivity to key transpiration parameters, and results from three case studies are presented in this paper.

## 2. ISBA governing equations for soil moisture

The ISBA scheme was developed at Météo-France to provide fluxes of heat, momentum, and moisture from the surface to the overlying atmosphere in numerical weather prediction models (Noilhan and Planton 1989). The scheme uses the force–restore method (Deardorff 1977) to calculate the time evolution of the surface and mean soil temperatures, the water interception storage reservoir, and two soil moisture reservoirs (surface and total soil). The ISBA model is described in detail in Noilhan and Mahfouf (1996), and additional state variables related to snow cover are described in Douville et al. (1995).

There is an additional reservoir in the three-layer version of ISBA. The governing equations for the time ( $t$ ) evolution of soil moisture for the three soil layers are written as

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w d_1} (I - E_g) - D_1, \quad (1)$$

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2} (I - E_g - E_{tr}) - K_2 - D_2, \quad (2)$$

and

$$\frac{\partial w_3}{\partial t} = \frac{d_2}{(d_3 - d_2)} (K_2 + D_2) - K_3, \quad (3)$$

where gravitational drainage of soil water is represented by  $K$  ( $s^{-1}$ ), vertical soil moisture diffusion is  $D$  ( $s^{-1}$ ), and  $C_1$  is the dimensionless surface restore coefficient. The density of liquid water is  $\rho_w$  ( $kg\ m^{-3}$ ),  $d_1$  is the superficial soil depth,  $d_2$  (m) is the depth of the rooting layer, and  $d_3$  (m) is the total modeled soil depth. This depth can be considered to be where the soil moisture change with respect to time can be neglected. This information generally is determined from the observed soil moisture profile, but it is not always available;  $d_3$  can be determined from ancillary information (such as the measured or inferred total depth of the soil) or from sensitivity tests. The ratio  $d_2/(d_3 - d_2)$  in Eq. (3) is a conversion factor needed to conserve the total column soil water when the grid thicknesses of layers two and three are different.

The layer-average volumetric water contents ( $m^3\ m^{-3}$ ) for the surface, root zone, and deep soil layers are given by  $w_g$ ,  $w_2$ , and  $w_3$ , respectively. The volumetric water content within each reservoir is constrained to be less than the saturation water content or porosity  $w_{sat}$  ( $m^3\ m^{-3}$ ), which is a function of soil textural properties and represents the maximum amount of water the soil can hold. The root zone layer overlaps the surface layer, whereas the deep-soil soil water reservoir extends from the base of the root zone ( $d_2$ ) to the base of the modeled soil column ( $d_3$ ). Equations (1)–(3) are integrated using an implicit time scheme to ensure numerical stability for large time steps, using a linearization method (Giordani 1993).

In Eqs. (1) and (2), bare soil evaporation and plant transpiration rates ( $m\ s^{-1}$ ) are represented by  $E_g$  and  $E_{tr}$  (Noilhan and Mahfouf 1996), respectively. Plant transpiration continues while the root zone water content is larger than the wilting point volumetric water content. The infiltration rate  $I$  ( $m\ s^{-1}$ ) is given by

$$I = P_g - R_{sfc}, \quad (4)$$

where  $P_g$  is the rate at which liquid water reaches the soil hydrological surface, and  $R_{sfc}$  is the surface runoff that is generated when the soil moisture exceeds the soil porosity. For relatively large spatial scales (such as those scales used in mesoscale or climate modeling), surface runoff is computed using the variational infiltration method as a function of  $w_2$  (Douville 1997; Habets and Noilhan 1997).

The drainage ( $K$ ) and vertical diffusion ( $D$ ) terms are written as

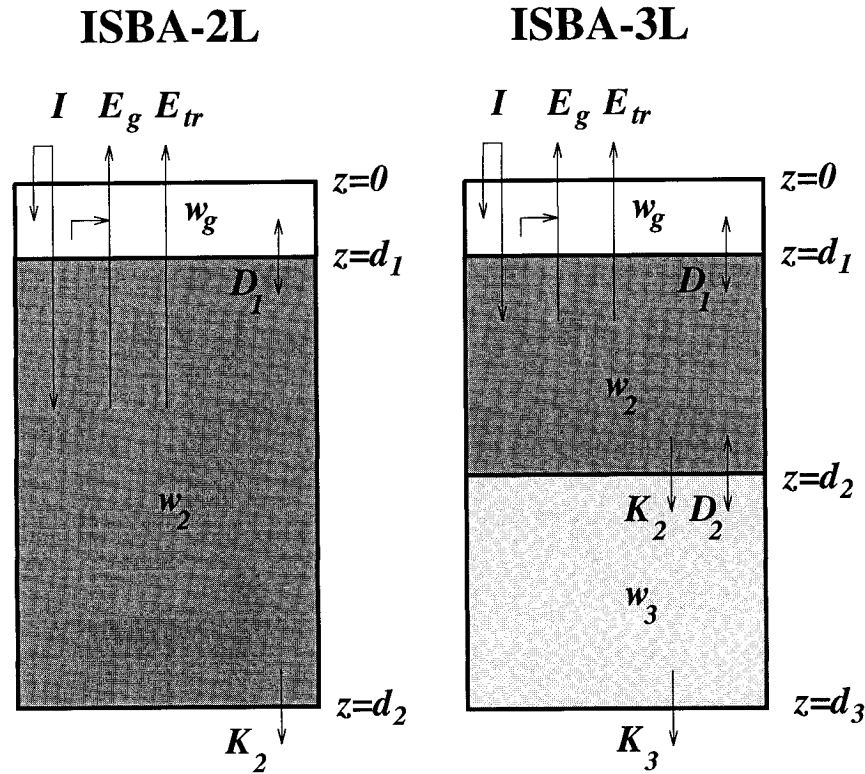


FIG. 1. The two-layer (ISBA-2L) and three-layer (ISBA-3L) soil grid configurations for ISBA. The three-layer scheme includes distinct root and subroot zone reservoirs. For the two grid geometries, the nonshaded region represents the bare soil layer, the dark-shaded region represents the layer that includes the root zone, and the light gray area (ISBA-3L) represents the subroot zone layer. Expressions for the diffusion ( $D_1$  and  $D_2$ ) and gravitational drainage terms ( $K_2$  and  $K_3$ ) are given by Eqs. (7)–(8) and (5)–(6), respectively. Soil depths are represented by  $d$ , the mean volumetric water content of each layer is given by  $w$ , infiltration is represented by  $I$ , and the bare soil evaporation and transpiration rates are denoted by  $E_g$  and  $E_{tr}$ , respectively.

$$K_2 = \frac{C_3 d_3}{\tau d_2} \max[0, (w_2 - w_{fc})], \tag{5}$$

$$K_3 = \frac{C_3}{\tau} \frac{d_3}{(d_3 - d_2)} \max[0, (w_3 - w_{fc})], \tag{6}$$

$$D_1 = \frac{C_2}{\tau} (w_g - w_{geq}), \tag{7}$$

and

$$D_2 = \frac{C_4}{\tau} (w_2 - w_3), \tag{8}$$

where  $\tau$  (s) represents the restore constant of one day. The surface volumetric water content at the balance of gravity and capillary forces is represented by  $w_{geq}$ , and  $w_{fc}$  is the field capacity volumetric water content (both  $m^3 m^{-3}$ ). The total soil water within the column is expressed simply as the grid thickness-weighted sum of  $w_2$  and  $w_3$ . The two-layer (ISBA-2L) and three-layer (ISBA-3L) model configurations are shown in Fig. 1. The dark-shaded areas indicate the rooting depth for both model versions. The light gray-shaded area in

ISBA-3L represents the subroot zone reservoir ( $w_3$ ). The directions of the diffusion ( $D$ ), drainage ( $K$ ), infiltration ( $I$ ), and evapotranspiration ( $E$ ) fluxes are indicated by the arrows, and the soil depth  $z$  is increasing downward.

The ISBA dimensionless force–restore soil hydrological parameters  $C_1$ ,  $C_2$ ,  $C_3$ , and  $C_4$  and the soil hydrological parameters  $w_{geq}$ ,  $w_{wilt}$ , and  $w_{fc}$  are related to the soil texture properties and moisture (appendix A) using the parameter expressions and values from Clapp and Hornberger (1978; hereinafter referred to as CH78). These expressions relate hydraulic conductivity  $k$  and soil water potential  $\psi$  to volumetric soil water content as a function of soil type (Brooks and Corey 1966; CH78);

$$\psi = \psi_{sat} (w/w_{sat})^{-b} \tag{9a}$$

and

$$k = k_{sat} (w/w_{sat})^{2b+3}, \tag{9b}$$

where  $k_{sat}$  is the saturated hydraulic conductivity ( $m s^{-1}$ ),  $\psi_{sat}$  is the saturated soil water potential (m), and  $b$  (di-

dimensionless) is the slope of the soil moisture retention curve. The wilting-point volumetric water content  $w_{\text{wilt}}$  is computed for each soil class using Eq. (9a) together with the CH78 parameter values, assuming a critical plant potential value of  $-150$  m (MN96). The critical plant potential varies between  $-100$  and  $-300$  m for most plant species, but the values for  $w_{\text{wilt}}$  only change slightly over this range. The field capacity volumetric water content is computed from Eq. (9b), assuming a hydraulic conductivity of  $0.1 \text{ mm day}^{-1}$  (Wetzel and Chang 1987) and using the parameter values from CH78 (Jacquemin and Noilhan 1990). The field capacity and wilting-point water contents are convenient parameters for defining various soil water quantities but they are not fundamental properties of the soil (Hillel 1971). The soil texture is used to define these parameters unless ancillary information is available (such as observed values).

The subsurface vertical diffusion ( $D_2$ ) and gravitational drainage ( $K_2$ ) root zone soil water flux components are treated as distinct processes in ISBA-3L for two reasons. First,  $K_2$  is formulated in the same manner as  $K_3$  so as to be consistent with drainage out of the base of the model. Second, the vertical soil moisture flux is parameterized using Darcy's law: the diffusion and drainage processes behave differently over the same range of soil moisture and are associated with very different timescales. Gravitational drainage is much larger than vertical diffusion for soil moisture values that are approaching saturation: coarse soils with a total depth of 1 or 2 m can drain to field capacity within a matter of a few days. On the other hand, vertical diffusion is the dominant soil water flux component at soil moisture values below field capacity. The time required for the profile to be restored to equilibrium for a soil (with a similar total depth) can be on the order of weeks, especially for fine-textured soils.

#### Parameterization of vertical diffusion

The calibration of the root zone force-restore coefficient ( $C_4$ ) is similar to the method used to determine the surface layer force-restore coefficient ( $C_2$ ) (Noilhan and Planton 1989). A multilayer, variable-depth, one-dimensional soil moisture model (MLSM) that integrates the Richards equation while assuming a homogeneous vertical texture profile and isothermal conditions (Boone and Wetzel 1996) was run offline from ISBA to calibrate  $C_4$ . In MLSM, subsurface vertical moisture fluxes are governed by Darcy's law, and hydraulic conductivity and soil matric potential are related to the volumetric water content through the empirical relations from CH78 [Eqs. (9a) and (9b)] for this study. MLSM uses an implicit time scheme and 100 soil layers on a stretched vertical grid; high spatial resolution was used so as to obtain accurate solutions by minimizing truncation errors.

Although the same general calibration method was

used, and both the  $C_2$  and  $C_4$  terms represent vertical soil moisture diffusion [Eqs. (7) and (8), respectively], the values for  $C_2$  and  $C_4$  are different. The  $C_2$  coefficient was calibrated over a thin surface layer depth without explicit consideration of the thickness of the layer below, as the depth of the surface layer generally is much less than that of the reservoir  $w_2$ . The  $C_4$  coefficient was calibrated by taking into account the grid geometry of both subsurface soil layers, as the thicknesses can be similar in magnitude. Also, the surface soil water content ( $w_g$ ) restores to a water content value ( $w_{\text{geq}}$ ) that represents the balance of gravity and capillarity [Eq. (1)]. In general,  $w_{\text{geq}}$  resembles  $w_2$  except for coarse-textured soils. In contrast, the subsurface soil reservoirs restore to relax the subsurface soil water gradient directly [Eqs. (2) and (3)].

The MLSM model was integrated over a total soil depth ranging from 2 to 7 m, using a stretched grid and a total of 100 model layers with the highest vertical resolution near the soil surface. The base of the root zone ( $d_2$ ) ranged from 0.1 to 3 m for these tests. The soil classes described in CH78 were used to define  $b$ ,  $k_{\text{sat}}$ , and  $w_{\text{sat}}$  for 11 soil textures. The mean  $\psi_{\text{sat}}$  value of  $-0.39$  m (Cosby et al. 1984) was used for all soil classes as this parameter is not well correlated with soil texture (CH78; Dickinson 1984). The vertical soil water flux is written following Darcy's law as

$$W_s(z) = \rho_w k \left( \frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right), \quad (10)$$

where  $W_s$  is the soil water flux and  $z$  is the vertical coordinate. The boundary conditions were specified such that there were no vertical or lateral soil water fluxes into or out of the model from  $z = 0$  to  $z = d_3$ :

$$W_s(z = 0) = I = E_g = E_r = 0 \quad (11a)$$

and

$$W_s(z = d_3) = \rho_w \left( \mathcal{D} \frac{\partial w}{\partial z} + k \right) = 0, \quad (11b)$$

where the diffusion coefficient in Eq. (11b) is written as

$$\mathcal{D} = k \partial \psi / \partial w. \quad (12a)$$

Substitution of Eqs. (9a) and (9b) into Eq. (12a) yields an expression for the diffusion coefficient as a function of the soil hydrological texture parameters:

$$\mathcal{D} = \frac{-b \psi_{\text{sat}} k_{\text{sat}}}{w_{\text{sat}}} \left( \frac{w}{w_{\text{sat}}} \right)^{b+2}. \quad (12b)$$

#### 1) METHODOLOGY

An estimate of the speed at which the profiles returned to equilibrium ( $C_4$ ) was obtained by doing hundreds of simulations for each soil class and various grid config-

urations (i.e., different values of  $d_2$  and  $d_3$ ) using a matrix of initial  $w_2$  and  $w_3$  values, which then were interpolated linearly as a function of soil depth to the MLSM high-resolution grid. The initial mean water content of the profiles ranged from wilting point to field capacity, so that gravitational drainage was negligible (diffusion was the dominant soil moisture transfer mechanism) and no runoff (due to saturation) occurred. Profile-mean water content values below wilting point were not used since the total soil column moisture should rarely (if ever) drop much below wilting point, and also diffusion would become very weak at these moisture values.

By using the definition of  $D_2$  from Eq. (8) together with the boundary conditions given by Eqs. (11a) and (11b), the prognostic equations for the subsurface soil water reservoirs [Eqs. (2) and (3), respectively] can be rewritten as

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = -\frac{C_4}{\tau}(w_2 - w_3) \quad (13)$$

and

$$\frac{\partial w_3}{\partial t} = \frac{d_2}{(d_3 - d_2)} \frac{C_4}{\tau}(w_2 - w_3), \quad (14)$$

where drainage is negligible. Subtraction of Eq. (14) from Eq. (13) yields

$$\frac{\partial(w_2 - w_3)}{\partial t} = -\frac{d_3}{(d_3 - d_2)} \frac{C_4}{\tau}(w_2 - w_3). \quad (15)$$

The equation that describes the soil water gradient ( $w_2 - w_3$ ) at time  $t$  can be found by integrating Eq. (15) to obtain

$$(w_2 - w_3)(t) = (w_2 - w_3)(t_0) \exp\left[-\frac{C_4 d_3 (t - t_0)}{(d_3 - d_2) \tau}\right], \quad (16)$$

where  $t_0$  represents the starting time for the integration. The soil water gradient that corresponds to  $w_2 - w_3$  was calculated from the MLSM output soil water profiles using the thickness-weighted soil water contents for  $w_2$  for the layer extending from  $z = 0$  to  $z = d_2$  and for  $w_3$  from  $z = d_2$  to  $z = d_3$ . When the soil water gradient relaxed to  $1/e$  of its initial value, then the  $C_4$  coefficient was calculated using

$$C_4 = C'_4 \frac{(d_3 - d_2)}{d_3}, \quad (17)$$

where

$$C'_4 = \frac{\tau}{(t_1 - t_0)}. \quad (18)$$

The  $e$ -folding time of the departure of the soil moisture gradient from its initial value (at  $t_0$ ) is represented by  $t_1 - t_0$ . The dependence of  $C_4$  on  $d_2$  and  $d_3$  in Eq. (17) results from the water conservation factor in Eq. (3) [Eq. (14)]. The  $C'_4$  values then were fit as a function of

soil moisture at time  $t_1$  using a two-parameter regression equation of the form

$$C'_4 = C_{4\text{ref}} \bar{w}_{2,3}^{C_{4b}}. \quad (19)$$

The interfacial value of the water content for layers two and three is represented by  $\bar{w}_{2,3}$  (appendix A). The fitting form used in Eq. (16) was selected because it closely resembles the functional form of the diffusion coefficient from Darcy's law using the empirical relations from CH78 [Eq. (12b)]. The  $C_4$  coefficient becomes larger with increasing soil water content  $\bar{w}$ , as it is proportional to the hydraulic conductivity.

## 2) DIFFUSION COEFFICIENT SCALING

The parameter  $C_{4b}$  in Eq. (19) depends upon soil texture only, while  $C_{4\text{ref}}$  is related to both the texture and the thickness of the model layers. These two model parameters were calibrated using a variety of grid configurations so that  $C_4$  values depend upon the soil texture, and, in theory, a separate set of values as a function of texture is needed for every possible combination of  $d_2$  and  $d_3$ . As opposed to using separate  $C_4$  values for various grid configurations, this coefficient can be scaled as a function of grid geometry. The result is that only one set of  $C_{4b}$  and  $C_{4\text{ref}}$  values that depend on soil texture are required for any grid configuration (values of  $d_2$  and  $d_3$ ) to calculate  $C_4$ .

The dependence of vertical diffusion on the grid configuration can be seen by writing the vertically integrated equation of continuity of soil moisture for a one-dimensional homogeneous soil column (Richards's equation):

$$\rho_w \int_{z_{i-1}}^{z_i} \frac{\partial \eta}{\partial t} dz = - \int_{z_{i-1}}^{z_i} \frac{\partial W_s}{\partial z} dz, \quad (20)$$

where  $W_s$  is defined by Eq. (10), and  $\eta$  represents the volumetric water content of the soil ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ). The layer-averaged volumetric water content for soil layer  $i$  is defined as

$$w_i = \frac{1}{(z_i - z_{i-1})} \int_{z_{i-1}}^{z_i} \eta(z) dz, \quad (21)$$

so that the integration of Eq. (20) over the layer bounded by  $z_i$  and  $z_{i-1}$  yields

$$\rho_w (z_i - z_{i-1}) \frac{\partial w_i}{\partial t} = W_s|_{z_{i-1}} - W_s|_{z_i}. \quad (22)$$

Assuming no drainage, the soil water flux at  $z = d_2$  is written from Eqs. (10) and (12a) as

$$W_s|_{z=d_2} = \rho_w D \frac{\partial w}{\partial z} \Big|_{z=d_2}. \quad (23)$$

Using the boundary condition from Eq. (11a), the prognostic equation for the layer-averaged volumetric water content for the layer extending from  $z_{i-1} = 0$  to  $z_i = d_2$  can be written from Eqs. (22) and (23) as

TABLE 1. The soil texture classes from CH78 and the  $C_4$  fitting parameters. The symbols  $X_{\text{clay}}$  and  $X_{\text{sand}}$  represent the clay and sand percentages, respectively. Sand fractions are from Cosby et al. (1984). The  $C_4$  coefficient is evaluated for a total soil column depth  $d_3$  of 2 m and a root zone depth  $d_2$  of 1 m at a mean water content  $\bar{w}$  defined here as the average of the wilting-point and field capacity values. The  $C_{4\text{ref}}$  values can be scaled for any grid configuration using the  $C'_{4\text{ref}}$  values shown here together with Eq. (21).

Soil type	$X_{\text{clay}}$ (%)	$X_{\text{sand}}$ (%)	$C'_{4\text{ref}}$	$C_{4b}$	$C_4(\bar{w})$ ( $\times 10^{-2}$ )
Sand	3	92	25 096	5.8	1.85
Loamy sand	6	82	19 485	6.0	4.70
Sandy loam	9	58	4 623	6.4	1.66
Silt loam	14	17	736	6.9	0.23
Loam	19	43	518	6.4	0.96
Sandy clay loam	28	58	3 835	7.8	2.50
Silty clay loam	34	10	546	8.3	0.40
Clay loam	34	32	2 257	9.3	0.40
Sandy clay	43	52	18 526	10.6	1.58
Silty clay	49	6	3 059	11.1	0.22
Clay	63	22	6 089	11.5	0.74

$$d_2 \frac{\partial w_2}{\partial t} = - \frac{\mathcal{D}(\bar{w}_{2,3})(w_3 - w_2)}{[(d_3 + d_2)/2 - d_2/2]}$$

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{2\mathcal{D}(\bar{w}_{2,3})}{d_2 d_3} (w_2 - w_3). \quad (24)$$

A linear variation of  $w$  between layer midlevels is assumed when writing the finite difference of  $\partial w/\partial z$  (Mahrt and Pan 1984) in Eq. (24). Comparison of Eqs. (24) and (13) yields

$$C_4 \propto \frac{2\tau|\mathcal{D}(\bar{w}_{2,3})|}{d_2 d_3}. \quad (25)$$

Note that there is a sign difference between Eqs. (24) and (13) because  $\mathcal{D}$  is less than 0 [see Eq. (12b)]. The right-hand side of Eq. (25) represents the nondimensional diffusion from the Richards equation scaled by the time period ( $\tau$ ) of one day. The thickness of the soil layer is denoted by  $d_2$  and  $d_3/2$  represents the distance over which the soil water gradient is calculated.

The dependence of  $C_4$  on grid geometry for two soil layers can be determined to a good approximation by scaling  $C_{4\text{ref}}$  using the scaling factor from Eq. (25):

$$C_{4\text{ref}} = C'_{4\text{ref}} d_2' d_3' / (d_2 d_3), \quad (26)$$

where  $C'_{4\text{ref}}$  represents reference values computed for a single nominal grid configuration. The  $C'_{4\text{ref}}$  values are shown in Table 1, and  $d_2'$  and  $d_3'$  represent the corresponding layer depths of 1 and 2 m, respectively. Examples of scaled values of  $C_{4\text{ref}}$  are shown in Fig. 2 for two different grid configurations:  $d_2 = 0.5$  and  $d_3 = 1.0$  m in panel a and  $d_2 = 2.0$  and  $d_3 = 4.0$  m in panel b. The  $C_{4\text{ref}}$  values from Table 1 are scaled using Eq. (26) and are shown as a function of the corresponding  $C_{4\text{ref}}$  values. Each filled circle corresponds to a particular soil class. The scaling approximation in Eq. (26) remains valid for a reasonable choice of  $d_2$  and  $d_3$ ; in

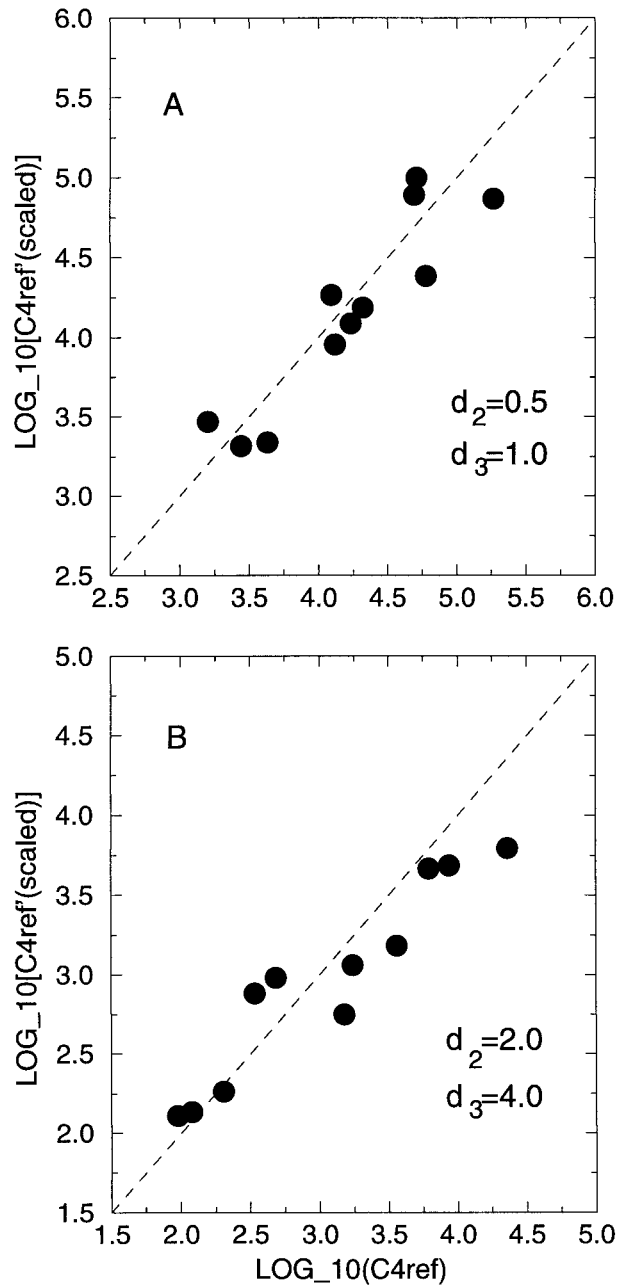


FIG. 2. The log-transformed  $C_{4\text{ref}}$  values as computed from MLSM corresponding to  $d_2 = 0.5$  and  $d_3 = 1.0$  m in (a) and to  $d_2 = 2.0$  and  $d_3 = 4.0$  m in (b). The ordinate represents the log-transformed values of  $C_{4\text{ref}}$  scaled using Eq. (26) with the  $C'_{4\text{ref}}$  values shown in Table 1. Each filled circle corresponds to a particular soil class. The dashed line indicates a 1:1 relationship.

general, the upper limit of the ratio  $d_3/d_2$  is approximately an order of magnitude.

Substitution of Eqs. (19) and (26) into Eq. (17) results in

$$C_4 = \frac{(d_3 - d_2)d_2' d_3'}{d_2 d_3^2} C'_{4\text{ref}} \bar{w}_{2,3}^{C_{4b}}. \quad (27)$$

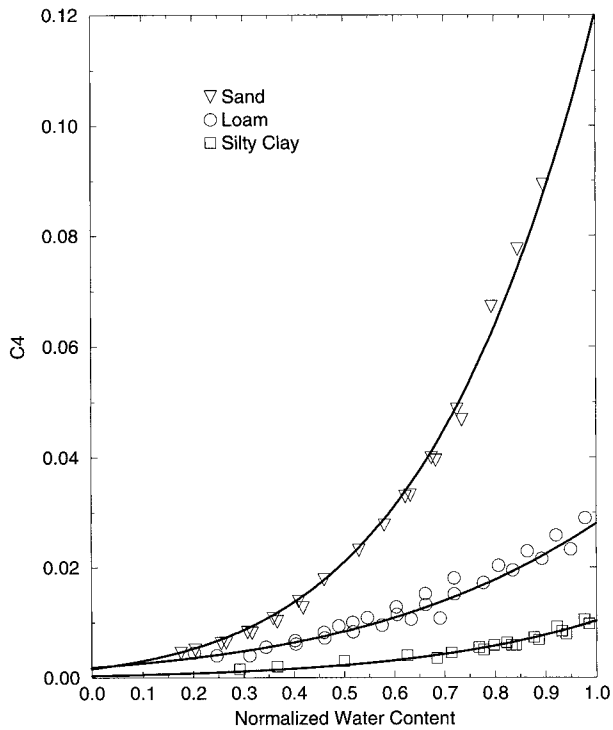


FIG. 3. The  $C_4$  dimensionless coefficient as a function of the interfacial volumetric water content,  $\bar{w}_{2,3}$ , for sand, loam, and silty clay soil textures. The interfacial water content has been normalized for each soil texture: the minimum value along the abscissa represents the wilting point, and unity represents the field capacity. The total soil depth  $d_3$  is 2 m, and the root zone depth  $d_2$  is 1 m. Symbols represent results calculated from MLSM using Eqs. (17) and (18). The fits using Eqs. (17) and (19) are shown as solid lines. The corresponding fit coefficients are shown in Table 1.

The  $C_4$  coefficient depends upon grid geometry, soil moisture at the layer interface, and soil texture from Eq. (27).

The  $C_4$  coefficients computed from MLSM for three soil textures (sand, loam, and silty clay) are shown in Fig. 3, where the symbols represent results from MLSM for a soil with a total depth ( $d_3$ ) of 2 m and a root zone depth ( $d_2$ ) of 1 m. The coefficient  $C_4$  was calculated from Eqs. (17) and (18). The  $C_{4b}$  and  $C_{4ref}$  fitting parameters then were determined by doing a least squares regression on the  $C_4$  coefficients calculated from MLSM output data using Eqs. (17) and (19); the fits are shown as solid curves in Fig. 3. The fit parameters for each soil class as a function of the aforementioned grid configuration are shown in Table 1.

### 3) CONTINUOUS RELATIONSHIPS

Continuous relationships can be obtained that relate the  $C_4$  force-restore coefficient to the soil texture through specification of the percentages of clay  $X_{clay}$  and sand  $X_{sand}$  (Noilhan and Lacarrère 1995). There are two parameters to fit that vary as a function of soil texture from Eq. (19):  $C_{4b}$  and  $C_{4ref}$ . The  $C_{4b}$  parameter is fit

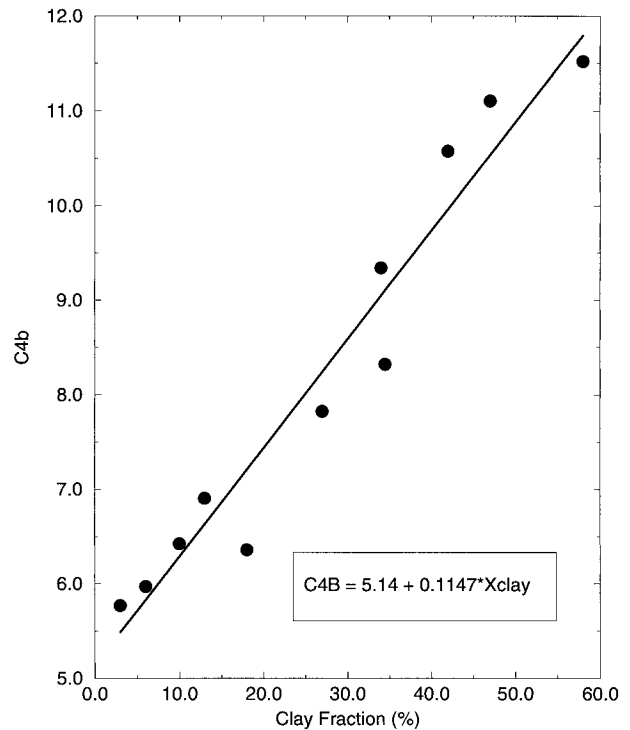


FIG. 4. The  $C_{4b}$  coefficient as a function of clay fraction  $X_{clay}$ . The parameter values from Table 1 are shown as shaded circles, and the fit [Eq. (25a)] is indicated by the solid line.

as a linear function of clay fraction to a good approximation (Fig. 4) using

$$C_{4b} = 5.14 + 0.115X_{clay}. \tag{28a}$$

A multivariate least squares regression is used to compute  $C_{4ref}$  as a function of both  $X_{clay}$  and  $X_{sand}$  using

$$C_{4ref} = \frac{2(d_3 - d_2)}{(d_2 d_3^2)} \log_{10}^{-1} \left[ \beta_0 + \sum_{j=1}^3 (\beta_j X_{sand}^j + \alpha_j X_{clay}^j) \right], \tag{28b}$$

where  $\beta$  and  $\alpha$  are the coefficients obtained from a multivariate least squares regression. The regression coefficients are given in Table 2. A comparison of  $C_{4ref}$  values from Table 1 and those computed using the continuous relationship (indicated as  $C_{4ref}^*$ ) for a soil with the same grid geometry are shown in Fig. 5. Relation-

TABLE 2. The regression coefficients for  $C_{4ref}$  from Eq. (28b). Values of  $C_{4ref}$  are calculated using the soil sand and clay percentages. The coefficients  $\beta_j$  and  $\alpha_j$  correspond to the sand and clay contents (%), respectively.

$j$	$\beta_j$	$\alpha_j$
0	$4.42 \times 10^{-0}$	
1	$4.88 \times 10^{-3}$	$-2.57 \times 10^{-1}$
2	$5.93 \times 10^{-4}$	$8.86 \times 10^{-3}$
3	$-6.09 \times 10^{-6}$	$-8.13 \times 10^{-5}$



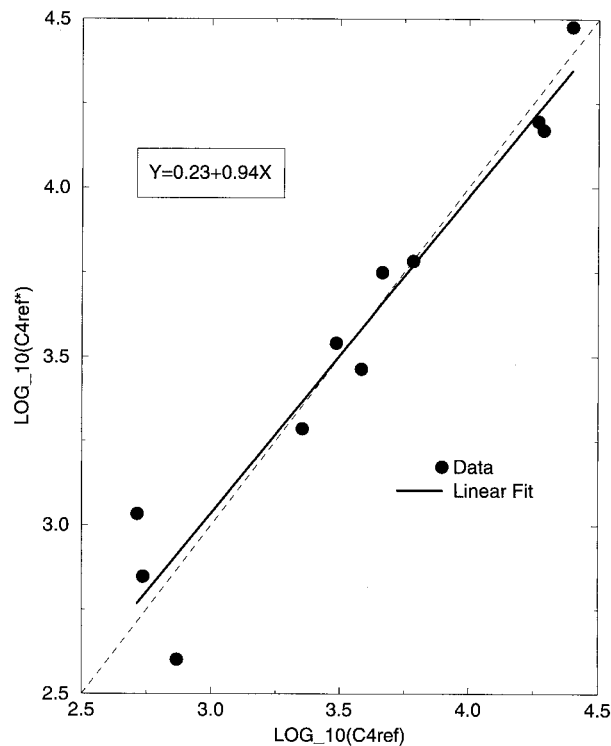


FIG. 5. The log-transformed  $C_{4ref}$  values computed using a continuous relationship ( $C_{4ref*}$ ) as a function of clay and sand percentages ( $X_{clay}$  and  $X_{sand}$ , respectively) are shown versus the values for each CH78 soil class (Table 1) for a total soil depth  $d_3$  of 2 m, and a root zone depth  $d_2$  of 1 m. The continuous relationship is given by Eq. (25b). The solid line represents a linear fit to the points, while the dotted line represents a 1:1 relationship.

ships for the other ISBA force–restore coefficients can be found in appendix A.

### 3. Soil moisture simulations

The ISBA-3L scheme is validated through the use of case studies comprising annual cycles of atmospheric forcing, observed soil moisture, measured or estimated vegetation parameters, and, possibly, surface fluxes. The atmospheric forcing needed to drive an SVAT model such as ISBA consists of surface pressure, air temperature and humidity at screen level, downward radiation fluxes (shortwave and longwave components), wind speed, and precipitation. Three studies that already have been used to validate ISBA-2L are presented in this paper: Hydrological Atmospheric Pilot Experiment–Modélisation du Bilan Hydrique (HAPEX–MOBILHY) (André et al. 1986, 1988; Goutorbe 1991), and National Institute for Agronomic Research (INRA)/Castanet (Cabelguenne et al. 1990; Calvet et al. 1998, hereinafter referred to as C98) irrigated (I) and nonirrigated (NI) experiments. The HAPEX–MOBILHY and INRA/Castanet–NI cases are useful for studying the vertical diffusion mechanism as plants are water stressed during prolonged summer periods. The INRA/Castanet–I case

offers a comparison for nonstressed conditions. The hydrological model is validated using the measured soil water content and (for the HAPEX case) measured evapotranspiration.

There are many reasons for possible disagreement between the observed soil moisture and surface fluxes at the point scale and those computed by an SVAT model such as ISBA. Besides the use of relatively simple model physics, important sources for errors are related to the atmospheric forcing, the observations, and the model parameters. Atmospheric forcing generally is measured to within a reasonable accuracy, so that, assuming the model is able to simulate the most important physics, the model soil and vegetation parameters are the primary sources for discrepancy between the model simulation and observed values.

The soil hydrological parameters are based on a textural analysis [i.e., assuming texture is the most important soil descriptor (Cosby et al. 1984)] and are determined using regression relationships. These relations then are extrapolated to most known soil types, which is not always a valid approximation: Delire et al. (1997) showed that a new set of hydrological parameters was required to model some Amazonian soils properly using an SVAT scheme. There is much variability inherent in the parameters used in the regression relationships, and relatively small changes in soil texture values can result in large changes in the simulated soil moisture and, therefore, modeled evapotranspiration and runoff. Also, such possibly important considerations as vertical gradients in soil texture and the effect of macropores on infiltration and soil water fluxes are not modeled by the majority of SVAT schemes. For the case studies considered in this paper, it is assumed that the CH78 model and parameters are adequate.

There are many surface vegetation parameters that can affect the interaction between evapotranspiration and soil moisture. In ISBA, albedo, surface roughness length, vegetation coverage, leaf area index, and minimum stomatal resistance are the most important with respect to their impact on the calculation of surface fluxes of heat and moisture. Nearly all of these parameters can, in general, be obtained from measurements to within a reasonable accuracy with the exception of the minimum stomatal resistance ( $R_{smin}$ ). It was shown by Niyogi and Raman (1997) using a Jarvis-type canopy resistance scheme (the scheme used by ISBA; see Noilhan and Planton 1989), that  $R_{smin}$  is the most important vegetation parameter controlling the latent heat flux from the surface and therefore boundary layer development. Because of this high sensitivity and the fact that it usually is not measured directly, it is treated as a calibration parameter in ISBA. C98 showed that soil moisture and the components of the surface energy budget can be simulated quite well by tuning this parameter using the same case studies examined in this paper (in addition to others). Because the water stress factor (which is proportional to canopy resistance in ISBA) is

evaluated using only the root zone soil water content in ISBA-3L, as opposed to the total soil water content used in ISBA-2L,  $R_{smin}$  was recalibrated for this study.

The root zone soil depth ( $d_2$ ) is the single new soil vegetation parameter in ISBA-3L. It usually is not measured for atmospheric modeling case studies, although depths typical of certain plant and soil types have been estimated on the global scale [see Canadell et al. (1996) for a review]. As will be seen, this parameter has an important impact on evapotranspiration as it is proportional to the amount of water that is available for transpiration. Evapotranspiration is sensitive to the total soil depth ( $d_3$ ), but this sensitivity is less important than that associated with  $d_2$  [consistent with the findings of Liang et al. (1996)]; therefore model sensitivity to  $d_3$  is not shown in this paper.

The final parameter that is examined is the wilting-point volumetric water content ( $w_{wilt}$ ). This parameter is a function of texture in ISBA, but values of this parameter that are inferred from observations can differ from those derived merely from textural considerations. The parameter  $w_{wilt}$  represents the approximate lower limit of the root zone volumetric water content, so that it has an impact both on water available for transpiration and on vertical soil moisture diffusion (by influencing the magnitude of the vertical soil moisture gradient).

While other soil vegetation parameters can have an effect on the surface energy and hydrological budgets, an analysis of the effects of all of these parameters is beyond the scope of this text. In this study, model sensitivity to three key parameters that control evapotranspiration, and therefore modulate the vertical soil moisture gradient and diffusion, is examined. The wilting-point water content, minimum stomatal resistance, and depth of the rooting zone were determined to be the three most important parameters related to the incorporation of a distinct root zone soil reservoir.

#### a. The HAPEX-MOBILHY simulation

The HAPEX-MOBILHY experiment took place in southwestern France in 1986 over a domain of approximately  $1^\circ$  latitude  $\times$   $1^\circ$  longitude. This particular case is of interest since high temporal resolution measurements are available for the atmospheric forcing, surface flux observations are available, weekly soil moisture measurements were taken over the entire year (Goutorbe et al. 1989), and there is a good characterization of the surface soil and vegetation properties. This dataset was used during the Regional Interactions of Climate and Ecosystems (RICE) and PILPS workshop to assess the ability of SVAT schemes to model adequately all the components of the water cycle at a spatial scale on the order of a climate model grid box (Shao et al. 1994). The same atmospheric forcing, soil and vegetation parameter values, spinup requirements, and observed soil moisture and surface fluxes that were used for PILPS-HAPEX are also used for this simulation, since they

TABLE 3. Vegetation and soil hydrological constant (in time) parameters used for the HAPEX-MOBILHY, Castanet-I, and Castanet-NI simulations. Values correspond to those used with ISBA-3L and ISBA-2L. The surface albedo and emissivity are represented by  $A$  and  $\epsilon$ , respectively. The values that differ between the two model configurations (and correspond to ISBA-2L) are enclosed by parentheses.

Parameter	Units	HAPEX	Castanet-I	Castanet-NI
$R_{smin}$	$s\ m^{-1}$	150	31 (88)	32 (135)
$A$		0.20	0.20	0.20
$\epsilon$		1.0	0.97	0.97
$w_{fc}$	$m^3\ m^{-3}$	0.31	0.34	0.40 (0.35)
$w_{wilt}$	$m^3\ m^{-3}$	0.15 (0.20)	0.16	0.16
$d_2$	m	1.1 (1.6)	1.6	1.6
$d_3$	m	1.6	5.0	5.0
$X_{clay}$	%	34.0	28.0	28.0 (25.8)
$X_{sand}$	%	10.0	35.0	35.0 (47.4)

were used in the presentation of the introduction of gravitational drainage in the ISBA scheme (MN96). A description of the PILPS-HAPEX experiment(s), atmospheric forcing, observations used for validation and intercomparison of the SVAT schemes, and a comprehensive listing of specified model parameters can be found in Shao and Henderson-Sellers (1996).

The surface is characterized as a soybean crop over a loamy soil (Goutorbe 1991), and the soil column is assumed to have a homogeneous texture profile that extends to a total depth ( $d_3$ ) of 1.6 m. Soil moisture was measured on an approximately weekly basis at 10-cm increments for the entire soil column. The total annual observed precipitation was 856 mm. The daily average evapotranspiration was computed from the HAPEX forcing data using the Penman-Monteith equation, and the annual total is 615 mm. The net radiation, ground heat, and sensible heat fluxes were measured at 15-min intervals during an intensive observation period (IOP) over yeardays 148-183. The latent heat flux then was calculated as a residual from the surface energy balance.

All precipitation in excess of evaporation was assumed to be runoff. The root system was not observed or measured, so a root distribution was specified for PILPS-HAPEX based on values that are typical of a soybean crop over a loamy soil for a similar climate (Shao and Henderson-Sellers 1996).

#### 1) PARAMETER SENSITIVITY

The values for constant vegetation and soil hydrological parameters, following the PILPS-HAPEX specifications (Shao and Henderson-Sellers 1996), used by ISBA-2L and ISBA-3L for the HAPEX simulation are shown in Table 3. Values enclosed by parentheses correspond to those used by ISBA-2L when different from those used by ISBA-3L. The vegetation parameters used in ISBA that vary as a function of time can be found in MN96. Of the three key ISBA parameters that link soil moisture to evapotranspiration,  $R_{smin}$  was determined by calibrating ISBA-3L using the observed

evapotranspiration data. A value of approximately  $150 \text{ s m}^{-1}$  resulted in the best agreement with the daily and annually averaged latent heat fluxes. This value is the same as that used in C98 and MN96 (which also used the PILPS-HAPEX specifications). Several values were specified by PILPS-HAPEX for  $w_{\text{wilt}}$  and a range was specified for  $d_2$ , so the effect on the modeled soil water profile of varying the latter two parameters is examined in more detail.

Two distinct model groupings could be seen from the PILPS-HAPEX workshop evapotranspiration results, based on the specified values of  $w_{\text{wilt}}$  (Mahfouf et al. 1996): bulk (single root zone/base flow) soil layer models such as ISBA-2L performed best with respect to the observed evapotranspiration when a value of  $0.20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  was used, while multilayer models performed best when values in the range from  $0.15$  to  $0.12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  were used. This result is primarily because the soil water available for transpiration by plants can be approximated as  $d_2(w_{\text{fc}} - w_{\text{wilt}})$ , where  $d_2$  is the soil depth that contains plant roots. Multilayer models used values of  $d_2$  that were less than the total soil depth of  $1.6 \text{ m}$ , so to have the same available water content for transpiration as do the bulk models,  $w_{\text{wilt}}$  must be reduced. The value of  $0.20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  was derived from textural considerations, whereas  $0.15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  is more representative of the observations (Shao and Henderson-Sellers 1996). Since ISBA-3L falls into the class of multilayer models, the latter value is used for the soil moisture simulation presented in this study, thus maintaining approximately the same amount of available soil water for transpiration with respect to ISBA-2L.

The single additional model parameter needed by ISBA-3L, compared to ISBA-2L, is the depth of the rooting zone ( $d_2$ ). The value of this parameter essentially controls the amount of soil water that is available for transpiration by plants and thus is especially important for surfaces with a significant vegetation coverage. Specification of  $d_2$  becomes important for bare soil surfaces when it is decreased to values that approach the daily evaporation-wave penetration depth. Runs were made, using the HAPEX forcing and parameters, in which only  $d_2$  was varied.

Three tests or sets of runs were made: a totally vegetated surface (veg = 1), a vegetation-free surface (veg = 0), and the HAPEX-default vegetation coverage (in which veg ranges from 0 during winter months to 0.5 in the spring to 0.9 during the summer: see MN96 for monthly mean values). The annually averaged evapotranspiration ratios for the three tests are shown in Fig. 6 as a function of the grid-depth ratio  $d_2/d_3$ . The evapotranspiration ratio is defined as the ratio of the annually averaged evapotranspiration from ISBA-3L to the value from ISBA-2L for each of the three tests so that as  $d_2$  approaches  $d_3$ , the evapotranspiration and grid-depth ratios approach unity. As  $d_2$  approaches zero, the evapotranspiration ratio decreases because of the reduction in the water available for transpiration.

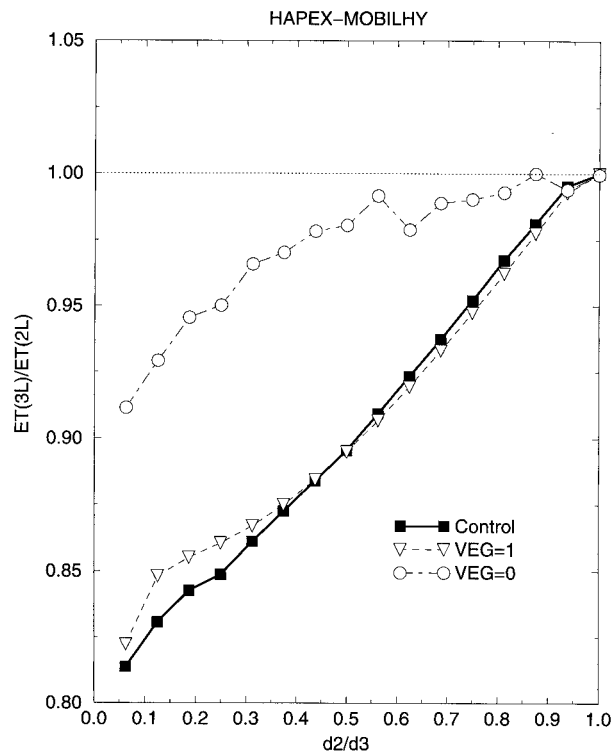


FIG. 6. Model output evapotranspiration sensitivity to the depth of the rooting zone  $d_2$ . The total soil depth  $d_3$  is fixed at  $1.6 \text{ m}$ . Evapotranspiration is reduced nearly linearly (by nearly 20%) as the holding capacity or depth of the root zone decreases for a totally vegetated surface (triangles). The total annual evaporation from a surface with no vegetation is much less sensitive to the choice of  $d_2$  (circles). The sensitivity is also shown using the HAPEX vegetation parameter forcing (boxes).

The evapotranspiration ratio over a completely vegetated surface increases nearly linearly as the soil rooting depth increases from an initial value of  $0.1 \text{ m}$  (triangles): total annual evapotranspiration is approximately 20% less than the bulk soil model value when  $d_2/d_3 = 0.06$ . The bare soil case (circles) shows little sensitivity to this parameter until the ratio  $d_2/d_3$  becomes less than approximately 0.5; the reduction in evapotranspiration from ISBA-3L relative to that from ISBA-2L is approximately 10% when  $d_2/d_3 = 0.06$ . The case using the default HAPEX parameters (filled squares) is very similar to the totally vegetated case until  $d_2/d_3$  is decreased to approximately 0.5. This similar behavior results because bare soil evaporation shows little sensitivity to  $d_2/d_3$  at values above 0.5, and the surface had partial or nearly full vegetation cover for the entire summer. The control evapotranspiration ratio has an increased sensitivity with respect to the veg = 1 case when  $d_2/d_3 < 0.5$ . The rate of change of evapotranspiration ratio with respect to the grid-depth ratio is larger for the veg = 0 case than for the veg = 1 case when  $d_2/d_3 < 0.5$ : the surface is partially bare in the spring and fall months so that the evapotranspiration ratio for the control case shows effects of both the bare soil and vege-

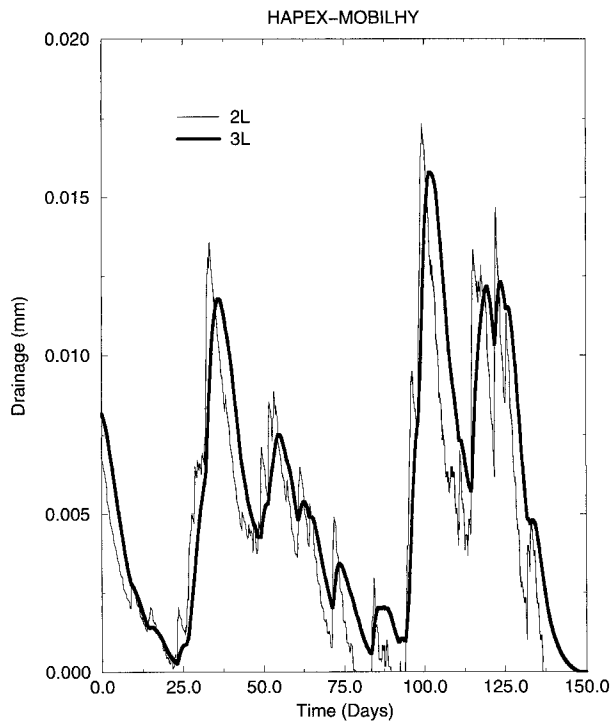


FIG. 7. Time series of drainage (mm) out of the model base for the first 150 days of the HAPEX-MOBILHY simulation. The thin line corresponds to ISBA-2L; the thick line corresponds to ISBA-3L.

tated portions of the surface when  $d_2/d_3$  is reduced sufficiently.

From the experiments using the default HAPEX parameters, a value of  $d_2 = 1.1$  m resulted in the best agreement with the estimated annual total (615 mm) for annually averaged evapotranspiration. This value of  $d_2$  seems reasonable since 10% of the plant roots were assumed to exist in the layer from 0.5 to 1.6 m (Shao and Henderson-Sellers 1996).

## 2) RUNOFF

A greater timescale separation of the surface and base flow runoff components is attained by using distinct infiltration (root zone) and drainage layers. Model drainage does not respond to evapotranspiration and infiltration instantaneously in ISBA-3L because these sources (or sinks) are not added directly to (extracted from) the lowest layer (Fig. 1). The drainage time series for the first 150 days of the simulations for ISBA-3L (thicker curve) and ISBA-2L are shown in Fig. 7. The runoff peaks are lagged by an average of approximately four days for ISBA-3L relative to those for ISBA-2L, and their amplitude is reduced so that the ISBA-3L drainage time series more closely resembles a stream hydrograph. Drainage ceases during yearday 137 for ISBA-2L but it continues for approximately 10 days longer for ISBA-3L. No quantitative runoff time series data were available for comparison, but the effect on runoff in ISBA-

3L of adding a base flow layer currently is being addressed in other studies.

## 3) COMPARISON WITH MLSM

As a simple validation test of  $C_4$ , it is of interest to compare the diffusion produced by ISBA-3L to that computed by MLSM using the same forcing, parameters, surface physics (ISBA), and boundary conditions. MLSM is used as the "truth" since it is assumed to produce highly accurate solutions because the truncation errors are minimized. Vertical diffusion into the root zone should be most important during the growing season (GS) when a considerable soil moisture gradient can develop in response to large evaporative demand. To isolate the effects of diffusion, simulations using ISBA-3L and the coupled ISBA-MLSM models were performed in which the soil profiles were initialized at field capacity at the start of the HAPEX-MOBILHY GS and no precipitation was permitted, thus minimizing the effect of drainage on the model fluxes. A constant root distribution was used in the MLSM within the soil layers that encompass the root zone layer so as to be consistent with the single root zone layer of ISBA-3L. The HAPEX-MOBILHY GS began and ended on yeardays 148 and 273, respectively.

The mean volumetric water content for the root zone ( $w_2$ ), subroot zone layer ( $w_3$ ), and total soil column ( $w$ ) from ISBA-MLSM and ISBA-3L for the GS are shown in Fig. 8. The thick lines (with circles) represent the results from MLSM, while thin lines (with stars) represent results from ISBA-3L. The reduction in water content in the lowest layer is caused entirely by vertical diffusion into the root zone, amounting to a total of 11 mm for this period for ISBA-3L or approximately 6% of the total evapotranspiration during the growing season (EGS). The total diffusion for MLSM is 15 mm, or approximately 8% of the total EGS from MLSM, so that the portion of atmospheric evaporative demand met by diffusion of soil water from below the root zone differs by 2%. The total evapotranspiration is 186 mm for MLSM and 187 mm for ISBA-3L, so that the total soil water content only differs by 1 mm between the two simulations on yearday 273. ISBA-3L reproduces the mean soil water profile (for the entire column) quite well for the 120-day period shown (yeardays 150–270), especially considering the difference in grid resolution (100 soil layers for MLSM versus 3 for ISBA-3L).

For comparison, integrations were performed using a direct solution of the Richards equation using the same soil water release functions [Eqs. (9a) and (9b)] and soil texture parameter values as are used by ISBA-3L. Equation (20) was integrated for the ISBA-3L geometry using the method of Mahrt and Pan (1984), which is used by many SVAT schemes in various forms. Additional integrations also were performed using Eq. (20) with another popular model among SVAT schemes, that of Sellers et al. (1986). The Sellers et al. method (SEA86)

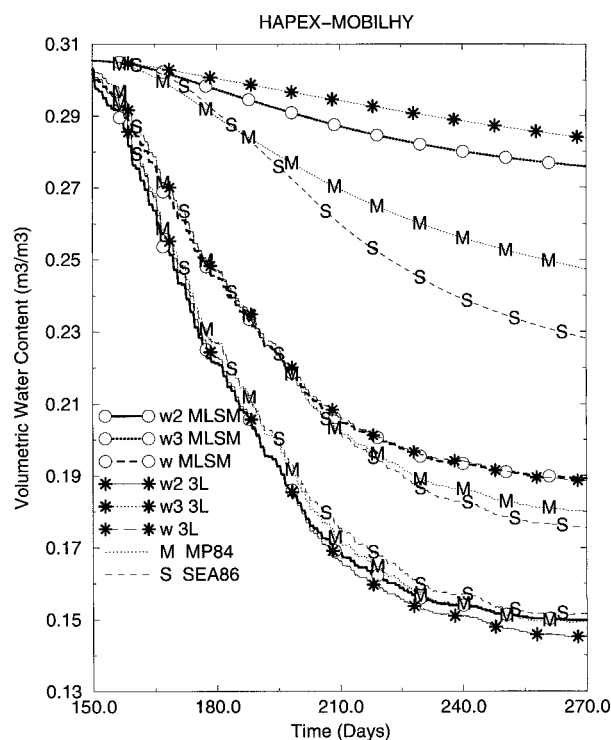


FIG. 8. Comparison of the time evolution of the volumetric soil water content among ISBA-3L, MLSM, MP84, and SEA86 for HAP-EX-MOBILHY. The integration is over the growing season for year-days 148–273. The models were initialized at field capacity on year-day 148, and precipitation was suppressed so as to compare the effects of the diffusion process across the base of the root zone (gravitational drainage was negligible). The mean soil water content of the root zone, the subroot zone, and the entire soil column are given by  $w_2$ ,  $w_3$ , and  $w$ , respectively.

evaluates vertical diffusion using the gradient of the matric potential, and the diffusivity is calculated using the interpolated hydraulic conductivity. The Mahrt and Pan method (MP84) uses the vertical gradient of the volumetric water content, and the diffusivity is evaluated using the interpolated volumetric water content.

The resulting curves for the HAP-EX GS are shown in Fig. 8; the simulations that correspond to MP84 are labeled with M and those that correspond to SEA86 are labeled with S. The direct methods tend to overestimate vertical diffusion into the root zone from the layer below when a coarse grid geometry is used (total diffusion is 30 mm for MP84 and 39 mm for SEA86 compared to 15 mm from MLSM), which can lead to larger errors in total soil moisture and evapotranspiration than in ISBA-3L when compared to MLSM. This overestimate was also the case, in general, for different soil textures and three-layer grid configurations. Note that as the number of layers is increased using the direct methods the results approach those of the MLSM. These results show an example of how calibrating the coefficients for a low-resolution model (using a high-resolution model) can improve evapotranspiration estimates and total soil

TABLE 4. The water budget variables for HAP-EX-MOBILHY. The annual totals for ISBA-2L and ISBA-3L are shown together with the observed values. RMS ( $wd$ ) represents the rmse in the total soil water with respect to the observed values. The total annual runoff, annual evapotranspiration, growing season evapotranspiration, and intensive observation period evapotranspiration are represented as RT, ET, EGS, and EIOP, respectively. All quantities are in millimeters.

	RT	ET	EGS	EIOP	RMS ( $wd$ )
Obs	241	615	316	127	—
2L	220	635	298	117	30.8
3L	241	613	310	111	28.4

water in ISBA relative to a direct low-resolution model solution of the Richards equation with a similar geometry.

#### 4) HAP-EX-MOBILHY ANNUAL CYCLE

The ISBA-2L simulation of the water budget reproduced the annual cycles of the various components well compared to the observations (MN96), so that, while some improvement is possible using ISBA-3L, improvement should be limited for this particular case. The goal of this comparison is to see if a similar (if not slightly better) agreement with observations can be obtained using ISBA-3L and to examine any changes in partitioning or timing of the various water budget components.

The HAP-EX-MOBILHY water budget variables in terms of annual totals for ISBA-2L, ISBA-3L, and the corresponding observations are shown in Table 4. ISBA-2L and ISBA-3L produced nearly identical total soil water annual cycles (Fig. 9), but the total annual evapotranspiration is approximately 22 mm less for ISBA-3L, corresponding to an improvement relative to the observed total. The root-mean-square error (rmse) of the total soil water content is also improved slightly for ISBA-3L relative to ISBA-2L.

The EGS is slightly larger for ISBA-3L (and compares better with observations), even though overall evapotranspiration has decreased (implying decreased evapotranspiration outside of the growing season using ISBA-3L). The EIOP (evapotranspiration from the IOP) is underestimated using ISBA-3L. Note, however, that there is an inconsistency in the water budget for the IOP such that evaporation exceeds the residual of precipitation less soil water change by 25 mm (Mahfouf et al. 1996; Shao and Henderson-Sellers 1996), so that the ISBA-3L value falls within this range and might not, in fact, represent a degradation in results compared to ISBA-2L.

The annual cycle of the total soil water content is shown in Fig. 9. The solid thick curve represents the time series from ISBA-3L, the dashed line represents the results from ISBA-2L, and the solid squares correspond to the observed values. There is a slight improvement in total soil water content in spring, although it is still underestimated relative to the observations. In contrast, ISBA-3L is somewhat drier than ISBA-2L to

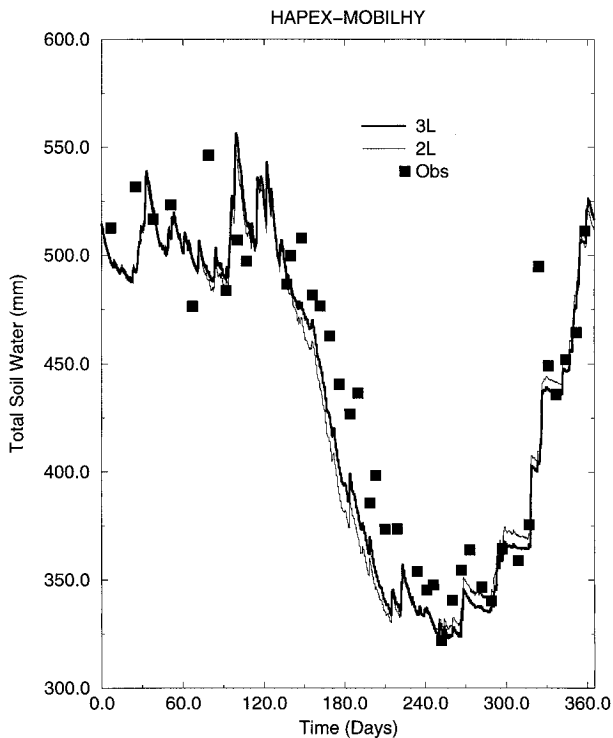


FIG. 9. Annual profile of the total soil water held within the soil reservoir. The thin line corresponds to the ISBA-2L result; the thick line corresponds to the ISBA-3L result. Observed soil water content is represented by the filled boxes.

ward the end of summer. Overall, the rmse in the total soil water content has decreased from 30.8 to 28.4 mm (Table 4), which represents a minor improvement.

The volumetric water content annual cycle from ISBA-3L is shown in Fig. 10. The modeled root zone soil water content is represented by a thin line, the sub-root zone (or base flow) water content corresponds to the dashed line, and the solid thick curve represents the mean water content of the entire soil column. Observations are given by symbols for each layer. The soil water content of the root zone is in good agreement with the observations (circles), especially during summer. Note that the minimum observed volumetric water content values for the upper 1.1 m of the soil approach values that are very close to the specified value of  $w_{\text{wilt}}$  ( $0.15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ), implying that this value is reasonable on a physical basis (also corresponding well with  $d_2 = 1.1 \text{ m}$ ).

The mean soil water content of the base flow layer does not agree quite as well with the observations in magnitude starting at approximately yearday 150, although the modeled rate of decrease is similar after yearday 240. Note that the observed base flow moisture peak at approximately yearday 150 seems to have been induced by lateral inflow, possibly from a perched water table. Although there was some precipitation during the period of yeardays 140–150, the change in the soil water

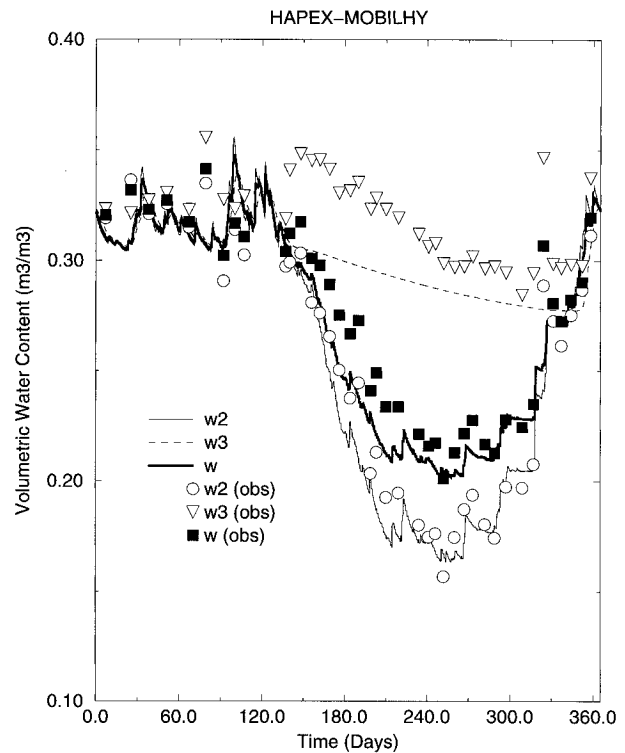


FIG. 10. HAPEX-MOBILHY annual cycle of the modeled volumetric soil water content for the two subsurface layers  $w_2$  and  $w_3$ , and the total soil column mean volumetric water content  $w$ . The observed mean soil water content values corresponding to  $w_2$ ,  $w_3$ , and  $w$  are plotted using circles, triangles, and filled boxes, respectively.

for this period over the entire soil column exceeded the total precipitation from the forcing by approximately 10 mm, which implies a lateral (or vertical) source of at least this magnitude (as evapotranspiration is occurring at the same time). Nearly all of this increase occurred in the soil layer below 1.1 m. A change of 10 mm corresponds to an increase in  $w_3$  of  $0.02 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ . This increase corresponds well with the observations shown in Fig. 10: the increase in the observed  $w_3$  over yeardays 140–150 is approximately  $0.03 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ . Obviously this moisture increase cannot be captured by the model using the forcing data “as are.”

The daily average evapotranspiration for the entire year for ISBA-3L and ISBA-2L is shown in Fig. 11. Observed values are represented by the boxes. A 30-day running mean was applied to all three evapotranspiration time series. The light-shaded areas represent a reduction in evapotranspiration in ISBA-3L (relative to ISBA-2L), while black-shaded areas represent the opposite effect. In the period prior to vegetation cover yeardays 0–119) there is a slight reduction in evaporation, but the observations fall more or less in between the results from ISBA-3L and ISBA-2L, or both versions of ISBA overestimated the evaporation.

When vegetation cover begins (50% coverage for

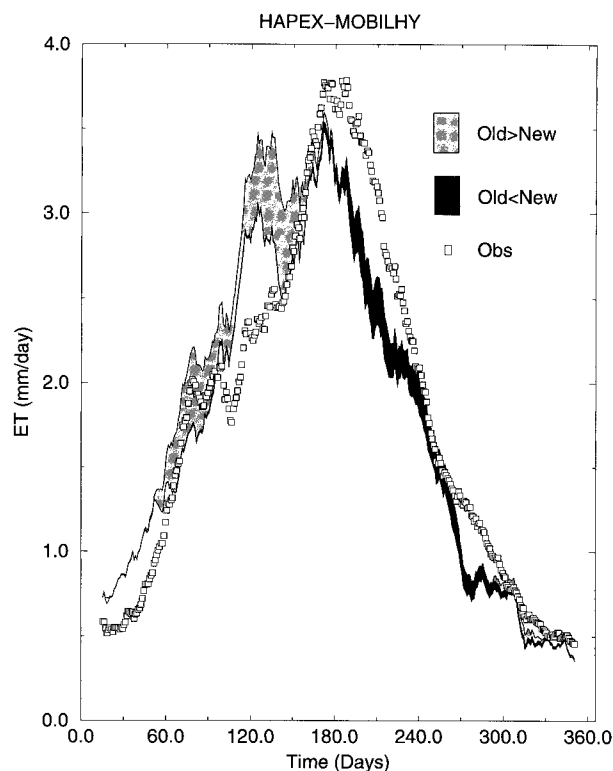


FIG. 11. Annual total daily evapotranspiration ( $\text{mm day}^{-1}$ ) for the ISBA-2L and ISBA-3L runs. The light-shaded areas indicate where evapotranspiration is less for ISBA-3L, and the dark-shaded regions are where evapotranspiration is larger for ISBA-3L. Observed daily totals are represented by the boxes. A 30-day running average was used for the model output and the observations.

yeardays 120–147), there is a reduction in evapotranspiration in ISBA-3L that represents an improvement relative to the observed values. This difference is from a reduction in bare soil evaporation (compared to ISBA-2L), which, in turn, is a result of using a smaller value of  $w_{\text{wilt}}$  for the ISBA-3L simulation. Soil water is evaporated from the surface soil layer to the extent that  $w_g$  approaches  $w_{\text{wilt}}$  (especially early in this period), while further decreases in  $w_g$  are minimal, since evaporation from the surface layer at water content values below  $w_{\text{wilt}}$  in ISBA is a considerably slower process (Braud et al. 1993; Giordani et al. 1996). Lower values of  $w_g$  for ISBA-3L result in lower ground surface relative humidity values, thereby causing decreased evaporation from the bare soil (see MN96) while transpiration changes are small by comparison. Although superior to ISBA-2L, ISBA-3L still overestimates evapotranspiration during the early part of this period. Because there are no soil moisture observations between yeardays 107–137, though, the exact causes for this overestimation are difficult to determine.

For yeardays 180–273, there is an increase in evapotranspiration for the ISBA-3L results and this increase, in general, better agrees with the observations. Bare soil evaporation is slightly less for the ISBA-3L case com-

pared to that for ISBA-2L, but evapotranspiration is larger because of vertical soil moisture diffusion from below the root zone and the reduced water holding capacity of the root zone: volumetric water content values of layer two are larger after precipitation events for ISBA-3L, compared to values for ISBA-2L. This finding is consistent with the findings of Stamm et al. (1994), who determined that bulk soil models (such as ISBA-2L) tend to underestimate evapotranspiration following rain events over relatively dry soils. While evapotranspiration has increased, though, it still is underestimated relative to the observed values between yeardays 180 and 240. This discrepancy could be caused by a variety of factors related to the interaction between transpiration and soil water uptake, the most likely cause being the underestimation of soil moisture during this same period (Figs. 9 and 10) caused by the inability of the model to simulate what appears to be a subsurface soil water source. The evapotranspiration is nearly the same for the two versions of ISBA after the end of the growing season (after yearday 273) when vegetation is absent and energy input into the surface is low.

#### b. The INRA/Castanet simulations

The remaining case studies represent two sites from the INRA/Castanet experiment (Cabelguenne et al. 1990): irrigated and nonirrigated corn crops. The datasets consist of atmospheric forcing and vegetation parameters for the entire annual cycle of 1986, soil moisture measurements through the growing season at 10-cm increments from the surface to soil depths of 1.6 and 1.7 (Castanet-I and -NI cases, respectively), and measured values of field capacity and wilting-point volumetric water content. Parameter values are shown in Table 3. The soil is characterized as a sandy clay loam using the CH78 classification. The value of  $d_3$  was set to the observed total soil depth of 5 m at Castanet (M. Cabelguenne 1997, personal communication). The soil texture and  $w_{\text{fc}}$  values were adjusted using observed values for Castanet-NI to values more representative of the 5-m soil depth for ISBA-3L. The latent heat flux was not measured for these cases, so model validation is performed using only the observed soil moisture data. The Castanet dataset was used in validation studies for ISBA-2L (C98).

#### 1) PARAMETER SENSITIVITY

This set of case studies differs from HAPEX-MOBILHY in several aspects related to the three key model parameters that link the soil moisture and evapotranspiration. The parameter values for the Castanet-I and -NI experiments are shown in Table 3. The  $R_{\text{min}}$  and  $d_2$  parameters were optimized with respect to the observed soil water content. The values of  $d_2$  ranged from 1.0 to 1.6 (1.7 for Castanet-NI) using increments of 0.1 m. The optimum  $d_2$  value for both cases was 1.6 m, which

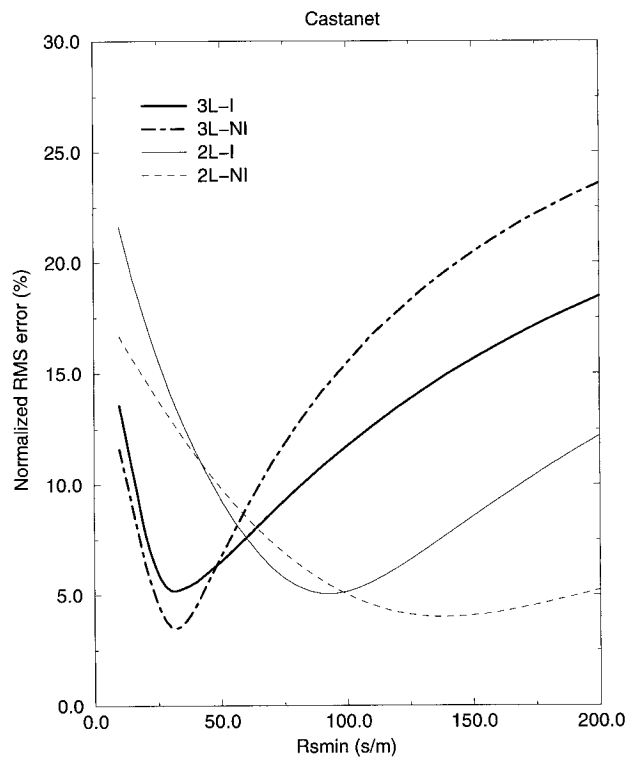


FIG. 12. Minimum stomatal resistance  $R_{smin}$  optimized with respect to the observed root zone soil moisture for the Castanet case studies. Curves are shown for both the irrigated (I) and nonirrigated (NI) cases for ISBA-3L and ISBA-2L. A root zone soil depth  $d_2$  of 1.6 m produced the best agreement between observations and the simulated soil moisture for both ISBA-3L cases.

is consistent with rooting depths for corn at this location. Note that the maximum values for  $d_2$  were constrained by the depth of the observed soil moisture that was used for the optimization procedure, but analysis of the observations indicates that the bulk of the roots were distributed within this zone.

Unlike the HAPEX case where the original ISBA-2L model domain was divided for ISBA-3L to model accurately a distinct root zone, a subroot zone was added to ISBA-3L for Castanet while retaining the same geometry as ISBA-2L for the root zone. The wilting-point water content is the same for ISBA-2L and ISBA-3L for Castanet. This identity increases the amount of moisture available for transpiration for ISBA-3L relative to that for ISBA-2L because, while approximately the same amount of water is available in the root zone for transpiration, vertical diffusion can augment root zone soil moisture in ISBA-3L. The minimum stomatal resistance is tuned to obtain optimal agreement with soil moisture measurements (C98).

The optimum  $R_{smin}$  values are much lower using ISBA-3L compared with those for ISBA-2L for the Castanet-I and -NI cases (Table 3). This reduction represents an improvement since the  $R_{smin}$  values for ISBA-3L are nearly the same for the same plant species (a  $1 \text{ s m}^{-1}$

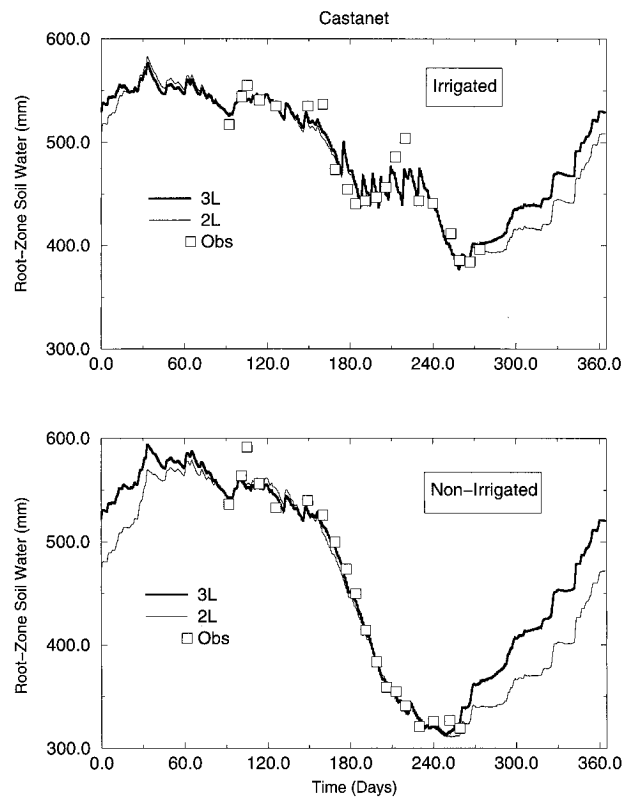


FIG. 13. The annual profile of the total soil water held within the root zone soil reservoir for the Castanet-I and -NI simulations. The thin line corresponds to the result from ISBA-2L; the thick line corresponds to ISBA-3L. Observed soil water content values are represented by the boxes.

difference) regardless of irrigation, and the magnitude of the values obtained by the optimization procedure using ISBA-3L is similar to previously reported values for corn, which were inferred from observational data:  $40 \text{ s m}^{-1}$  (Noilhan and Planton 1989; Jacquemin and Noilhan 1990). The  $R_{smin}$  values versus normalized rmse with respect to the soil moisture are shown in Fig. 12 for ISBA-2L and ISBA-3L for the Castanet-I and -NI cases, where the normalization factor is the available soil moisture for transpiration. The optimum  $R_{smin}$  values are lower using ISBA-3L since transpiration is augmented by soil moisture diffusion from below the root zone. This effect is more pronounced for the nonirrigated case, thus resulting in a greater reduction in the optimum  $R_{smin}$  values relative to ISBA-2L.

## 2) ANNUAL SOIL MOISTURE CYCLE

The annual cycles of the total soil water content of the root zone ( $w_2 d_2$ ) for Castanet-I from ISBA-2L and ISBA-3L are shown in Fig. 13. Observations are indicated by the box symbols, and the thicker line represents the ISBA-3L result. Soil moisture equilibrium was obtained after cycling through the forcing for two years for ISBA-2L and five years for ISBA-3L. The only im-



portant difference in the soil water profiles occurs in autumn; root zone soil moisture is recharged by precipitation in ISBA-2L, whereas in ISBA-3L the additional mechanism of vertical diffusion is present. This additional process results in a more rapid increase in soil water recharge, especially during October when the vertical soil moisture gradient is large and atmospheric evaporative demand has decreased. After this time period, both versions of ISBA have soil water recharge occurring at approximately the same rate and primarily caused by precipitation (since the soil moisture gradient has relaxed).

The annual cycles of the total soil water content of the root zone for Castanet-NI from ISBA-2L and ISBA-3L are shown in Fig. 13. ISBA-3L produces a slightly improved soil water profile for nearly the entire growing season, which is important with respect to modeled evapotranspiration. As was the case for Castanet-I, root zone soil water recharge from mid-September through October is much more rapid for ISBA-3L. Unfortunately, no observations of soil moisture exist to validate this feature. The difference in accumulated root zone soil moisture between ISBA-2L and ISBA-3L for Castanet-NI from early September to early November amounts to approximately 40 mm (after this time, differences are relatively small). This amount corresponds to an average vertical diffusion of approximately  $0.67 \text{ mm day}^{-1}$  for the time period considered.

#### 4. Summary

The ISBA land surface parameterization scheme (Noilhan and Planton 1989; Noilhan and Mahfouf 1996) was modified to include a third subsurface soil moisture reservoir. The approach is based on the force–restore method (Deardorff 1977), and the root zone diffusion force–restore coefficient is parameterized as a function of soil texture and was calibrated based on the results of a multilayer soil model. Results of the three-layer scheme compared favorably with the observations of the HAPEX–MOBILHY (André et al. 1986, 1988) and INRA/Castanet (Cabelguenne et al. 1990, Calvet et al. 1998) case studies. Also, the vertical root zone soil moisture diffusion computed using ISBA-3L compared well with that computed with a multilayer soil model using the same surface physics, atmospheric forcing, parameters, and boundary conditions. Simulations that used a direct solution of the Richards equation for the same model geometry as ISBA-3L generally did not perform as well as the method that used the calibrated diffusion coefficient.

The model sensitivity to three parameters that link soil moisture to evapotranspiration was examined. When a root zone layer was added to ISBA, the best results for HAPEX–MOBILHY were obtained when the value of  $w_{\text{wilt}}$  was changed from the original value used in the two-layer version of ISBA ( $0.20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ) to a value ( $0.15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ) which is, in fact, considered to be

more representative of the HAPEX soil moisture observations (Shao and Henderson-Sellers 1996). The optimum rooting depth for ISBA ( $d_2$ ) of 1.1 m for HAPEX–MOBILHY was determined using the three-layer model. Overall, the annual water budget was improved by distinguishing between a root zone and a base flow layer.

The optimum plant rooting depth for Castanet-I and -NI cases studies was found to be 1.6 m, which is reasonable for corn in this region. The optimum minimum stomatal resistance values for INRA/Castanet were nearly the same for the irrigated and nonirrigated corn crop, and the values were consistent with previously reported values. Both of these changes represent improvements relative to optimum values obtained with the two-layer version of ISBA.

The purpose of adding an additional reservoir to ISBA is to include a characterization of the root zone in the soil. This addition allows ISBA to model water-stressed conditions better and to produce greater temporal-scale separation of the surface and base flow (drainage) runoff components by defining distinct infiltration and base flow layers.

*Acknowledgments.* The authors are grateful to the many people who prepared the HAPEX–MOBILHY dataset and to Maurice Cabelguenne who provided the INRA/Castanet datasets. Comments from three anonymous reviewers helped to improve this paper. The senior author also wishes to thank P. Bougeault for supporting this research. This work was funded by the Visiting Scientist Program at Météo-France.

## APPENDIX A

### Soil Model Coefficients

#### a. Water content at the balance of gravity and capillary forces

The surface volumetric water content at the balance of gravity and capillary forces  $w_{\text{geq}}$  is defined using the CH78 soil hydraulic parameters as

$$\frac{w_{\text{geq}}}{w_{\text{sat}}} = \frac{w_2}{w_{\text{sat}}} - a \left\{ \left( \frac{w_2}{w_{\text{sat}}} \right)^p \left[ 1 - \left( \frac{w_2}{w_{\text{sat}}} \right)^{8p} \right] \right\}, \quad (\text{A1})$$

where  $a$  and  $p$  are empirical parameters.

#### b. Force–restore coefficients

The force–restore coefficients  $C_1$ ,  $C_2$  (Noilhan and Planton 1989), and  $C_4$  are calibrated against multilayer soil hydrological models, and  $C_3$  is computed analytically (Mahfouf and Noilhan 1996). The  $C_1$ ,  $C_2$ , and  $C_3$  force–restore coefficients are expressed as

$$C_1 = C_{1\text{sat}} \left( \frac{w_{\text{sat}}}{w_g} \right)^{(b/2)+1}, \quad (\text{A2})$$

$$C_2 = C_{2\text{ref}} \left( \frac{w_2}{w_{\text{sat}} - w_2 + w_l} \right), \quad (\text{A3})$$

and

$$C_3 = \frac{\tau(2b + 2)k_{\text{sat}}}{d_3[(w_3^*/w_{\text{sat}})^{-2b-2} - 1]}, \quad (\text{A4})$$

where  $C_{1\text{sat}}$  and  $C_{2\text{ref}}$  are parameters,  $w_l$  is a small numerical value, and

$$w_3^* = w_{\text{fc}} + \frac{w_{\text{sat}} + w_{\text{fc}}}{e}.$$

A formulation of  $C_1$  that describes the vapor phase transfers for very dry soils ( $w_g < w_{\text{wilt}}$ ) is a function of surface temperature and wilting point (Braud et al. 1993; Giordani et al. 1996; Noilhan and Mahfouf 1996) from

$$C_1 = C_{1\text{max}} \exp\left(-\frac{w_g - w_{\text{max}}}{2\sigma^2}\right)^2, \quad (\text{A5})$$

where

$$C_{1\text{max}} = (1.19w_{\text{wilt}} - 5.09) \times 10^{-2}T_s + (1.46w_{\text{wilt}} + 17.86), \quad (\text{A6})$$

and

$$w_{\text{max}} = (-1.815 \times 10^{-2}T_s + 6.41)w_{\text{wilt}}^2 + (6.5 \times 10^{-3}T_s - 1.4)w_{\text{wilt}}. \quad (\text{A7})$$

The surface temperature is represented by  $T_s$  expressed in Kelvins, and

$$\sigma^2 = -\frac{w_{\text{max}}^2}{2 \ln(0.01/C_{1\text{max}})}. \quad (\text{A8})$$

### c. Continuous formulation of soil secondary parameters

The continuous relationships have been derived from the CH78 parameters and ISBA coefficients (Giordani 1993; Noilhan and Lacarrère 1995). Each parameter is estimated when the fractions (percentage) of sand and clay ( $X_{\text{sand}}$  and  $X_{\text{clay}}$ , respectively) are known.

The coefficients for the  $w_{\text{geq}}$  formulation:

$$a = 732.42 \times 10^{-3} X_{\text{clay}}^{-0.539}, \quad (\text{A9})$$

and

$$p = 0.134X_{\text{clay}} + 3.4. \quad (\text{A10})$$

The saturated volumetric water content ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ):

$$w_{\text{sat}} = (-1.08X_{\text{sand}} + 494.305) \times 10^{-3}. \quad (\text{A11})$$

The wilting-point volumetric water content ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ):

$$w_{\text{wilt}} = 37.1342 \times 10^{-3} X_{\text{clay}}^{0.5} \quad (\text{A12})$$

The volumetric water content at field capacity ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ):

$$w_{\text{fc}} = 89.0467 \times 10^{-3} X_{\text{clay}}^{0.3496}. \quad (\text{A13})$$

The slope of the water retention curve:

$$b = 0.137X_{\text{clay}} + 3.501. \quad (\text{A14})$$

The value of  $C_1$  at saturation:

$$C_{1\text{sat}} = (5.58X_{\text{clay}} + 84.88) \times 10^{-2}. \quad (\text{A15})$$

The value of  $C_2$  for  $w_2 = w_{\text{sat}}/2$ :

$$C_{2\text{ref}} = 13.815X_{\text{clay}}^{-0.954}. \quad (\text{A16})$$

The value of  $C_3$ :

$$C_3 = 5.327X_{\text{clay}}^{-1.043}/d_3. \quad (\text{A17})$$

### d. Layer-averaged soil water content at the base of the root zone

The equation for the layer-averaged soil water content is given as

$$\bar{w}_{2,3} = [w_2^q(d_2/d_3) + w_3^q(d_3 - d_2)/d_3]^{1/q}, \quad (\text{A18})$$

where the power  $q$  is taken to be 6. The use of a value of  $q$  greater than unity is an approximation of using the so-called upstream water content. This value was determined by carrying out numerous numerical simulations and then comparing diffusion between the MLSM and ISBA-3L. As the soil moisture gradient increases, the layer-averaged water content used to evaluate the diffusion restore coefficient ( $C_4$ ) increasingly is weighted by the value of the wettest of the two subsurface soil layers from Eq. (A18). For coarse soils (i.e.,  $q \cong C_{4b}$ ),  $C_4$  resembles the layer-thickness-weighted diffusion: these soils have the largest hydraulic conductivity. For increasingly fine-textured soils, the  $C_4$  coefficient more closely resembles diffusion as a function of the thickness-weighted water content of the layer. The use of a value of  $q$  greater than unity is needed because of the coarse nature of the grid.

## APPENDIX B

### List of Symbols

$A$	Surface albedo
$C_1$	Force-restore (bare soil) soil transfer coefficient for moisture
$C_{1\text{max}}$	Maximum $C_1$ value for dry soils
$C_{1\text{sat}}$	Value of $C_1$ at saturation
$C_2$	Force-restore (source/sink) soil transfer coefficient for moisture
$C_{2\text{ref}}$	Value of $C_2$ at $w_2 = w_{\text{sat}}/2$
$C_3$	Force-restore (drainage) soil transfer coefficient for moisture
$C_4$	Force-restore (vertical diffusion) soil transfer coefficient for moisture
$C_{4b}$	Fitting parameter for vertical diffusion ( $C_4$ )
$C_{4\text{ref}}$	Fitting parameter for vertical diffusion ( $C_4$ )

$D_1, D_2$	Force-restore vertical diffusion terms
$E_g$	Bare soil evaporation rate
$E_{tr}$	Transpiration rate
$I$	Infiltration rate
$K_2, K_3$	Force-restore drainage terms
$P_g$	Flux of liquid water reaching the soil surface
$R_{sfc}$	Surface runoff rate
$R_{smin}$	Minimum stomatal resistance
$T_s$	Surface temperature
$W_s$	Soil water flux
$X_{clay}$	Soil clay fraction
$X_{sand}$	Soil sand fraction
$a, p$	Coefficients for $w_{geq}$
$b$	Slope of the soil water retention curve
$d_1$	Superficial soil depth
$d_2$	Upper-layer (root zone/infiltration) soil depth
$d_3$	Total soil depth
$i$	Soil layer
$k$	Hydraulic conductivity
$k_{sat}$	Hydraulic conductivity at saturation
$q$	Interfacial soil water interpolation factor for diffusion
$t$	Time
veg	Vegetation cover fraction
$w_g$	Surface volumetric water content
$w_{geq}$	Surface volumetric water content (gravity and capillary forces balance)
$w_{fc}$	Volumetric water content at field capacity
$w_{sat}$	Volumetric water content at saturation (porosity)
$w_{wilt}$	Volumetric water content at wilting point
$w_2$	Mean volumetric water content of upper (root zone) soil layer
$w_3^*$	Volumetric water content at time $t = \tau/C_3$
$w_3$	Mean volumetric water content of lower (deep) soil layer
$\bar{w}_{2,3}$	Interfacial volumetric water content of root zone and base flow soil layers
$z$	Soil depth
$\alpha$	Regression fit parameters for $C_{4ref}$
$\beta$	Regression fit parameters for $C_{4ref}$
$\epsilon$	Emissivity of the surface
$\eta$	Volumetric soil water content
$\rho_w$	Density of liquid water
$\tau$	Restore constant of one day
$\psi$	Soil water matric potential
$\psi_{sat}$	Soil water matric potential at saturation
$\sigma$	Parameter used in calculation of $C_1$ for dry soils
$\mathcal{D}$	Richards's equation vertical diffusion coefficient

- ILHY: A hydrologic atmospheric experiment for the study of water budget and evaporation flux at the climatic scale. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **67**, 138–144.
- , and Coauthors, 1988: Evaporation over land surfaces: First results from HAPEX-MOBILHY special observing period. *Ann. Geophys.*, **6**, 477–492.
- Betts, A. K., J. H. Ball, and A. C. M. Beljaars, 1993: Comparison between the land response of the ECMWF model and the FIFE-1987 data. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **119**, 975–1001.
- Bonan, G. B., 1996: A land surface model (LSM version 1.0) for ecological, hydrological, and atmospheric studies: Technical description and user's guide. NCAR Tech. Note TN-417+STR, 150 pp.
- Boone, A., and P. J. Wetzel, 1996: Issues related to low resolution modeling of soil moisture: Experience with the PLACE model. *Global Planet. Change*, **13**, 161–181.
- Braud, I., J. Noilhan, P. Bessemoulin, P. Mascart, R. Haverkamp, and M. Vauclin, 1993: Bareground surface heat and water exchanges under dry conditions: Observations and parameterization. *Bound.-Layer Meteor.*, **66**, 173–200.
- Brooks, R. H., and A. T. Corey, 1966: Properties of porous media affecting fluid flow. *J. Irrig. Drain. Amer. Soc. Civil Eng.*, **2**, 61–88.
- Cabelguenne, M., C. A. Jones, J. R. Marty, P. T. Dyke, and J. R. Williams, 1990: Calibration and validation of EPIC for crop rotations in southern France. *Agric. Syst.*, **33**, 153–171.
- Calvet, J.-C., J. Noilhan, J.-L. Roujean, P. Bessemoulin, M. Cabelguenne, A. Olioso, and J.-P. Wigneron, 1998: An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites. *Agric. For. Meteorol.*, **2564**, 1–23.
- Canadell, J., R. B. Jackson, J. R. Ehleringer, H. A. Mooney, O. E. Shala, and E.-D. Schulze, 1996: Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. *Oecologia*, **108**, 583–595.
- Clapp, R., and G. Hornberger, 1978: Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resour. Res.*, **14**, 601–604.
- 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.
- Deardorff, J. W., 1977: A parameterization of ground surface moisture content for use in atmospheric prediction models. *J. Appl. Meteorol.*, **16**, 1182–1185.
- Dekić, Lj., D. T. Mihailović, and B. Rajković, 1995: A study of the sensitivity of bare soil evaporation schemes to soil surface wetness, using the coupled soil moisture and surface temperature prediction model, BARESOIL. *Meteor. Atmos. Phys.*, **55**, 101–112.
- Delire, C., J.-C. Calvet, J. Noilhan, I. Wright, A. Manzi, and C. Nobre, 1997: Physical properties of Amazonian soils: A modeling study using the Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study data. *J. Geophys. Res.*, **102** (25), 30 119–30 133.
- Desborough, C. E., 1997: The impact of root weighting on the response of transpiration to moisture stress in a land surface scheme. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1920–1930.
- , and A. J. Pitman, 1998: The BASE land surface model. *Global Planet. Change*, **19**, 3–18.
- Dickinson, R. E., 1984: Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. *Climate Processes and Climate Sensitivity*, *Geophys. Monogr.*, No. 29, Amer. Geophys. Union.
- , A. Henderson-Sellers, and P. J. Kennedy, 1993: Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR Community Climate Model. NCAR Tech. Note TN-387+STR, 72 pp.
- Dirmeyer, P. A., 1997: The Global Soil Wetness Project. *GEWEX News*, **7**, 3–6.
- Douville, H., 1997: Validation and sensitivity of the global hydrologic budget in stand-alone simulations with the ISBA land-surface scheme. Note Trav. 55, GMGEC/Météo-France, 52 pp.
- , J.-F. Royer, and J.-F. Mahfouf, 1995: A new snow parameter-

## REFERENCES

- Abramopoulos, F., C. Rosenzweig, and B. Choudhury, 1988: Improved ground hydrology calculations for global climate models (GCMs): Soil water movement and evapotranspiration. *J. Climate*, **1**, 921–941.
- André, J.-C., J.-P. Goutorbe, and A. Perrier, 1986: HAPEX-MOB-

- ization for the Météo-France climate model. *Climate Dyn.*, **12**, 21–35.
- Dumenil, H., and E. Todoni, 1992: A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model. *Adv. Theor. Hydrol.*, **9**, 129–157.
- Entekhabi, D., and P. S. Eagleson, 1989: Land surface hydrology parameterization for atmospheric general circulation models including subgrid scale spatial heterogeneity. *J. Climate*, **2**, 816–831.
- Giard, D., and E. Bazile, 2000: Implementation of a new assimilation scheme for soil and surface variables in a global NWP model. *Mon. Wea. Rev.*, in press.
- Giordani, H., 1993: Description du codage du schéma de surface NP89 aux normes ARPEGE: Premières validations. Note Trav. 15, GMME/Météo-France, 62 pp.
- , J. Noilhan, P. Lacarrère, and P. Bessemoulin, 1996: Modeling the surface processes and the atmospheric boundary layer for semi-arid conditions. *Agric. For. Meteorol.*, **80**, 263–287.
- Goutorbe, J.-P., 1991: A critical assessment of the SAMER network accuracy. *Land Surface Evaporation: Measurement and Parameterization.*, T. J. Schugge and J.-C. André, Eds., Springer-Verlag, 171–182.
- , J. Noilhan, C. Valancogne, and R. H. Cuenca, 1989: Soil moisture variations during HAPEX-MOBILHY. *Ann. Geophys.*, **7**, 415–426.
- Habets, F., and J. Noilhan, 1997: Resultats des simulations d'ISBA dans la phase PILPS2c: Bilan hydrique du bassin de l'Arkansas (ISBA PILPS phase 2c simulation results: Hydrological budget of the Arkansas basin). Note Trav. 50, GMME/Météo-France, 59 pp.
- Henderson-Sellers, A., Z.-L. Yang, and R. E. Dickinson, 1993: The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 1335–1349.
- Hillel, D., 1971: *Soil and Water*. Academic Press.
- Irannejad, P., and Y. Shao, 1996: The atmosphere-land surface interaction scheme (ALSIS): Description and validation. CANCES TR96-2, 25 pp.
- Jacquemin, B., and J. Noilhan, 1990: Sensitivity study and validation of a land surface parameterization using the HAPEX-MOBILHY data set. *Bound.-Layer Meteorol.*, **52**, 93–134.
- Kabat, P., R. W. A. Hutjes, and R. A. Feddes, 1997: The scaling characteristics of soil parameters: From plot scale heterogeneity to subgrid parameterization. *J. Hydrol.*, **190**, 363–396.
- Koster, R. D., and M. J. Suarez, 1996: Energy and water balance calculations in the Mosaic LSM. Technical Report Series on Global Modeling and Data Assimilation. NASA Tech. Memo. 104606, Vol. 9, 58 pp.
- Liang, X., E. Wood, and D. Lettenmaier, 1996: Surface soil moisture parameterization of the VIC-2L model: Evaluation and modification. *Global Planet. Change*, **13**, 195–206.
- Mahfouf, J.-F., and J. Noilhan, 1996: Inclusion of gravitational drainage in a land surface scheme based on the force-restore method. *J. Appl. Meteorol.*, **35**, 987–992.
- , and Coauthors, 1996: Analysis of transpiration results from the RICE and PILPS workshop. *Global Planet. Change*, **13**, 73–88.
- Mahrt, L., and H. Pan, 1984: A two-layer model of soil hydrology. *Bound.-Layer Meteorol.*, **29**, 1–20.
- Mihailovic, D. T., 1996: Description of a land-air parameterization scheme (LAPS). *Global Planet. Change*, **13**, 207–215.
- Niyogi, D. S., and S. Raman, 1997: Comparison of four different resistance schemes using FIFE observations. *J. Appl. Meteorol.*, **36**, 903–917.
- Noilhan, J., and S. Planton, 1989: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 536–549.
- , and P. Lacarrère, 1995: GCM grid-scale evaporation from mesoscale modeling. *J. Climate*, **8**, 206–223.
- , and J.-F. Mahfouf, 1996: The ISBA land surface parameterization scheme. *Global Planet. Change*, **13**, 145–159.
- Sellers, P. J., Y. Mintz, Y. C. Sud, and A. Dalcher, 1986: A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 505–531.
- Shao, Y., and A. Henderson-Sellers, 1996: Validation of soil moisture simulation in landsurface parameterisation schemes with HAPEX data. *Global Planet. Change*, **13**, 11–46.
- , and Coauthors, 1994: Soil moisture simulation: A report of the RICE and PILPS workshop. Tech. Rep. GEWEX, PILPS, Climatic Impact Centre, IGPO Publ. 14, 179 pp.
- Stamm, J. F., E. F. Wood, and D. P. Lettenmaier, 1994: Sensitivity of a GCM simulation of global climate to the representation of land-surface hydrology. *J. Climate*, **7**, 1218–1239.
- Verseghy, D. L., 1991: CLASS—A Canadian land surface scheme for GCMs. I. Soil model. *Int. J. Climatol.*, **11**, 111–133.
- Viterbo, P., and A. C. M. Beljaars, 1995: An improved land surface parameterization scheme in the ECMWF model and its validation. *J. Climate*, **8**, 2716–2748.
- Wetzel, P. J., and J. T. Chang, 1987: Concerning the relationship between evapotranspiration and soil moisture. *J. Climate Appl. Meteorol.*, **26**, 18–27.
- , and —, 1988: Evapotranspiration from nonuniform surfaces: A first approach for short-term numerical weather prediction, evapotranspiration, and soil moisture. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 600–621.
- , and A. Boone, 1995: A Parameterization for Land-Cloud-Atmosphere Exchange (PLACE): Documentation and testing of a detailed process model of the partly cloudy boundary layer over heterogeneous land. *J. Climate*, **8**, 1810–1837.
- Wood, E., D. Lettenmaier, and V. Zartarian, 1992: A land-surface hydrology parameterization with subgrid variability for general circulation models. *J. Geophys. Res.*, **97**, 2717–2728.
- Xue, Y., F. Zeng, and C. A. Schlosser, 1996: SSiB and its sensitivity to soil properties—A case study using HAPEX-MOBILHY data. *Global Planet. Change*, **13**, 183–194.
- Yang, Z.-L., A. J. Pitman, B. McAvaney, and A. Henderson-Sellers, 1995: The impact of implementing the Bare Essentials of Surface Transfer land surface scheme into the BMRC GCM. *Climate Dyn.*, **11**, 299–306.

# CHAPITRE 4

## TRAITEMENT DU GEL DANS ISBA: ÉTUDE DE SENSIBILITÉ ET VALIDATION LOCALE

### 1. Résumé

Le chapitre décrit l'introduction d'un schéma de gel du sol gelé dans ISBA. L'équivalent en eau volumique de la glace est modélisé à l'aide de deux réservoirs: un faible réservoir de surface influençant directement le bilan d'énergie et un réservoir profond. Le schéma décrit les processus d'assèchement et d'humidification du sol associés au gel et dégel, en particulier à travers la modification des coefficients thermique et hydraulique de ISBA et de la diminution de la porosité du sol. L'approche 'force restore' d'ISBA a été comparée favorablement aux résultats d'un modèle sol multi-couches, utilisant les mmes hypothèses de base pour la diffusion de l'eau et de la chaleur. Une comparaison détaillée des températures de surface et du sol profond simulées par le version modifiée d'ISBA est discutée en utilisant un jeu de données incluant des épisodes marqués de gel et dégel du sol. Le modèle simplifié donne des résultats satisfaisants, en particulier par rapport au modèle de référence multi-couches sur un période allant de quelques jours à 2 semaines, échelle de temps caractéristique des modèles de prévision.

### 2. Introduction

Le programme PILPS (Henderson-Sellers et al. 1993; Henderson-Sellers et al. 1995) a récemment souligné l'importance de la modélisation des processus de surface pour des conditions de climat très froid (Schlosser et al., 2000). L'intercomparaison de nombreux schémas de surface à l'aide des données de Valda a révélé que le traitement du gel dans le sol (ou son absence de représentation) était en partie responsable de la grande dispersion des simulations du contenu en eau du sol et des flux de surface. Le traitement des sols gelés a également un impact sur la variabilité des modèles à long terme.

Des études récentes traitent du problème des sols gelés dans les schémas de surface. Slater et al. (1998) montrent l'importance de ce traitement dans le schéma BASE (Best Approximation of Surface Exchanges) pour des échelles de temps pluri-annuelles. L'intensité du gel hivernal a un fort impact sur le dégel printanier, et en particulier sur la modélisation du bilan hydrique. En effet, la partition des précipitations (souvent fortes à cette époque) en ruissellement de surface ou infiltration dans le sol est intimement liée à la phase de l'eau contenue dans le sol. Cet effet peut persister sur plusieurs mois, en particulier aux latitudes élevées. Récemment, Giard et Bazile (1999) ont montré l'amélioration de la prévision opérationnelle grâce à l'inclusion d'un schéma de gel à une couche dans la version d'ISBA utilisée dans le modèle ARPEGE (Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle, Courtier et Geleyn 1988).

L'objectif de ce travail est l'inclusion d'une représentation du gel du sol dans ISBA, en restant fidèle aux hypothèses de base du schéma ('force restore method'). Un modèle de référence multi-couches (résolution explicite de équations de diffusion de la masse et de la chaleur dans le sol) est utilisé pour évaluer la version modifiée (ISBA-FR). Cette analyse est une extension de l'approche de Giard et Bazile (1999) où un seul réservoir gel est utilisé. Une méthode plus générale est développée basée sur deux réservoirs, approche plus appropriée pour représenter les épisodes prolongés de fort refroidissement. Après un bref rappel bibliographique sur les paramétrisations du gel dans le sol, ce chapitre décrit les principales modifications incluses dans la version notée ISBA-FR, puis l'évaluation de ses performances par comparaison au modèle détaillé ISBA-DF et aux données collectées en Illinois par la NOAA/ATDD (collaboration avec T. Meyers).

### **3. Modélisation du gel dans les schémas de surface de type SVATs**

La modélisation du gel dans les modèles d'interaction sol végétation atmosphère (souvent dénommés SVATs) est relativement simplifiée au regard des approches utilisées dans les modèles détaillés de sol résolvant finement les processus de diffusion. Une revue de ces derniers est proposée par Slater et al. (1998). Très généralement, les modèles de glace dans les SVATs recouvrent deux catégories: traitement explicite ou implicite du gel. Les schémas explicites simulent la glace du sol comme une variable pronostique alors que les schémas implicites modélisant

les effets thermique et hydrologique de la glace dans le sol sans avoir recours à une variable additionnelle.

*a. les schémas implicites*

Ce type de schéma ne gère pas le contenu en eau gelée du sol mais modélise l'effet de températures inférieures au point de fusion sur le contenu en eau et sur les transferts thermiques dans le sol et à la surface de façon très simple. Souvent, la conductivité hydraulique du sol est réduite en utilisant une relation empirique basée sur la température du sol dans le but de diminuer la diffusion verticale de l'eau liquide dans le sol, à la surface (infiltration) et à la base du sol (drainage) lorsque la température du sol décroît au dessous du point de fusion (Sellers et al. 1996, Boone et Wetzel 1996). Certains schémas ont même recours à une approche extrême en annulant les flux dans le sol dès que la température devient inférieure à 273 K (Koster et Suarez, 1996). Dans le schéma bien connu BATS (Dickinson et al. 1993), l'infiltration et l'évaporation à la surface du sol sont limitées lorsque  $T_s < 273$  K. Par ailleurs, les effets thermiques associés aux changements de phase sont généralement pris en compte. Par exemple, la libération de chaleur latente associée au gel du réservoir profond de BATS est prise en compte dans les couches superficielles du sol.

*b. les schémas explicites*

Généralement, les méthodes explicites utilisent l'analogie entre gel / dégel et assèchement/humidification du sol pour modéliser les modifications de la conductivité hydraulique et du potentiel hydrique du sol. La loi de Darcy peut être appliquée pour modéliser l'eau liquide du sol en présence de gel en utilisant l'analogie précédente (Kane et Stein 1983, Spans et Baker 1996). Une caractéristique de ce type de schéma est la conversion de la majeure partie de l'énergie disponible à la surface en chaleur latente, processus ayant pour effet de maintenir la température du sol au voisinage de 273 K jusqu'au gel total de l'eau liquide présente dans le sol. Ainsi dans ce cas, la production de chaleur sensible est négligeable en présence de changement de phase (Verseghy 1991, Thompson et Pollard 1995, Bonan 1996, Cox et al. 1999). Cependant une deuxième catégorie de schémas (Cogley et al. 1990, Pitman et al. 1991, Slater et al. 1998, Giard et Bazile 1999) modélisant une partition différente de l'énergie disponible à la surface avec une part plus importante

réservée au flux de chaleur sensible au cours du gel. Notre schéma appartient à cette dernière catégorie. La distinction entre ces deux méthodes ( 'energy partitioning' ou 'total energy consumption') semble avoir moins d'importance pour les modèles climatiques que pour les modèles de prévision car leur impact sur le cycle diurne est significatif.

#### 4. Modélisation du gel dans ISBA

7 variables pronostiques sont considérées dans ISBA-FR: les températures de surface  $T_s$  et profonde  $T_2$ , le réservoir d'interception  $W_r$ , les contenus en eau volumique de surface  $w_s$  et profond  $w_2$  et l'équivalent en eau volumique en glace des réservoirs de surface  $w_{sf}$  et profond  $w_{2f}$ :

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = C_T^* [R_n - H - LE^* - L_f(F_n - \underline{F_{sw}})] - \frac{2\pi}{\tau}(T_s - T_2) , \quad (4.1)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{\tau}(T_s - T_2) - \frac{\gamma}{\tau}(T_2 - T_c) + C_G^* L_f \underline{F_{2w}} , \quad (4.2)$$

$$\frac{\partial W_r}{\partial t} = veg P_r - E_r - R_r \quad (0 \leq W_r \leq W_{r \max}) \quad (4.3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial w_s}{\partial t} = & \frac{C_1^*}{d_1 \rho_w} (P_g - E_{gl}) - \frac{1}{d_1 \rho_w} \underline{F_{sw}} \\ & - \frac{C_2^*}{\tau} (w_s - w_{seq}^*) \quad (w_{\min} \leq w_s \leq w_{\text{sat}} - w_{sf}) \end{aligned} \quad (4.4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial w_2}{\partial t} = & \frac{1}{d_2 \rho_w} (P_g - E_{gl} - E_{tr}^* + X_s - \underline{F_{2w}} - R_2^*) \\ & - \frac{C_3}{\tau} (w_2 - w_{fc}^*) \quad (w_{\min} \leq w_2 \leq w_{\text{sat}} - w_{2f}) \end{aligned} \quad (4.5)$$

$$\frac{\partial w_{sf}}{\partial t} = \frac{1}{d_1 \rho_w} (\underline{F_{sw}} - E_{gf}) \quad (0 \leq w_{sf} \leq w_{\text{sat}} - w_{\min}) \quad (4.6)$$

$$\frac{\partial w_{2f}}{\partial t} = \frac{1}{(d_2 - d_1) \rho_w} \underline{F_{2w}} \quad (0 \leq w_{2f} \leq w_{\text{sat}} - w_{\min}) . \quad (4.7)$$

Une description complète des symboles et unités est donnée dans la liste des symboles en fin de thèse. Les coefficients qui ont été modifiés pour représenter le gel sont indicés (\*) et les nouveaux termes et variables sont soulignés. Les nouvelles variables sont traitées par les équations (4.6) et (4.7). Le système d'équations relatif à la modélisation de la neige est donné au chapitre 5.



*a. Evolution de la glace dans le sol*

Les réservoirs de glace évoluent sous l'effet des changements de phase et du flux de sublimation  $E_{gs}$  à la surface. Les termes des équations (4.6) et (4.7) représentent les flux de masse ( $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) associés à la production ou à la fonte de la glace et leur expression pour les couches de surface et profonde est:

$$F_{sw} = (1 - p_{ng}) (F_{sf} - F_{sm}) , \quad (4.8)$$

$$F_{2w} = (1 - p_{ng}) (F_{2f} - F_{2m}) . \quad (4.9)$$

Le premier indice du terme  $F$  de changement de phase représente soit la surface ( $s$ ) soit le réservoir profond (2) et le second est relatif à la fonte ( $m$ ) ou au gel ( $f$ ). Les changements de phase dans le sol sont annulés en présence d'un fort manteau neigeux ( $p_{ng} = 1$ ). En effet, dans le schéma de neige standard (Douville 1995), la température de surface est représentative des premiers cm du manteau neigeux dès que ce dernier devient significatif (au delà de 70 mm d'équivalent en eau de la neige,  $p_{ng} = 1$ ). Il est alors impossible d'utiliser le bilan énergétique de surface pour gérer les changements de phase dans le sol, car une seule température de surface est disponible dans ISBA.

Un changement de phase est simulé à la fin d'un pas de temps s'il y a suffisamment d'énergie disponible et d'eau. La production de glace en surface et sa fonte sont modélisées à partir des expressions suivantes:

$$F_{sf} = (1/\tau_i) \min [K_{Is} \mu_{sf} \max(0, T_f - T_s)/C_I L_f, \rho_w d_1 (w_s - w_{\min})] \quad (4.10)$$

$$F_{sm} = (1/\tau_i) \min [K_{Is} \mu_{sm} \max(0, T_s - T_f)/C_I L_f, \rho_w d_1 w_{sf}] . \quad (4.11)$$

Gel et fonte du réservoir profond sont donnés par:

$$F_{2f} = (\delta_{2f}/\tau_i) \min [\mu_{2f} \max(0, T_f - T_2)/C_I L_f, \rho_w (d_2 - d_1) (w_2 - w_{\min})] \quad (4.12)$$

$$F_{2m} = (1/\tau_i) \min [\mu_{2m} \max(0, T_2 - T_f)/C_I L_f, \rho_w (d_2 - d_1) w_{2f}] . \quad (4.13)$$

En se formant, la glace va occuper progressivement l'espace poreux du sol jusqu'à la valeur de la porosité totale  $w_{\text{sat}}$  diminuée d'une valeur seuil  $w_{\text{min}}$  prise égale à  $0.01 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ . Ce seuil minimum traduit le fait qu'une faible part d'eau liquide demeure dans le sol. Le contenu en eau total est simplement la somme de l'eau liquide et solide (équivalent en eau). Dans les équations (4.10)-(4.13),  $T_f = 273.16 \text{ K}$ .

1) LES COEFFICIENTS ET PARAMÈTRES ASSOCIÉS AUX CHANGEMENTS DE PHASE

L'influence de l'interception du rayonnement par la végétation est prise en compte à travers le coefficient  $K_{I_s}$  qui est exprimé par:

$$K_{I_s} = \left(1 - \frac{veg}{K_{I_2}}\right) \left(1 - \frac{LAI}{K_{I_3}}\right) \quad (4.14)$$

$C_I$  est un coefficient d'inertie thermique de la glace. Les coefficients sans dimension associés à la végétation ont été étalonnés par Giard et Bazile (1999) dans la version gel à une couche. Ils ont pour valeurs  $K_{I_2} = 5.0$  et  $K_{I_3} = 30.0$ . Ainsi l'effet de la végétation est de ralentir l'intensité du gel dans le sol lorsque la fraction de végétation  $veg$  augmente. Par conséquent, une partie de l'énergie radiative est utilisée pour réchauffer ou refroidir la fraction de végétation présente dans la maille. Le paramètre  $\tau_i$  représente un temps caractéristique pour les changements de phase dans le sol (temps caractéristique de formation de la glace). Une étude de sensibilité à ce paramètre est discutée dans la suite. Les coefficients  $\mu$  introduisent une dépendance du changement de phase à la masse d'eau disponible:

$$\mu_{j f} = (w_j - w_{\min}) / w_{\text{sat}} \quad (0 \leq \mu_{j f} < 1) \quad (4.15)$$

$$\mu_{j m} = w_{j f} / (w_{\text{sat}} - w_{\min}) \quad (0 \leq \mu_{j m} \leq 1) \quad (4.16)$$

Les indices  $f$  et  $m$  se rapportent au gel et à la fonte de la couche  $j$ . Cette paramétrisation traduit le fait qu'un sol fortement gelé se refroidit plus rapidement qu'un sol équivalent mais contenant moins de glace. Le mécanisme inverse est reproduit pour la fonte (équation 4.16): les sols gelés se réchauffent plus lentement. Lorsque le contenu en eau liquide devient inférieur à  $w_{\min}$ , le gel du sol cesse et un minimum d'eau liquide est retenu dans le sol indépendamment de la température. Le gel du sol profond est limité par un facteur  $\delta_{2 f}$  au cours de période froide prolongée. Ce facteur est défini par:

$$\delta_{2 f} = \begin{cases} 1 & z_f < z_{f \max} \\ 0 & z_f \geq z_{f \max} \end{cases} . \quad (4.17)$$

Le gel peut se produire jusqu'à une profondeur maximum  $z_{f \max}$  qui représente la profondeur d'influence de la température profonde d'ISBA (version 2 couches).

L'épaisseur du sol influencée par l'onde diurne de  $T_2$  peut tre approchée par (Dickinson 1988):

$$z_d = \left( \frac{\lambda \tau}{c_g \pi} \right)^{1/2}, \quad (4.18)$$

où  $\tau$  vaut 1 jour.  $T_2$  correspond à la température moyenne d'une couche de sol allant de la surface jusqu'à la profondeur:

$$z_{\max} = 2 z_d . \quad (4.19)$$

En considérant l'expression analytique du coefficient thermique  $C_G$ :

$$C_G = 2 \left( \frac{\pi}{\lambda c_g \tau} \right)^{1/2} .$$

l'épaisseur  $z_{\max}$  est égale à :

$$z_{\max} = 4 / (C_G c_g) .$$

La profondeur maximum  $z_{f \max}$  pour le gel du sol est approximée en substituant  $C_G$  par  $C_G^*$  (prenant en compte l'influence de la glace) dans la relation précédente.

$$z_{f \max} = 4 / (C_G^* c_g) . \quad (4.20)$$

La profondeur effective de la pénétration du front de gel est estimée par:

$$z_f = d_2 \left( \frac{w_{2f}}{w_{2f} + w_2} \right) \quad (0 \leq z_f < d_2) . \quad (4.21)$$

Lorsque la profondeur effective excède la limite  $z_{f \max}$ , le gel cesse. Ce mécanisme contrle l'influence du sol gelé en profondeur sur  $T_s$  en se limitant à l'onde thermique journalière.

## 2) RÉPARTITION DE L'ÉNERGIE DISPONIBLE À LA SURFACE

La répartition d'énergie adoptée dans ISBA est comparable aux approches décrites par Cogley et al (1990), Pitman et al. (1991) et Slater et al. (1998). Une partie seulement de l'énergie disponible est utilisée pour les changements de phase, le reste allant sous forme de chaleur sensible. La partie énergétique utilisée pour geler ou fondre la glace est déterminée par le produit  $\mu \Delta t \tau^{-1}$ . Ce terme représente deux processus: l'efficacité de conversion sous l'effet des apports thermiques et l'existence d'un flux de chaleur entre les couches du sol se produisant simultanément avec le gel si bien qu'une partie seulement de l'énergie disponible est utilisable pour les changements de phase (Konrad et Duquennoi 1993).

*b. Influence du gel sur l'hydrologie du sol*

Les flux d'eau dans le sol et les termes de drainage et de ruissellement sont évalués en considérant que la glace est liée aux particules de sol modifiant ainsi sa porosité ainsi que les valeurs de la capacité au champ et du point de flétrissement. La porosité en présence de glace est estimée par:

$$w_{\text{sat } j}^* = w_{\text{sat}} - w_{f j} \quad (w_{\text{min}} \leq w_{\text{sat}}^* \leq w_{\text{sat}}) . \quad (4.22)$$

Le contenu en eau liquide du sol varie ainsi entre  $w_{\text{min}} < w < w_{\text{sat}}^*$  où  $w_{\text{sat}}^*$  représente la nouvelle valeur du contenu en eau volumique à la saturation. L'équation pour le taux de ruissellement total  $R_2^*$  ( $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) est:

$$R_2^* = \rho_w d_2 \max(0, w_2 - w_{\text{sat } 2}^*) / \Delta t . \quad (4.23)$$

Le ruissellement sous maille de surface (Habets et al. 1998a) dans ISBA va ainsi être augmenté par la seule décroissance de la porosité du sol (contenu en eau liquide à saturation) en présence de glace. C'est ce mécanisme essentiel qui renforce le ruissellement sur sol gelé. Les contenus en eau volumique à la capacité au champ et au point de flétrissement sont modifiés proportionnellement à la diminution de la porosité:

$$w_{\text{fc}}^* = w_{\text{fc}} (w_{\text{sat}}^* / w_{\text{sat}}) \quad (0 < w_{\text{fc}}^* \leq w_{\text{fc}}) \quad (4.24)$$

$$w_{\text{wilt}}^* = w_{\text{wilt}} (w_{\text{sat}}^* / w_{\text{sat}}) \quad (0 < w_{\text{wilt}}^* \leq w_{\text{wilt}}) . \quad (4.25)$$

En présence de glace, la conductivité hydraulique du sol décroît à cause de la présence de particules qui augmentent la résistance aux mouvements de l'eau (Kane et Stein 1983) ainsi que la viscosité (Burt et Williams 1976). Le drainage (équation 4.5) est paramétré en fonction de la conductivité hydraulique (Noilhan et Mahfouf 1996) et se trouve ainsi diminué par la décroissance de la porosité.

#### 1) MODIFICATIONS DES COEFFICIENTS THERMIQUE ET HYDRAULIQUE

Les coefficients  $C_1^*$  et  $C_2^*$  qui contrôlent les échanges d'eau liquide à la surface et entre les deux réservoirs sont aussi modifiés par la diminution de la porosité due à la présence de glace. Les expressions sont données dans l'annexe G. Il en est de même pour les coefficients d'inertie thermique  $C_T^*$  (inertie combinée de la neige, de

la végétation et du sol) et  $C_G^*$  du sol. Les expressions sont données dans l'annexe H.

Le coefficient  $C_1^*$  augmente rapidement au fur et à mesure que l'eau liquide de surface gèle. Ceci est analogue à l'assèchement de la surface du sol par évaporation. L'effet de l'assèchement (augmentation de  $C_1^*$ ) est le processus dominant sur la plage de variation de l'eau liquide, sauf lorsque le contenu en glace approche la porosité. Cette condition peut se produire lorsque l'eau liquide apportée par diffusion (infiltration ou capillarité) gèle. L'impact dominant de la glace sur  $C_2^*$  est de réduire la diffusion verticale de l'eau liquide du réservoir profond vers la surface. Cependant, au cours d'une période suffisamment froide,  $w_s$  décroît beaucoup plus rapidement avec la formation de la glace que le réservoir profond liquide  $w_2$ . Or,  $C_2^*$  et  $w_{seq}^*$  dépendent de  $w_2$ , si bien que le flux vertical d'eau liquide est renforcé par l'augmentation du gradient  $w_2 - w_s$ , pouvant entraîner une augmentation du contenu en eau total dans le réservoir de surface (l'eau liquide apportée par diffusion du réservoir profond gèle en surface, augmentant ainsi le contenu total). Ce mécanisme a été observé (Kane 1980, Kane et Stein 1983, Johnsson et Lundin 1991). Le processus est surestimé lorsqu'on utilise une paramétrisation de la diffusion basée uniquement sur le contenu en eau liquide, car la résistance introduite par les cristaux de glace n'est pas prise en compte. Quelques paramétrisations ont déjà été proposées pour limiter la diffusion verticale en introduisant une dépendance non-linéaire au volume de glace dans le sol (et souvent un paramètre supplémentaire comme par exemple par Jame et Norum 1980). Par souci de simplicité, le coefficient  $C_2^*$  est multiplié par un facteur relié linéairement au contenu en glace de la couche de surface (équation G.4). Ainsi, les remontées capillaires du réservoir profond vers la surface sont progressivement diminuées pour s'annuler lorsque toute l'eau en surface est gelée.

Le coefficient  $C_G^*$  d'inertie thermique du sol est modifié pour tenir compte de l'assèchement du sol profond lorsqu'il gèle (diminution de la porosité) et de l'inertie thermique de la glace en prenant en compte sa densité, sa chaleur spécifique et sa conductivité thermique (table 4.1).

TABLE 4.1. Les constantes physiques de la glace.

Symbole	Unité (MKS)	Valeur	
$C_i$	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$	2106	chaleur spécifique de la glace
$\rho_i$	$\text{kg m}^{-3}$	900	densité de la glace
$\lambda_i$	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	2.22	conductivité thermique de la glace

La variation du coefficient d'inertie thermique  $C_G$  est illustrée à la figure 4.1 en fonction du contenu en eau volumique normalisé (0 correspond au point de flétrissement et 1 à la saturation). La variation de  $C_G$  est indiquée pour 4 types de sol et est comparée avec le coefficient thermique  $C_I$  de la glace. Malgré les valeurs plus faibles de  $C_G$  que  $C_I$  au dessous de la capacité au champ, l'effet d'assèchement lié à la glace est en général prépondérant: augmentation de l'inertie thermique  $C_G^*$ , à l'exception des sols initialement déjà très secs.

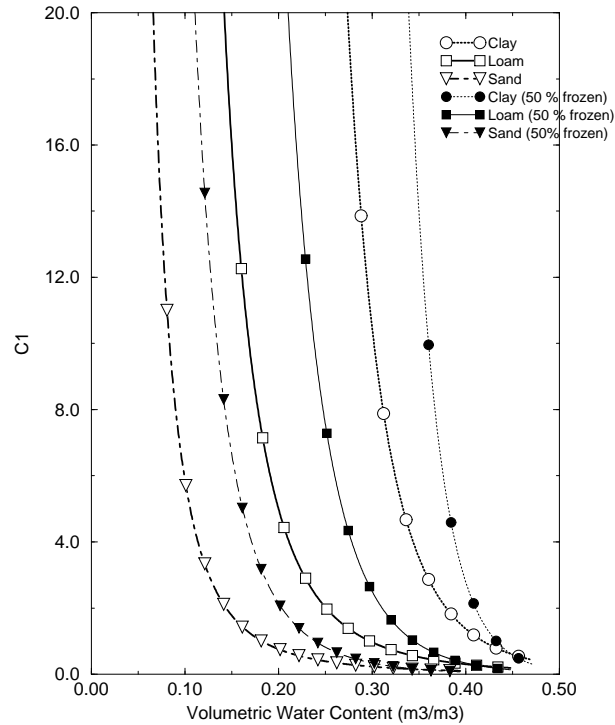


FIG. 4.2. Variation du coefficient  $C_1^*$  pour 3 types de sol non gelés et gelés à 50 % .

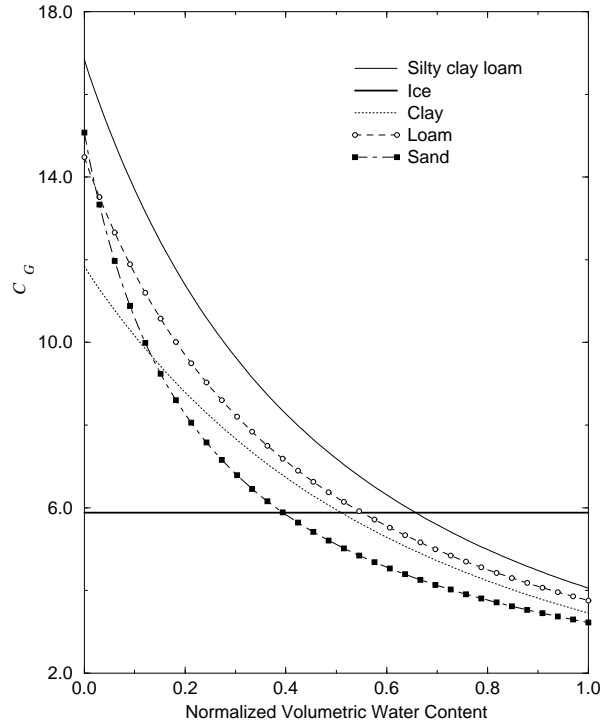


FIG. 4.1. Variation du coefficient d'inertie thermique du sol ( $C_G$ ) en fonction du contenu en eau volumique normalisé (entre le point de flétrissement et la saturation). 4 types de sol sont considérés (classification de Clapp et Hornberger 1978). Le coefficient d'inertie thermique de la glace ( $C_I$ ) est calculé à partir de l'expression H.3.

*c. Expression de l'évapotranspiration*

L'expression du flux total d'évapotranspiration est:

$$LE^* = LE_v^* + LE_g^* = L_v (E_r + E_{tr}^* + E_{gl}) + (L_v + L_f) \underline{E_{gf}} . \quad (4.26)$$

avec  $L_v$  et  $L_f$  les coefficients de chaleur latente de vaporisation et de fusion. Les expressions des flux de transpiration  $E_{tr}$ , d'évaporation de l'eau interceptée  $E_r$  et d'évaporation de l'eau liquide  $E_{gl}$  à la surface sont données dans le chapitre 1.

L'expression du facteur stress du sol dans la résistance de surface intervenant dans le flux  $E_{tr}$  et dans l'assimilation de  $\text{CO}_2$  (version ISBA-Ags) est modifiée comme suit:

$$F_2^* = \frac{w_2 - w_{wilt p}^*}{(w_{fc p}^* - w_{wilt p}^*)} \quad (\varepsilon_{F2} \leq F_2^* \leq 1) . \quad (4.27)$$

Ce facteur  $F_2$  décroît en présence de glace et diminue ainsi le flux de transpiration. Ainsi, le flux de transpiration est bloqué dans le cas d'un sol gelé mme si le contenu en eau total est supérieur à la capacité au champ.

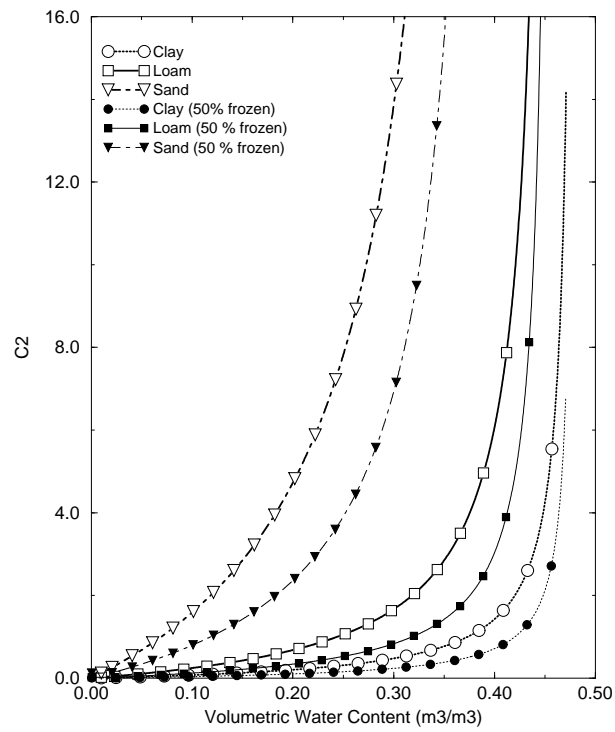


FIG. 4.3. Mme légend que figure 4.2 mais pour le coefficient  $C_2^*$ .

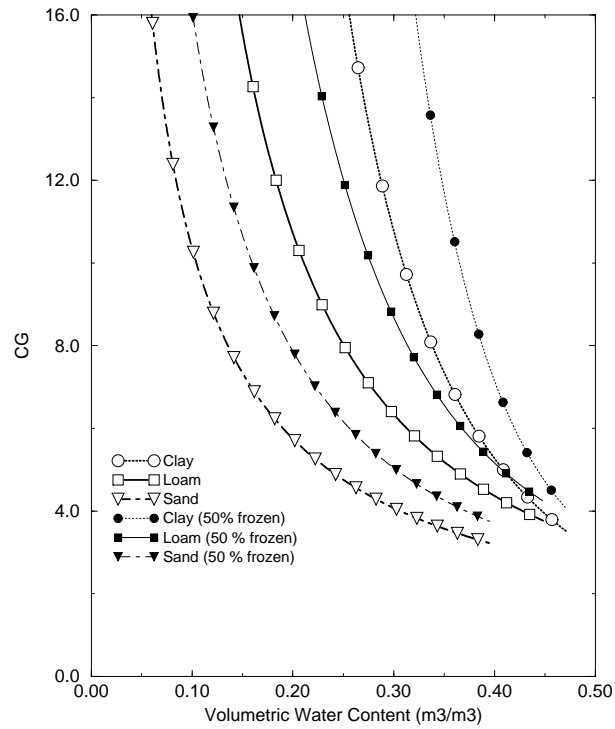


FIG. 4.4. Mme légend que figure 4.2 mais pour le coefficient  $C_G^*$ .



Dans l'équation (4.26), le flux de sublimation sur la glace est un nouveau terme qui est estimé par:

$$E_{g f} = \left[ \frac{w_{g f}}{(w_{g f} + w_g)} \right] (1 - p_{ng}) (1 - veg) \rho_a C_H V_a [h_{u f} q_{\text{sat}}(T_s) - q_a] . \quad (4.28)$$

L'humidité relative de surface (glace),  $h_{u f}$ , s'exprime par:

$$h_{u f} = \begin{cases} [1 - \cos(\pi w_{g f}/w_{fc}^{**})] / 2 & w_g < w_{fc}^{**} \\ 1 & w_g \geq w_{fc}^{**} \end{cases} . \quad (4.29)$$

où  $w_{fc}^{**} = w_{fc}(w_{\text{sat}} - w_g)/w_{\text{sat}}$ . Le premier facteur de l'expression 4.28 représente la fraction de glace au voisinage de la surface.

## 5. Validation à l'aide des données Illinois

Il existe très peu de jeu de données permettant d'évaluer un schéma de gel du sol de façon détaillée. En effet, l'information classique pour réaliser un étalonnage local (forages météorologiques, flux de surface, paramètres du sol et de la végétation) doit être complétée par la mesure de la température de surface et à différents niveaux dans le sol, des contenus en eau liquide et en glace avec une résolution temporelle de l'ordre d'une heure. Une difficulté particulière est liée à la présence de neige (tendant à occulter le gel du sol), ce qui est le cas de bon nombre d'observations (par exemple le cas de Val dai de PILPS 2d) rendant très difficile leur utilisation pour évaluer les schémas de gel. Le jeu de données très complet décrit par Meyers et Hollinger (1998) constitue une base de validation assez rare pour la validation d'ISBA-FR: deux épisodes de gel intense du sol sans neige. La base d'observation au pas de 30 min est composée des forages météorologiques à 2 m (température, humidité, pression, vitesse du vent, flux radiatif solaire et infrarouge, précipitation liquide), des flux de surface ( $R_n$ ,  $H$ ,  $LE$  et  $G$ ), de la température du sol aux profondeurs 0.02, 0.04, 0.08, 0.16, 0.32 et 0.64 m, et du contenu en eau liquide à 0.05, 0.20 et 0.60 m. Le site expérimental est localisé en Illinois (40 00.366' N, 88 17.512' W) au Nord et au centre de la zone du projet GEWEX/GCIP. Le jeu de données couvre une longue période (1997-1999), mais seuls les épisodes de gel sont considérés ici: les périodes allant des jours 355-360 (1998) et 40-54 (1999). La température de l'air était inférieure à 273 K sur toute la période et aucune chute de neige se produisit. Au cours de l'épisode

de 1998, la température de l'air chuta très rapidement (en un jour) en dessous de 260 K, suivi d'un réchauffement lent mais toujours inférieur à 273 K. L'épisode de 1999, débuta par une période relativement chaude (température de l'air supérieure à 292 K), suivie d'une décroissance jusqu'à 264 K en deux jours. Un nouveau cycle de réchauffement et de refroidissement (avec une amplitude moins prononcée) se produisit. Les variations des températures de l'air  $T_a$  et de surface IRT observées sont illustrées à la figure 4.5. Ces variations thermiques sont caractéristiques du climat hivernal de cette région ('cold outbreak'). Les simulations sont limitées à ces journées car de fortes chutes de neige se produisirent à la fin de ces épisodes.

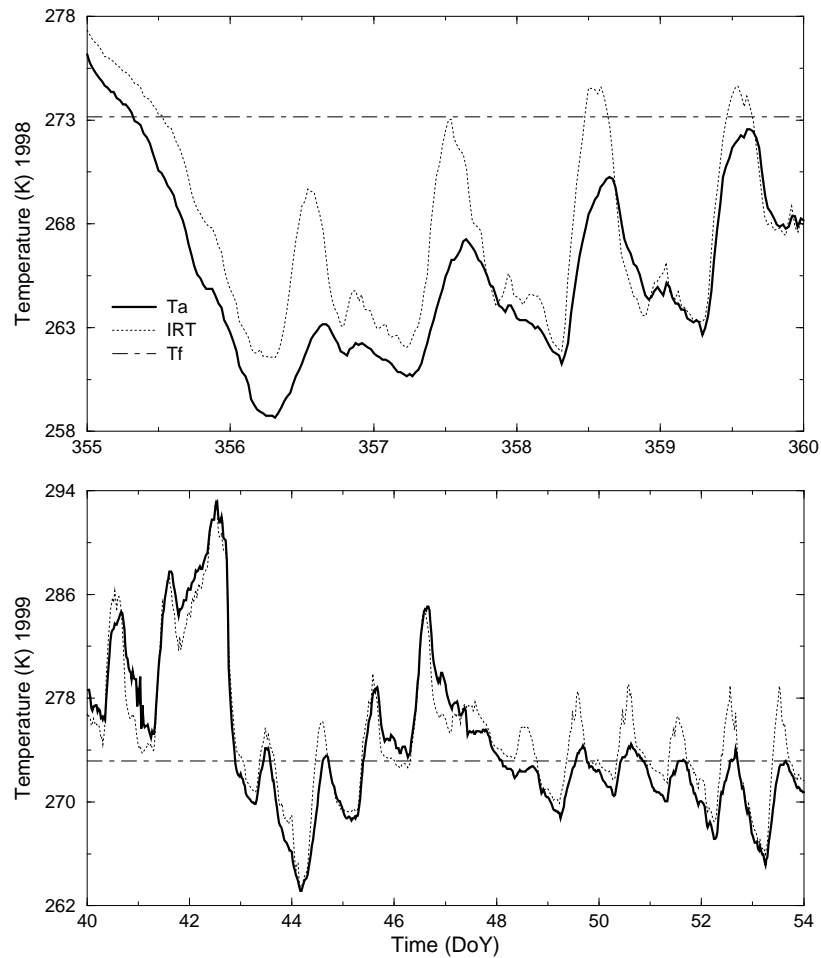


FIG. 4.5. Variation de la température de l'air (courbe continue) et de la température infrarouge de surface (tiretés) au cours des deux épisodes de gel.

Bien que le contenu en glace du sol n'ait pas été mesuré, les observations de l'eau liquide et de la température à 0.05 m (figure 4.6) permettent de mettre en évidence la présence de glace près de la surface. Le contenu en eau liquide a été estimé à partir de la mesure de la constante diélectrique du sol qui est très sensible à la présence de glace. La figure 4.6 montre la diminution de l'eau du sol avec la décroissance de la température au voisinage ou en dessous de  $T_f$ . L'amplitude des variations de l'eau du sol semble aussi liée à l'intensité du refroidissement du sol. Malheureusement en l'absence d'étalonnage entre la constante diélectrique et le contenu en glace (non mesuré) il n'est pas possible d'utiliser cette information. Ainsi, l'évaluation du schéma est réalisée uniquement à partir des mesures de flux et des profils thermiques.

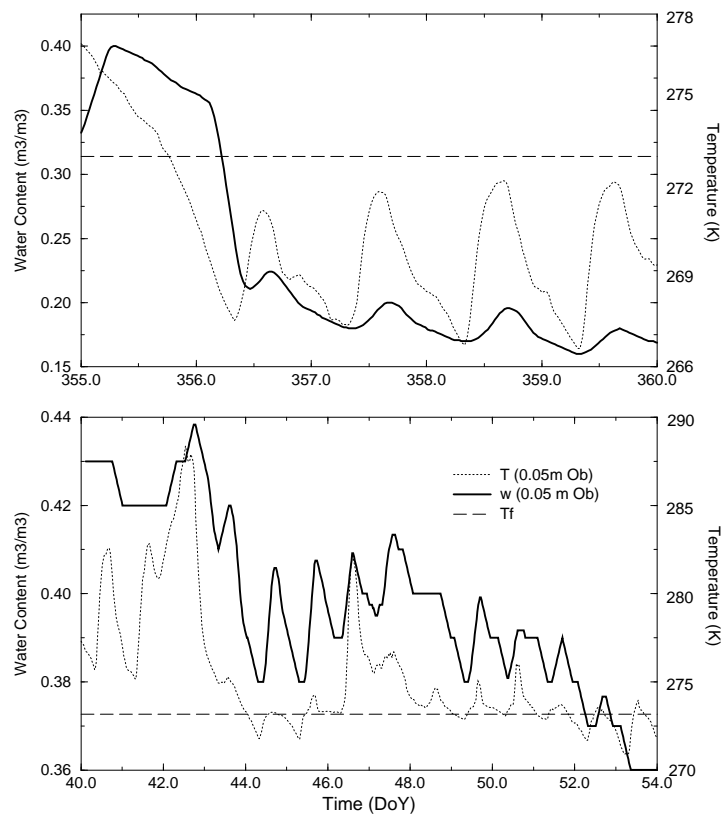


FIG. 4.6. Variation du contenu en eau (courbe continue) et de la température (tiretés) observés à 0.05 m pour les deux périodes. Le contenu en eau décroît avec la présence de glace.

## 6. Etalonnage d'ISBA-FR

### a. Les conditions de l'expérience numérique

Les deux versions d'ISBA utilisées diffèrent seulement pour le module sol (traitement identique de la végétation): la version standard modifiée pour le traitement du gel (ISBA - FR) et la version sol multi-couches avec traitement explicite de la diffusion (eau liquide, solide et température) (ISBA - DF). La figure 4.7 présente une schématisation des discrétisations verticales utilisées et des variables du sol. L'initialisation des variables sol doit tre considérée soigneusement étant donné leur importance pour des simulations de quelques jours. Dans cette expérience, le problème est simplifié car le sol était saturé. Cependant, afin de minimiser l'influence des conditions initiales, les simulations débutent un mois plus tt.

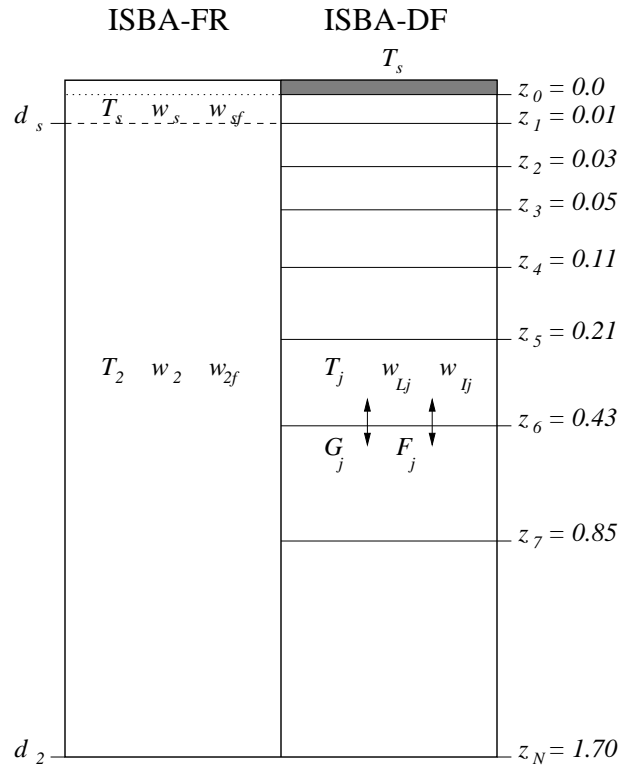


FIG. 4.7. Schématisation de la discrétisation verticale des deux schémas de sol utilisés: ISBA -FR (à gauche) et ISBA- DF (à droite). 8 couches de sol sont utilisées dans ISBA - DF. Les variables et les flux calculés dans chaque couche sont indiqués.

## 1) LES PARAMÈTRES DE LA VÉGÉTATION ET DU SOL

Les propriétés de la végétation sont résumées dans la table 4.2. L'albedo est estimé à partir des observations du rayonnement photosynthétiquement actif incident et réfléchi. Une valeur de 0.10 est calculée en l'absence de neige. La valeur de la rugosité dynamique ( $z_0$ ) est représentative d'un mulch de culture (débris dispersés au sol) et la longueur de rugosité thermique est prise égale à  $z_0/10$ . L'indice foliaire était très faible au cours des périodes considérées. Le dernier paramètre à fixer est la fraction de végétation  $veg$  qui contrôle la partition de l'évaporation du sol et de la végétation. La parcelle n'a pas été labourée et la surface est couverte d'une litière de soja (culture de l'été 1998) d'environ 1 cm. Ainsi, le flux de transpiration est négligeable et en l'absence d'interception, une bonne approximation de l'évaporation d'ISBA est  $E = (1 - veg)E_g$ . En général, le contenu en eau du sol était à la capacité au champ  $w_{fc}$  une bonne partie de l'année, à l'exception de la période de croissance des plantes en été. Ceci implique une évaporation au taux potentiel dans ISBA en hiver alors que les observations montrent des valeurs beaucoup plus faibles. Une explication possible est la présence de litière qui bloque l'évaporation du sol (Hillel 1982; Gonzalez-Sosa et al. 1999). Pour reproduire de façon simple ce mécanisme, le paramètre  $veg$  a été étalonné en utilisant les observations d'évaporation en l'absence de végétation en automne et au début de l'hiver après la recharge du sol. La valeur optimum de 0.7 est utilisée.

TABLE 4.2. Les paramètres d'ISBA utilisés pour la simulation de l'illinois.

Végétation	Valeur	Unité
$C_v$	8.6	$\times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ K J}^{-1}$
$veg$	0.7	
albédo	0.1	
$z_0$	0.05	m
$z_0/z_{0h}$	0.1	
$K_2$	5.0	
$K_3$	30.0	
$LAI$	0.1	$\text{m}^2 \text{ m}^{-2}$
émissivité	1.0	
Sol	Valeur	Unité
argile	25.0	%
sable	5.0	%
$\tau_i$	3300.0	s
$d_1$	0.01	m
$d_2$	1.7	m
$w_{fc}$	0.395	$\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$
$w_{wilt}$	0.186	$\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$
$w_{sat}$	0.486	$\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$
$b$	6.93	
$\psi_{sat}$	-0.39	m
$k_{sat}$	3.11	$\times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$

La texture du sol observée ( 25 % d'argile et 5 % de sable) est utilisée pour estimer la plupart des paramètres du sol suivant les relations continues proposées par Noilhan et Lacarrère (1995). Cependant, le contenu en eau à la capacité au champ estimé par ces relations ( $w_{fc} = 0.274 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ) est bien inférieur aux observations du contenu en eau à 0.2 et 0.6 m qui sont le l'ordre de 0.36-0.43  $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$  toute l'année, y compris après des périodes prolongées de drainage. Ceci est peut - tre relié à la présence d'une nappe alimentant la zone non - saturée (Salvucci et Entekhabi 1994). La profondeur de la nappe ( $z_T$ ) est estimée à 2.5 m en utilisant les observations du contenu en eau à 0.6 m (couche du sol non influencée par le gel) à partir de la relation d'équilibre entre transferts par capillarité et par gravité (équilibre hydrostatique du profil d'eau dans le sol). Ces estimations conduisent à une valeur moyenne de 0.395  $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$  du contenu en eau pour la tranche de sol 0 - 1.7 m. Cette valeur est prise pour la capacité au champ dans ISBA-FR, ce qui conduit à des simulations

raisonnables du contenu en eau du sol à 0.6 m pour les deux périodes comme cela est montré à la figure 4.8.

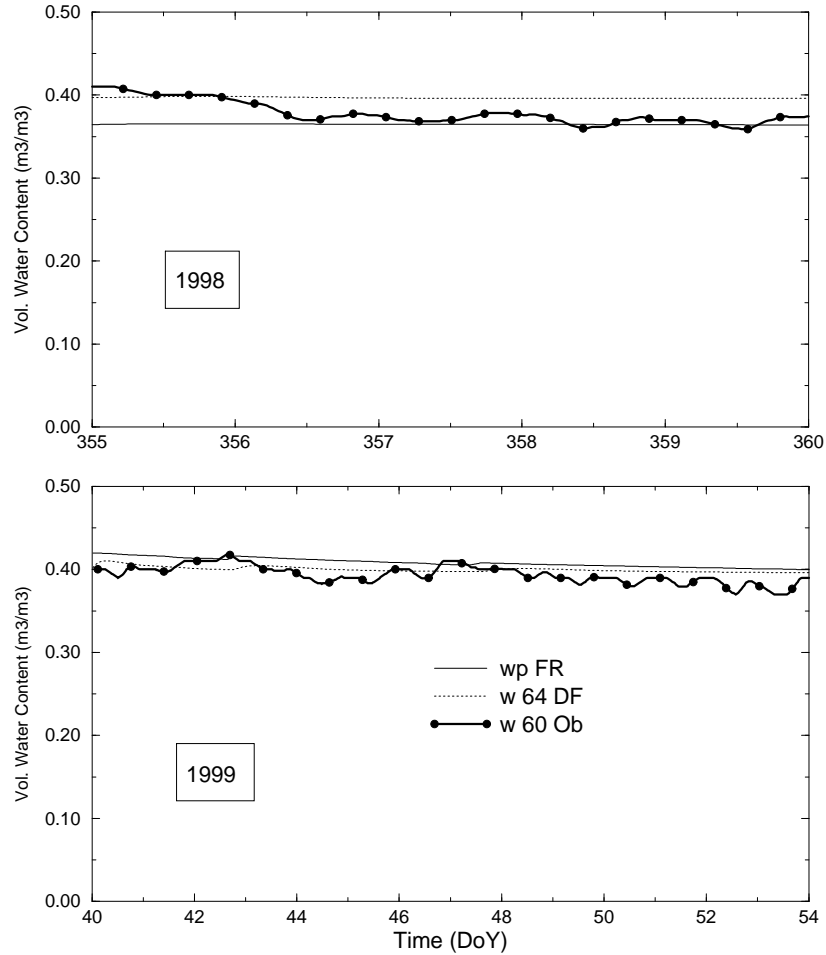


FIG. 4.8. Evolution des contenus en eau total observés (cercle et courbe continue) et simulés par ISBA-FR (trait fin) et ISBA-DF (tiretés) pour les deux périodes. Les observations correspondent aux mesures à 0.60 m. La simulation d'ISBA-DF correspond à la profondeur 0.64 m ( $w_7$ ).

ISBA-DF n'utilise pas le concept de capacité au champ et le flux de drainage est estimé à partir du gradient vertical du potentiel hydrique et de la conductivité hydraulique à la base du sol. En l'absence de prise en compte de la nappe, les simulations préliminaires conduisent à un contenu en eau moyen du sol bien inférieur aux observations. Ce problème a été surmonté en introduisant la présence d'une zone saturée à la profondeur  $z_T$  au dessous de  $z_N$  (voir équation D.1). Avec cette hypothèse, le contenu en eau simulé avec ISBA-DF se compare bien aux observations (figure 4.8).

## 2) RÉSULTATS DES SIMULATIONS POUR LA PÉRIODE DE 1998

Trois simulations sont réalisées avec chaque schéma: sans glace (NI pour No Ice), avec glace (I pour Ice) et avec glace et utilisation de toute l'énergie disponible pour les changements de phase (IA pour Ice - All energy) c'est à dire avec  $\mu \Delta t \tau^{-1} = 1$ . La comparaison des températures de surface observée et simulées par ISBA-FR et ISBA-DF est présentée à la figure 4.9.

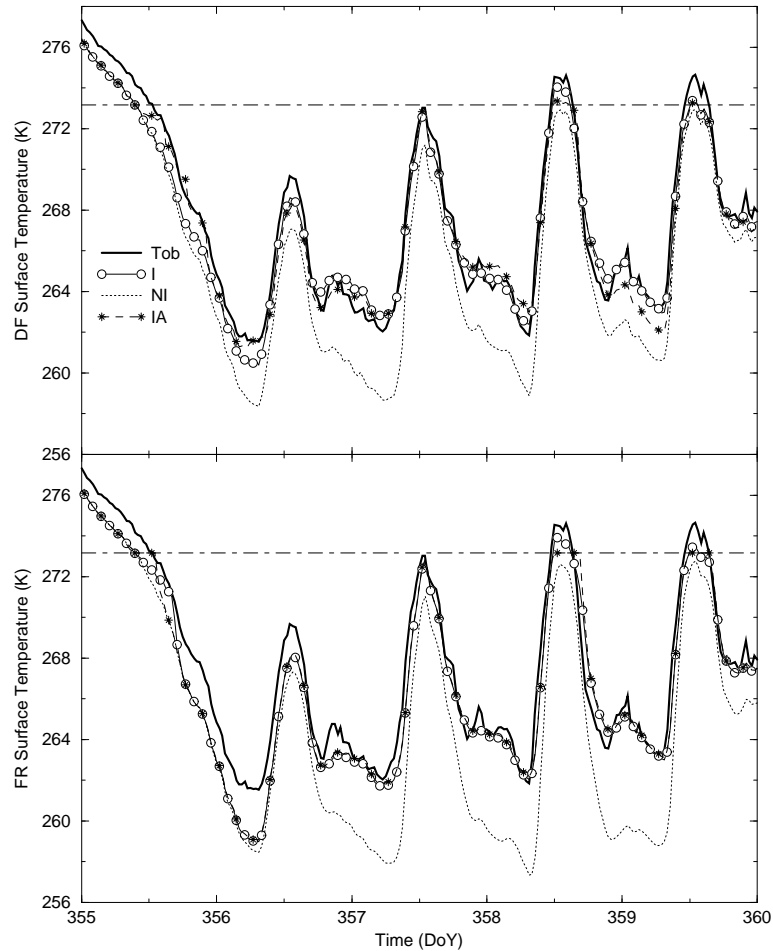


FIG. 4.9. Evolution de la température de surface observée (trait épais) et simulée par ISBA - FR (haut) et ISBA - DF (bas). Les résultats des simulations sont montrés pour les cas sans glace (NI), avec glace (I) et en utilisant toute l'énergie disponible pour les changements de phase (IA).

Lorsque la glace est prise en compte, la température de surface est correctement simulée avec les deux versions d'ISBA. La température de surface d'ISBA-FR est voisine de celle d'ISBA-DF à l'exception du premier jour 355. En revanche,



la température de surface est largement sous estimée lorsque la glace n'est pas représentée. La sous - estimation atteint 6 K en fin de nuit. Ceci s'explique par l'absence de dégagement de chaleur latente dans le sol au moment du gel. Une illustration plus détaillée est présentée à la figure 4.10 qui montre les résultats d'ISBA-DF à plusieurs niveaux. Les températures modélisées dans les couches de 1 à 43 cm chutent rapidement dans le cas NI. Comme la conductivité thermique est élevée dans ce sol très humide, le refroidissement se propage très rapidement en profondeur. Par contre, dans le cas I, l'humidité du sol tend à freiner les transferts thermiques à cause du stock important d'eau liquide disponible pour la glace (voir discussion précédente sur l'inertie thermique). Les caractéristiques de la simulation IA apparaissent également à la figure 4.10: les températures du sol restent au voisinage du point de congélation jusqu'au gel complet de toute l'eau disponible, puis chutent rapidement. Ceci paraît irréaliste au regard des observations qui montrent une transition beaucoup plus lissée lors des changements de phase, en particulier près de la surface. Les résultats statistiques des simulations de températures sont résumés dans la table 4.3 et illustrés à la figure 4.11. Les coefficients de la régression linéaire avec les observations correspondantes sont donnés: pente, interception à l'origine, écart type (rms) et coefficient de corrélation  $R^2$ .

Dans le cas I, les éléments statistiques sont satisfaisants avec un léger avantage de la version ISBA-DF sur ISBA-FR. La statistique entre I et IA n'est pas très différente. Les différences sont plus importantes lors des périodes successives de gel et dégel comme on le verra dans le deuxième cas. On peut noter la dégradation significative des scores lorsque la glace n'est pas représentée (NI) en particulier au niveau des biais moyens qui sont largement augmentés. Par exemple, le biais moyen sur la température de surface passe de -0.4 K avec (I) à -2.2 K sans glace (NI) dans le sol. Les flux de surface sont présentés aux figures 4.12 (ISBA-FR) et 4.13 (ISBA-DF) et les résultats statistiques résumés à la table 3 (en particulier l'écart type d'erreur pour la somme  $F$  des 4 flux).

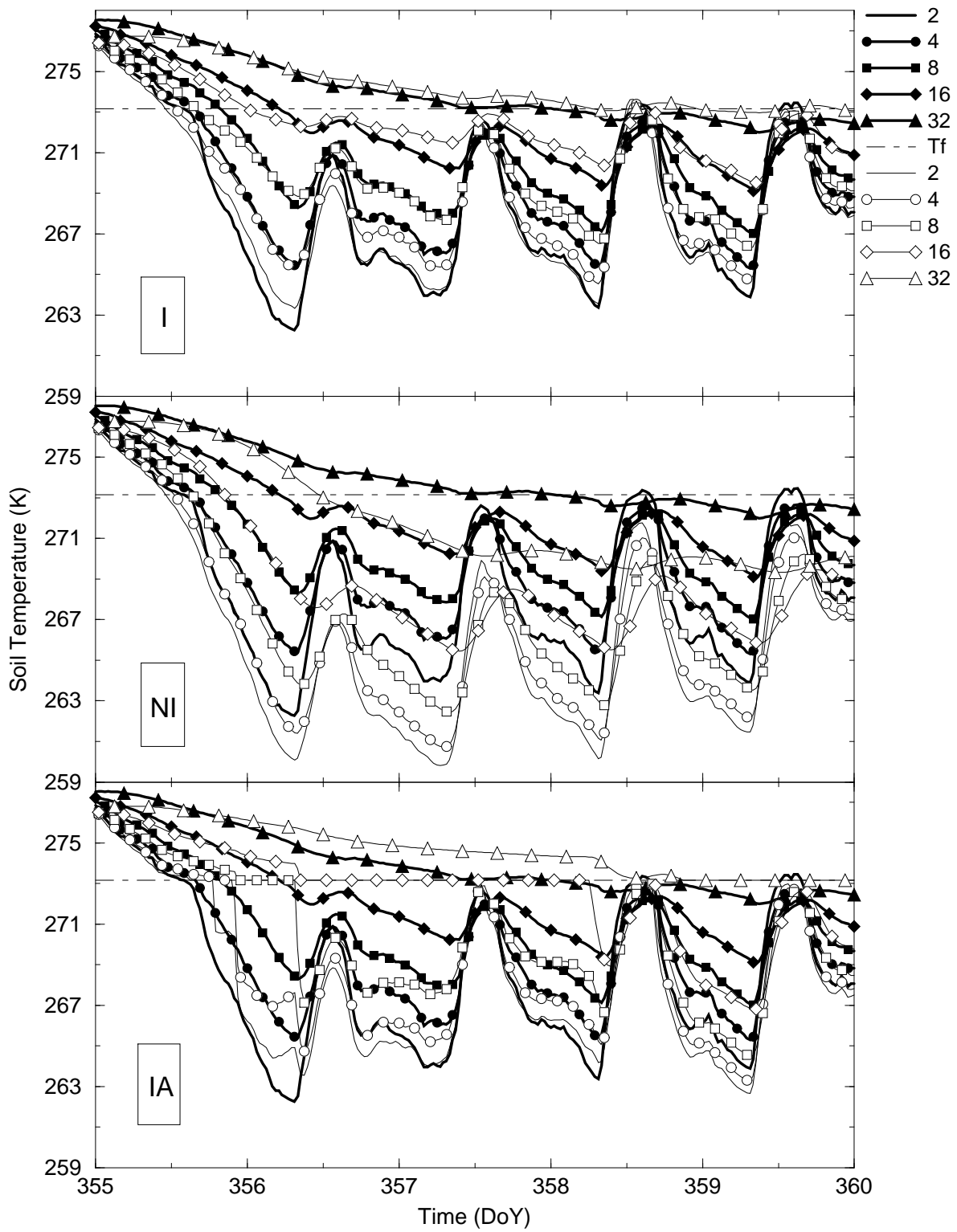


FIG. 4.10. Comparaison des températures du sol simulées par ISBA-DF et observées (symboles pleins) à 5 niveaux pour 5 jours en 1998.

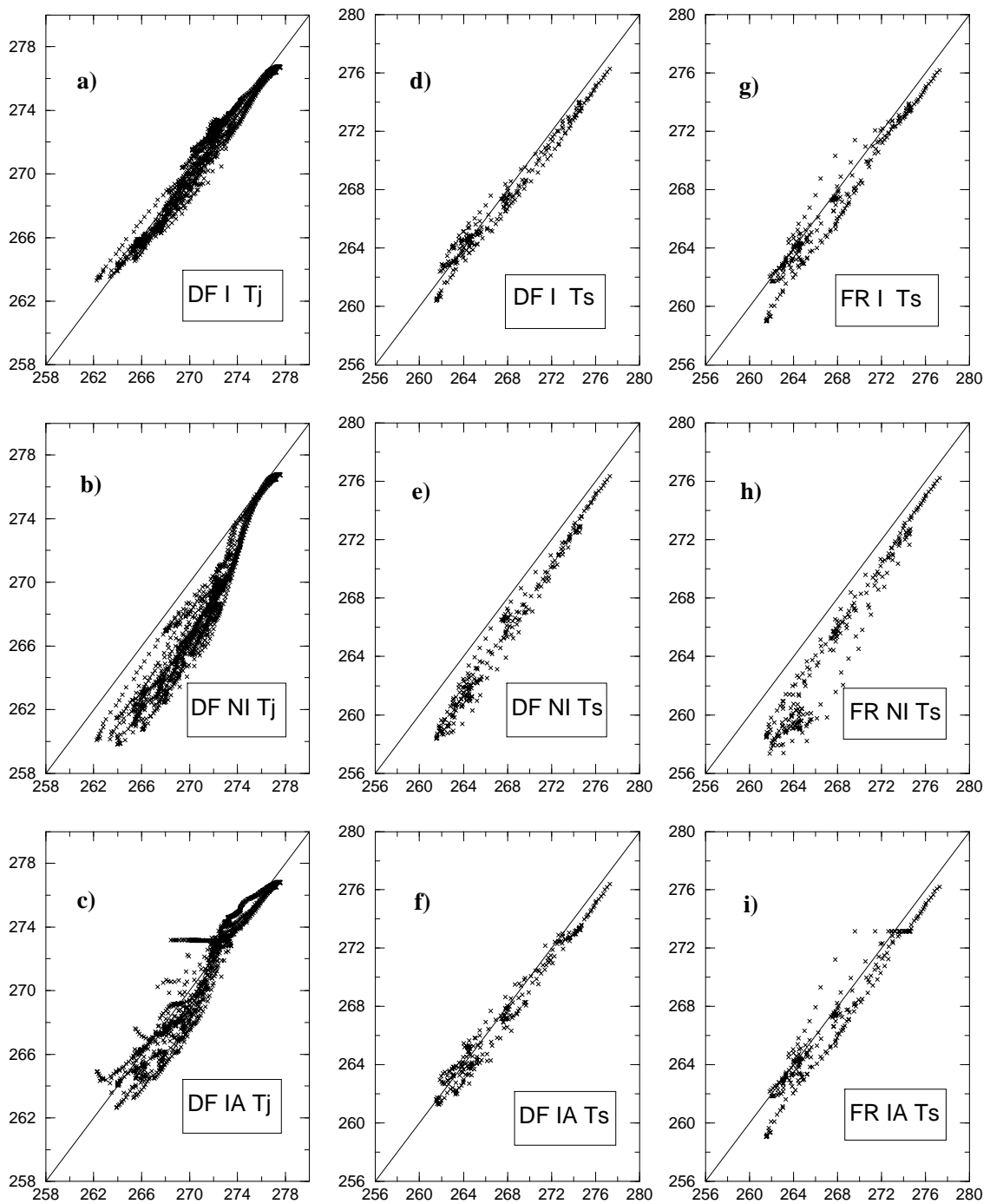


FIG. 4.11. Régressions statistiques entre les températures de surface  $T_s$  et du sol  $T_j$  observées (abscisse) et simulées (ordonnée) par ISBA-FR et ISBA-DF pour le cas de 1998. Les graphes de gauche montrent la statistique obtenue pour les couches du sol de 2 à 6 (voir figure 4.7).

TABLE 4.3. Éléments des relations statistiques entre simulations et observations avec les versions DF et FR (valeurs entre parenthèses). Les variables considérées sont dans la colonne de gauche. La deuxième colonne indique l'option de simulation (I, NI ou IA). L'écart type rms et les biais sur les flux sont donnés en  $W m^{-2}$  et en K pour les températures.

		pen	int.	RMS	R <sup>2</sup>	biais moyen
$T_j$	I	0.98	5.94	1.06	0.97	-0.63
$T_s$	I	0.91(1.01)	24.81( 2.63)	0.85( 1.22)	0.98(0.96)	-0.43( -0.83)
$R_n$	I	0.99(0.99)	0.50( 2.20)	3.47( 4.52)	0.99(0.99)	0.57( 2.29)
$H$	I	0.99(0.90)	19.73( 10.10)	35.91(25.09)	0.74(0.89)	19.28( 0.80)
$LE$	I	1.08(1.09)	8.30( 9.66)	15.71(18.02)	0.84(0.80)	9.63( 11.10)
$G$	I	1.12(1.35)	-13.24(-11.15)	23.47(28.15)	0.75(0.84)	-17.29(-22.90)
$\overline{F}$	I			19.64(18.94)		
$T_j$	NI	1.10	-29.81	1.55	0.97	-1.01
$T_s$	NI	1.12(1.20)	-35.31(-57.06)	2.40( 3.37)	0.98(0.95)	-2.23( -3.03)
$R_n$	NI	0.97(0.97)	7.70( 11.00)	8.96(12.99)	0.99(0.99)	7.93( 11.26)
$H$	NI	0.79(0.78)	-7.89(-12.53)	28.25(35.51)	0.78(0.82)	-14.21( 0.68)
$LE$	NI	0.91(0.85)	4.60( 2.65)	12.29(13.12)	0.80(0.75)	3.13( 0.16)
$G$	NI	0.98(1.49)	5.84( 31.96)	15.93(32.69)	0.72(0.65)	6.37( 15.36)
$\overline{F}$	I			16.36(23.58)		
$T_j$	IA	0.95	12.61	1.37	0.94	-0.57
$T_s$	IA	0.92(0.98)	20.00( 5.06)	0.86( 1.26)	0.97(0.95)	-0.41( -0.76)
$R_n$	IA	0.99(1.01)	0.61( 3.22)	3.19( 5.26)	0.99(0.99)	0.64( 3.12)
$H$	IA	0.99(0.89)	24.93( 12.77)	49.82(28.20)	0.76(0.76)	0.58( 9.47)
$LE$	IA	1.02(1.07)	10.83( 10.14)	20.26(18.21)	0.71(0.79)	11.21( 11.22)
$G$	IA	1.51(1.40)	-6.53(-11.74)	36.03(30.81)	0.70(0.83)	-24.02(-25.15)
$\overline{F}$	IA			27.32(20.62)		

Le bilan radiatif  $R_n$  est bien simulé avec les deux versions d'ISBA, en particulier avec l'option glace. La simulation du flux par conduction  $G$  pose problème. Il faut signaler tout d'abord que la mesure elle - mme est probablement entachée d'erreur. Le flux  $G$  a été mesuré directement (plaque de flux mètre à thermocouple) à quelques cm de profondeur. Les valeurs observées sont bien plus fortes que les estimations basées sur le gradient thermique mesuré entre 2 et 4 cm et en utilisant différentes formulations de la conductivité thermique.

La figure 4.14 présente une comparaison entre les flux  $G$  simulés, observés et reconstitués à partir des profils de température observés (GFE). Le contenu en eau

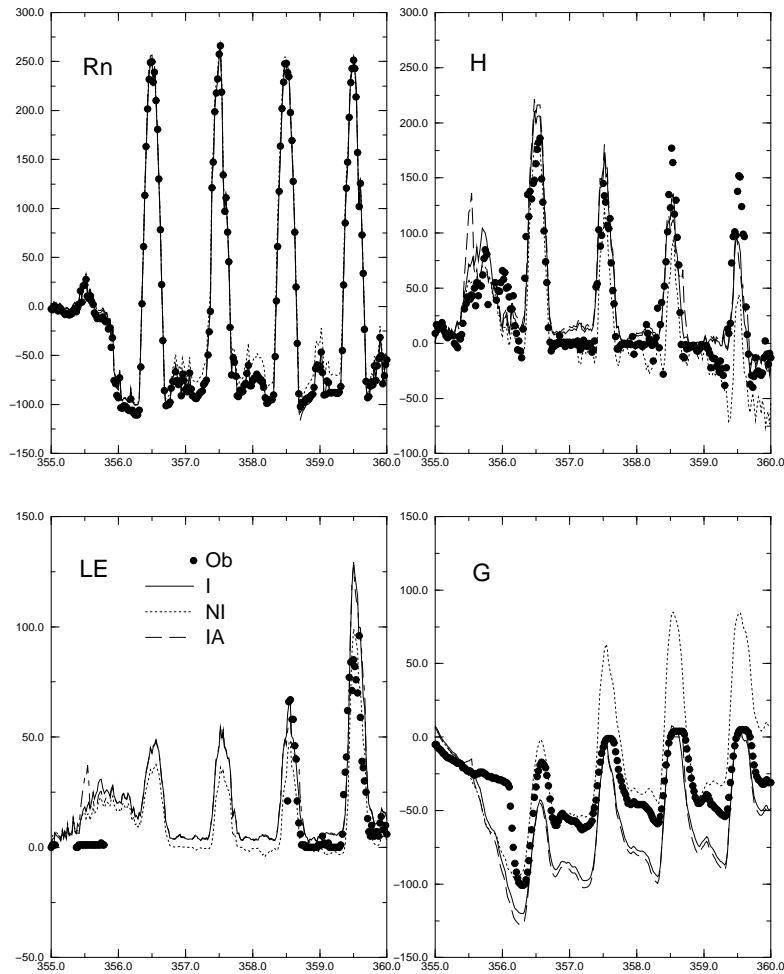


FIG. 4.12. Evolution du bilan radiatif  $R_n$ , et des flux de chaleur sensible  $H$ , latent  $LE$  et par conduction dans le sol  $G$ : Observations (cercle) et simulations avec ISBA-FR pour les tests I, NI et IA sur la période de 1998.

volumique de la glace a été estimé à partir de la relation proposée par Fuchs et al. (1978). Cette relation utilise le contenu en eau liquide et le potentiel hydrique déduit des relations de Brooks and Corey (1966) et des paramètres de Clapp et Hornberger (1978). Ensuite, la conductivité thermique est estimée avec la méthode de Johansen (1975) (voir chapitre 2). L'évolution du flux GFE est beaucoup plus proche du flux simulé que celle du flux observé directement. Ceci souligne soit l'inconsistance entre le flux et les températures observées soit que un défaut dans la simulation de  $G$  (en raison peut être de la paramétrisation de la conductivité en présence de glace).

Pendant le jour,  $G$  est bien simulé par les versions I et IA d'ISBA-FR mais

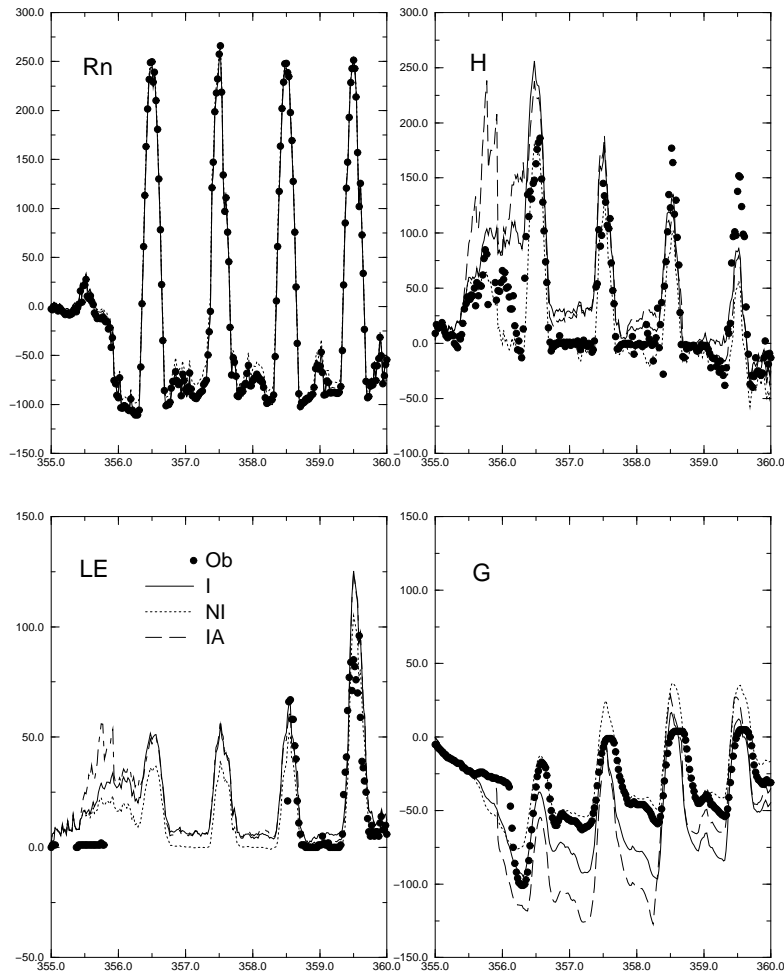


FIG. 4.13. Mme légende que figure 4.12 mais pour ISBA-DF.

par contre est largement surestimé en l'absence de glace. Cela pourrait tre lié au refroidissement excessif du sol pendant la nuit qui tend à renforcer les transferts de chaleur pendant le jour. La surestimation de  $G$  dans NI, s'accompagne d'une sous-estimation des flux  $H$  et  $LE$  du jour 356 au jour 359.

. Pendant la nuit, un comportement inverse est observé: bonne simulation de  $G$  en l'absence de glace et sous-estimation avec la glace (I et NI). Ainsi, les versions avec glace semblent transférer trop de chaleur vers la surface pendant la nuit. Ceci pourrait tre lié à la paramétrisation de la conductivité thermique de la glace ou de sa combinaison avec celle du sol qui augmenterait trop la conductivité thermique globale du sol. Diverses méthodes ont été tentées sans modification notable des résultats. Pour terminer, observons que les erreurs pendant la nuit avec glace sont

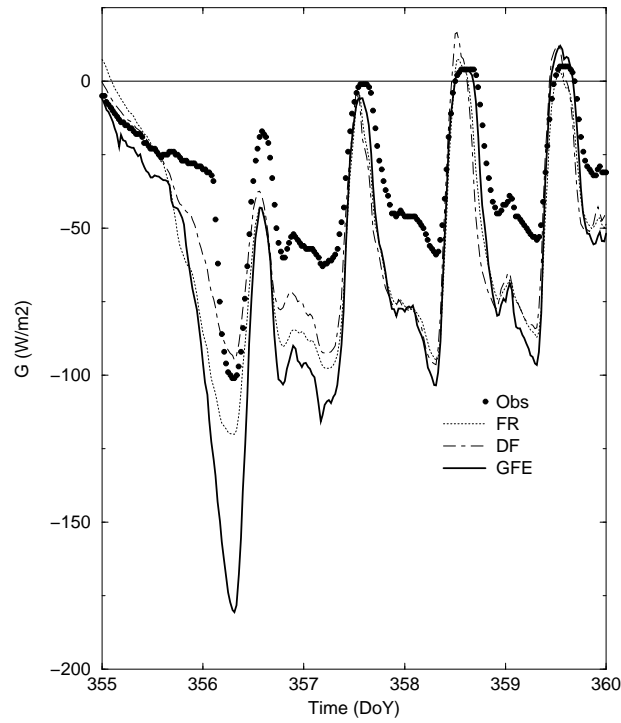


FIG. 4.14. Une comparaison entre les flux  $G$  simulé par ISBA-DF (ligne pointillée-tirétée), simulé par ISBA-FR (ligne pointillée), observé (cercle plein) et reconstitué à partir des profils de température observé (GFE) (ligne épaisse)

inférieures aux erreurs pendant le jour sans glace, ce qui se traduit par une valeur globale de l'écart type d'erreur meilleure pour le cas I. Le flux  $G$  est mieux simulé avec ISBA-DF, notamment avec des erreurs plus faibles la nuit. La simulation des flux  $H$  et  $LE$  du jour 355-356 met en lumière l'impact de l'option IA. Tant que toute l'eau disponible dans le réservoir de surface (0.01 m) n'est pas gelée, la température de surface reste au voisinage de 273.16 K entrainant une large surestimation des flux  $H$  et  $LE$ . Cette surestimation est réduite avec l'option I. En revanche, en l'absence de glace, le flux  $H$  est sous-estimé le jour 355 et correctement simulé le jour 356. Cependant, il faut noter que la température de surface est mieux simulée dans les deux cas I et IA. Ainsi, il apparat une certaine inconsistance entre modèles et données car il semble impossible de simuler correctement la température de surface et le flux  $H$ . Rappelons que la température de surface observée par télédétection ne correspond pas nécessairement à la température de surface aérodynamique utilisée dans l'expression du flux  $H$ . Enfin, en conclusion on peut noter que la pente de la relation linéaire entre les flux  $H$  observés et simulés est de 0.99 dans le cas I et

simplement de 0.79 dans le cas NI. Toutes les versions d'ISBA surestiment le flux  $LE$  le jour 355 et on peut penser que l'observation ce jour là est incorrecte car le sol est à la capacité au champ.

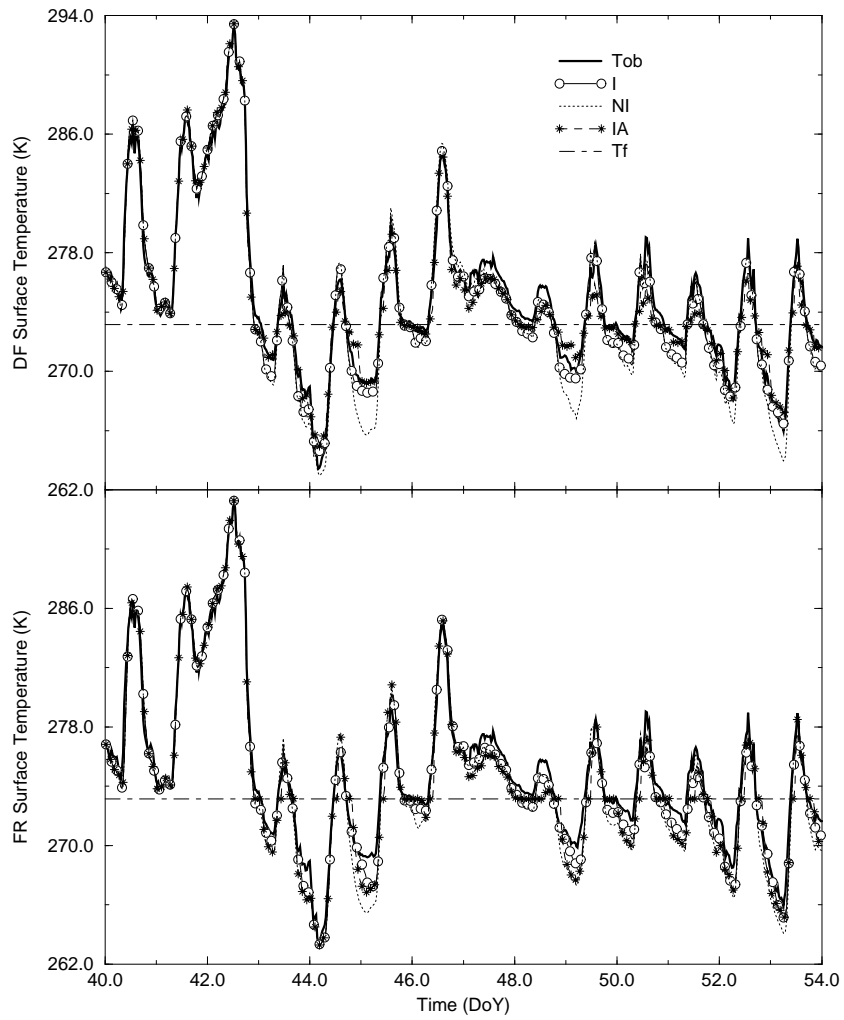


FIG. 4.15. Mme légende que figure 4.9 mais pour la période de 1999.



### 3) RÉSULTATS DES SIMULATIONS POUR LA PÉRIODE DE 1999

La variation des températures de surface observées et simulées pour les jours 40 à 54 est présentée à la figure 4.15. La période allant des jours 40 à 44 est très bien simulée par toutes les versions. ISBA-FR a tendance à refroidir trop la surface les jours 45 à 49 alors que ce défaut n'apparait que dans la version sans glace (NI) d'ISBA-DF. Ceci est probablement lié à la différence de résolution entre les schémas. Le profil du flux dans le sol est beaucoup mieux traité dans ISBA-DF ce qui est un atout en période de gel modéré. Les statistiques (table 4.4 et figure 4.16) montrent que les meilleurs résultats sont obtenus avec les versions glace I, comme pour le cas de 1998.

Les flux observés et simulés par les deux schémas avec l'option glace sont présentés à la figure 4.17. Comme pour 1998, le flux  $G$  nocturne est sous-estimé par les deux modèles (en particulier par ISBA-FR) qui simulent un flux de chaleur dirigé vers la surface pouvant atteindre  $100 \text{ W m}^{-2}$ . Le flux  $G$  est négligeable dans les observations dès que le gel se produit ce qui est peu probable (voir discussion précédente sur  $G$ ). La table 4 montre que les flux sont mieux simulés avec l'option glace I dans les deux versions d'ISBA. Pour ce cas, l'apport du traitement de la glace est plus faible comme le montrent les différences modérées entre les statistiques I et NI. Par contre, cette période illustre bien le problème posé par la version IA, d'utilisation de toute l'énergie disponible pour le gel du sol. On note que les statistiques sont médiocres avec l'option IA ( par exemple pente de 0.69 et corrélation de 0.46 pour le flux  $H$ ). Ceci s'explique en examinant les simulations de  $H$  et  $LE$  pour la période 50 - 54 (fig. 4.18) caractérisée par une suite d'épisodes de gel et fonte du sol. L'option IA maintient la température de surface au voisinage de 273.16 K aussi bien le jour que la nuit. Il en résulte une sous- estimation de  $T_s$  et des flux le jour. L'inverse se produit la nuit. Ceci est important pour une application à méso-échelle lors de périodes de refroidissement modéré. Dans ce cas l'option IA peut conduire à des simulations erronées des flux de surface, en particulier la nuit.

TABLE 4.4. Mme légende que la table 3 mais pour la période de 1999.

		pen	int.	RMS	R <sup>2</sup>	biais moyen
$T_j$	I	0.95	13.63	0.98	0.93	-0.23
$T_s$	I	1.05(1.06)	14.19(-17.06)	0.84( 0.94)	0.98(0.99)	-0.43( -0.55)
$R_n$	I	0.99(0.99)	2.26( 2.62)	3.92( 4.37)	0.99(0.99)	1.92( 2.53)
$H$	I	0.99(0.87)	-5.00( -5.74)	30.11(27.81)	0.88(0.79)	-5.32( -8.75)
$LE$	I	0.99(0.97)	2.24( 2.21)	20.26(22.43)	0.79(0.75)	1.91( 1.36)
$G$	I	0.91(1.39)	-3.29( -0.94)	16.56(24.80)	0.84(0.74)	-2.82( -2.93)
$\overline{F}$	I			17.71(19.85)		
$T_j$	NI	1.08	-23.02	1.33	0.91	-0.41
$T_s$	NI	1.13(1.12)	-36.75(-33.75)	1.29( 1.37)	0.98(0.98)	-0.70( -0.83)
$R_n$	NI	0.98(0.99)	3.69( 4.24)	5.82( 6.22)	0.99(0.99)	3.09( 3.70)
$H$	NI	1.01(1.02)	-10.46(-12.88)	27.73(30.80)	0.83(0.81)	-10.28(-12.43)
$LE$	NI	1.02(1.00)	0.88( -0.56)	22.13(22.65)	0.77(0.76)	.134( -0.49)
$G$	NI	0.93(1.38)	-2.11( 3.87)	18.19(30.05)	0.81(0.65)	0.65( 1.82)
$\overline{F}$	I			18.47(22.43)		
$T_j$	I	0.88	32.38	1.41	0.85	-0.32
$T_s$	IA	0.98(1.07)	6.50(-20.00)	0.97( 1.28)	0.97(0.97)	-0.30( -0.68)
$R_n$	IA	1.01(1.01)	1.06( 1.06)	4.56( 4.56)	0.99(0.99)	1.44( 1.44)
$H$	IA	0.69(0.69)	3.26( 3.26)	45.62(45.62)	0.46(0.46)	-3.08( -3.81)
$LE$	IA	0.84(0.84)	5.22( 5.22)	23.96(23.96)	0.68(0.68)	0.24( 0.24)
$G$	IA	0.88(0.88)	-3.21( -3.21)	15.05(15.05)	0.73(0.85)	0.73( 0.73)
$\overline{F}$	IA			22.24(24.74)		

*b. Etude de sensibilité*

Deux nouveaux paramètres sont maintenant considérés dans ISBA-FR: la profondeur du réservoir de surface ( $d_1$ ) et le temps caractéristique ( $\tau_i$ ), jouant tous deux sur le taux de gel et fonte. Les contenus en glace totaux simulés avec ISBA-DF et ISBA-FR pour les deux périodes sont présentés à la figure 4.19. On rappelle que le contenu en glace n'a pas été mesuré. Dans les deux cas, la quantité de glace de ISBA-DF est bien supérieure à celle de ISBA-FR en prenant  $d_1 = 0.05$  m. La simulation ISBA-FR avec  $d_1 = 0.01$  m conduit à de meilleurs résultats par rapport à la référence. Les taux de gel et fonte peuvent tre aussi assez différents en raison de la résolution dans le sol. Par exemple, bien que le maximum de glace le jour 45 avec  $d_1 = 0.05$  m, les quantités de glace quelques jours après une période de

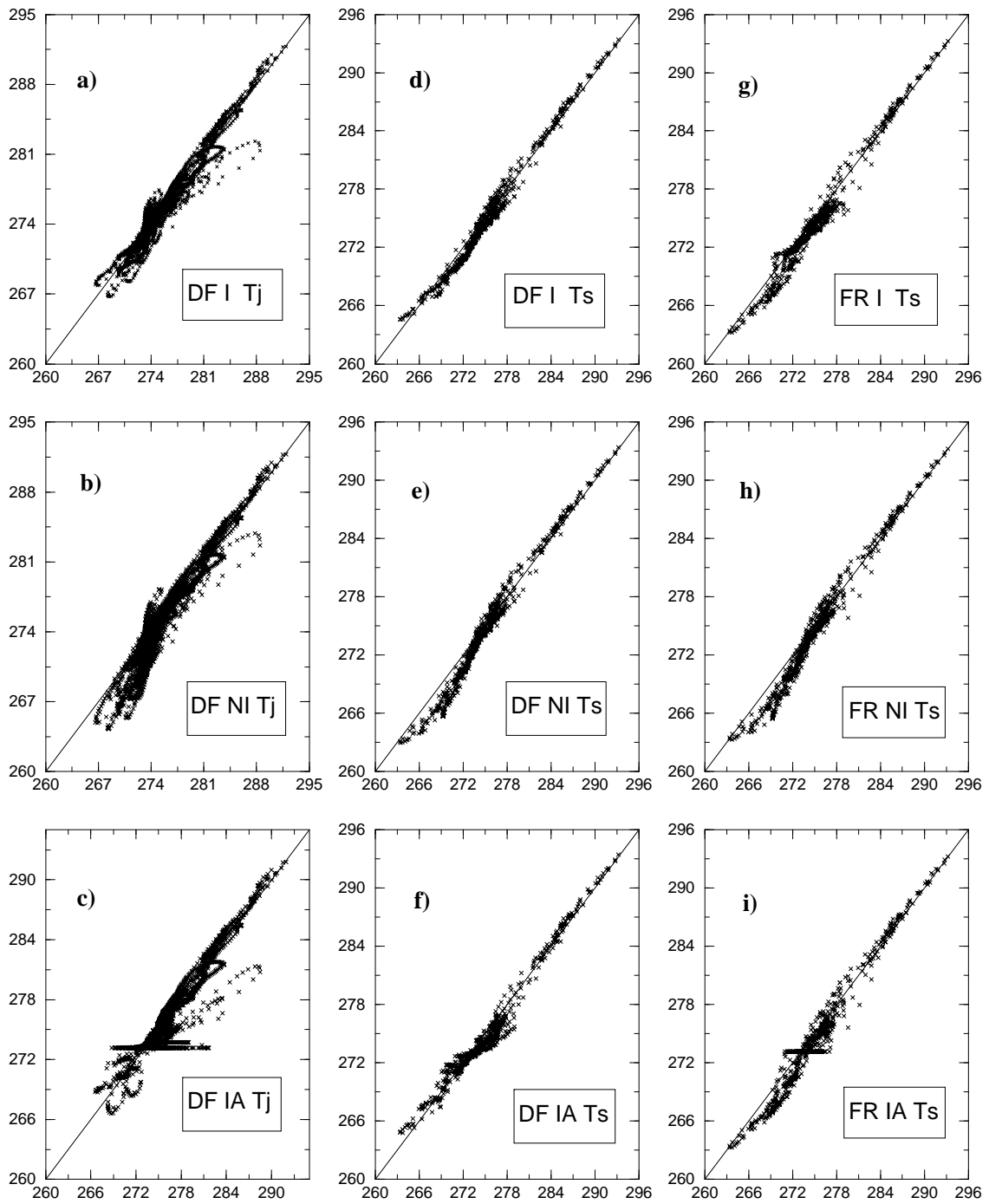


FIG. 4.16. Mme légende que la figure 4.11 mais pour la période de 1999.

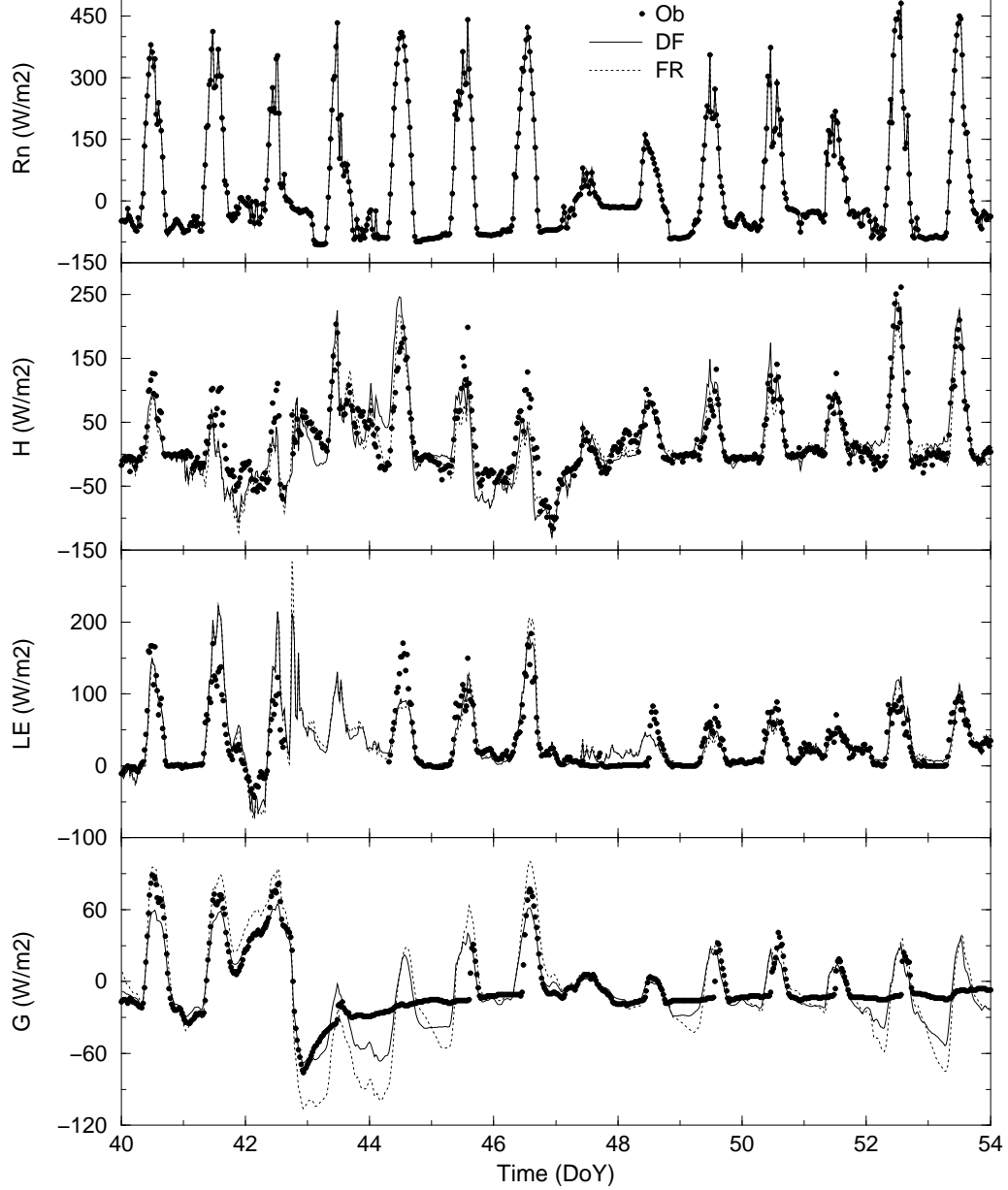


FIG. 4.17. Variations des flux  $R_n$ ,  $H$ ,  $LE$  et  $G$  simulés par ISBA-DF et ISBA-FR et observés (cercles) en 1999.

réchauffement sont comparables avec les trois versions (jour 48). A ce moment là, le minimum est consistant avec le maximum observé en eau liquide. La figure 4.20 permet d'examiner l'impact des valeurs de  $d_1$  et  $\tau_i$  sur la simulation de  $T_s$  et des flux pour la période de 1999. L'erreur minimum sur la somme des flux  $F$  est obtenue pour une valeur de  $d_1$  voisine de 0.01 m qui est la valeur par défaut choisie pour cette étude. On peut noter que l'optimum pour la simulation de  $T_s$  est plutôt de

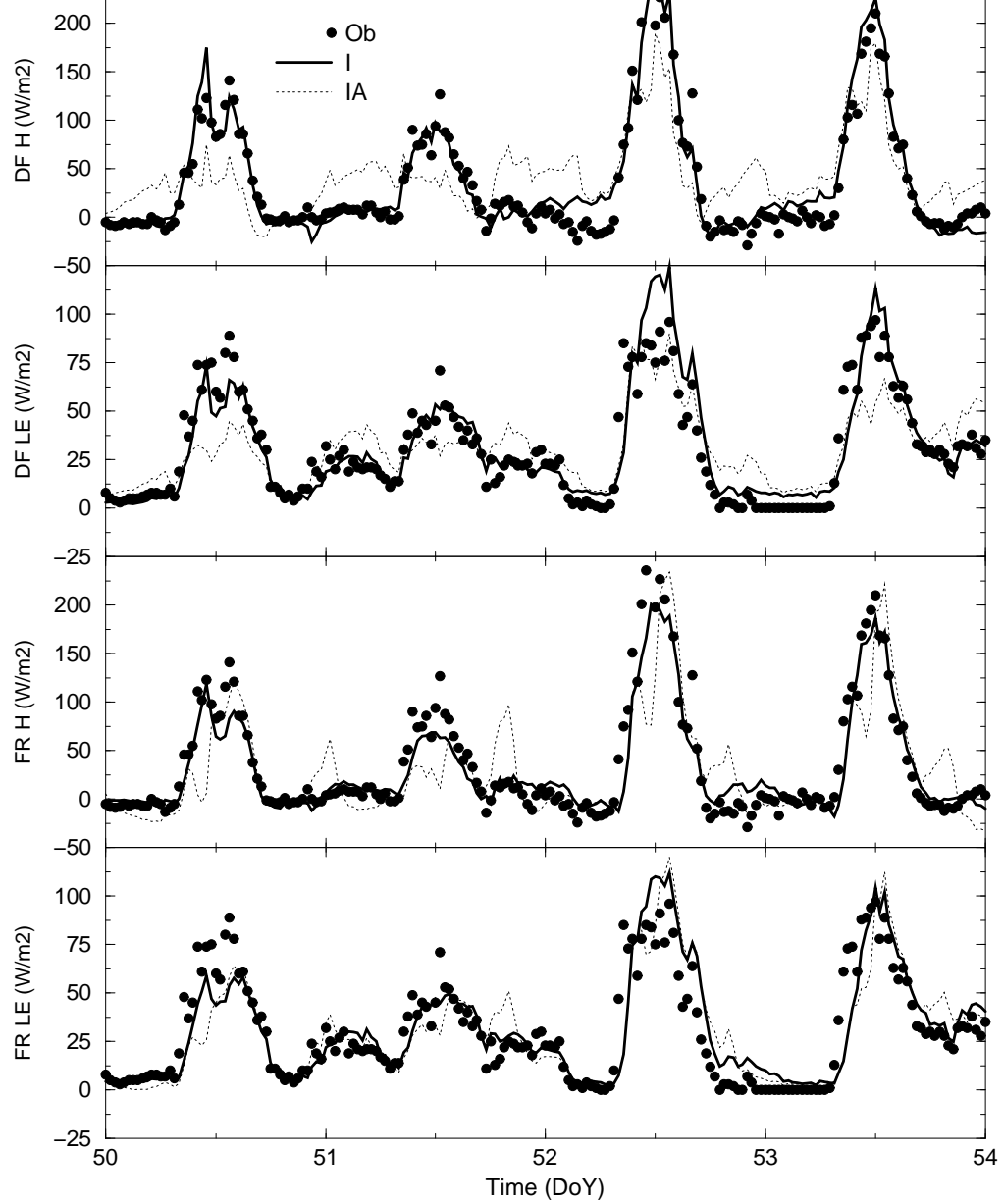


FIG. 4.18. Comparaison des flux turbulents  $H$  et  $LE$  observés et simulés avec ISBA-DF (figures du haut) et ISBA-FR (figures du bas) avec les options glace (I) et glace en utilisant toute l'énergie disponible en surface pour le gel (IA).

0.04 m. L'impact de la variation de  $\tau_i$  a ensuite été exploré avec ISBA-DF et ISBA-FR en prenant  $d_1 = 0.01$  m. Les erreurs sont maximales pour les faibles valeurs de  $\tau_i$  à cause du gel trop rapide. La valeur optimum se situe entre 3300 - 6600 s et la valeur de 3600 s est recommandée pour une utilisation à méso-échelle. Ces résultats montrent clairement que quelque soient les valeurs de  $d_1$  et  $\tau_i$ , les erreurs sont toujours inférieures à celles sans prise en compte de la glace. Enfin on peut

noter que la version ISBA-DF est moins sensible au choix de  $\tau_i$  au delà de 2000 s, en particulier pour la simulation des flux.

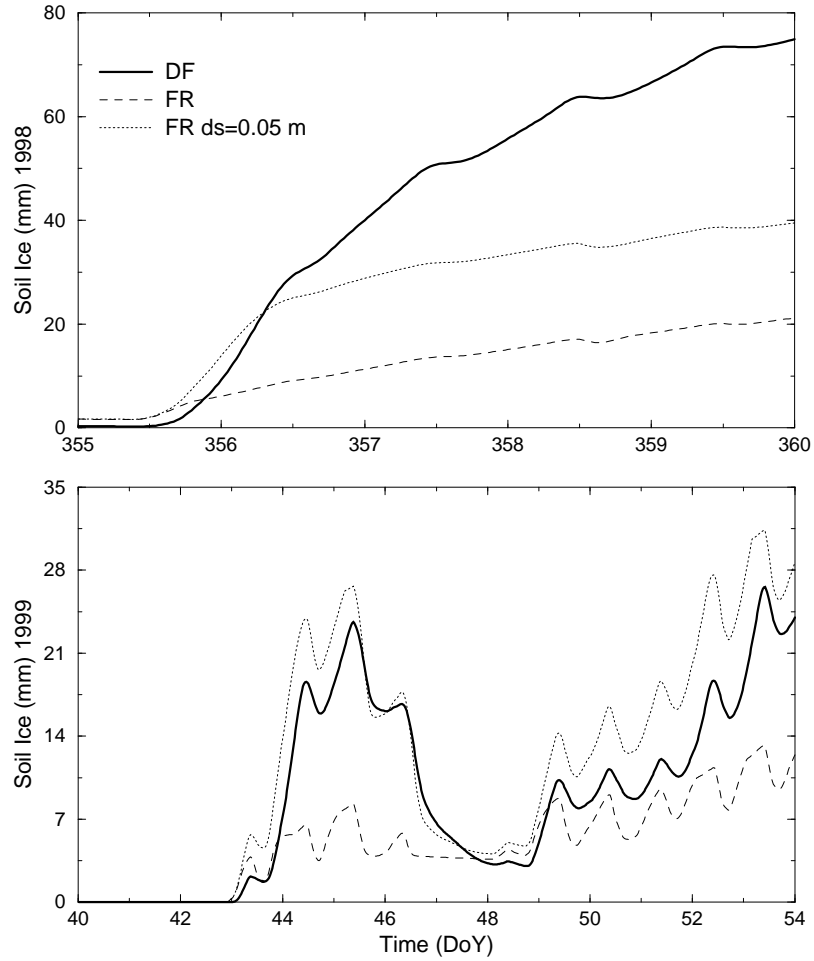


FIG. 4.19. Simulation du contenu total en glace du sol pour les deux périodes avec ISBA-DF et ISBA-FR avec un réservoir de surface de glace  $d_1$  égal à 0.01 m (pointillés) ou 0.05 m (tiretés).

Les sols à texture grossière gèlent plus facilement que les sols plus fins (Johnsson et Lundin 1991). Ainsi, on pourrait imaginer une dépendance de  $\tau_i$  à la texture du sol, comme cela est fait pour les autres coefficients du schéma en exploitant la relation entre eau liquide et profil thermique. Mais cela obligerait à examiner un jeu de données plus complet.

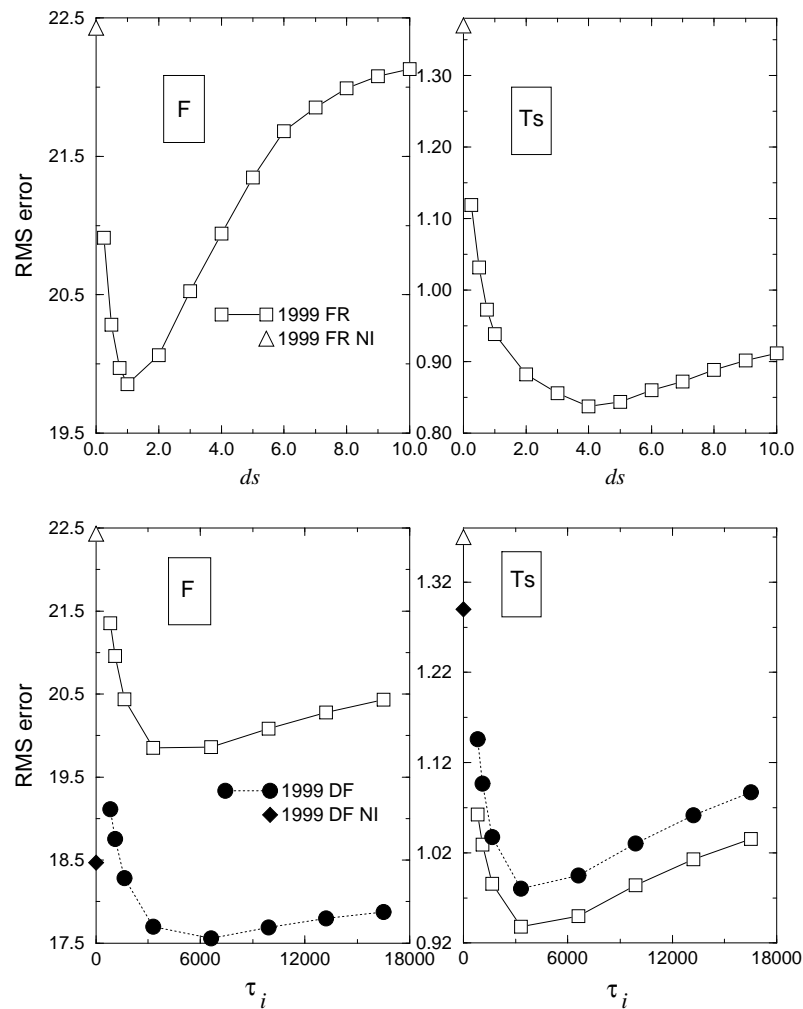


FIG. 4.20. Sensibilité de l'erreur rms de simulation de  $T_s$  et des flux  $F$  aux valeurs de  $d_1$  et de  $\tau_i$  avec les versions FR et DF. Les erreurs en l'absence de prise en compte de la glace sont reportées sur l'ordonnée.

## 7. Résumé et conclusions

Cette étude a montré que l'inclusion du gel du sol dans un schéma de surface simplifié avait un impact sensible sur la simulation de la température de surface et des flux sur des échelles de temps intéressant la prévision météorologique. En considérant l'analogie entre gel/fonte et assèchement/humidification, la version standard d'ISBA semble apte à simuler les mécanismes de base des sols gelés. Les changements de phase s'accompagnent d'un réchauffement ou d'un refroidissement du sol en période de gel et de fonte qui ont un fort impact sur la simulation des flux de surface. Pour les deux périodes expérimentales, la simulation de la température de surface a été fortement améliorée avec les deux versions du schéma munie d'une

représentation du gel. Il en est de même pour les flux de surface, en particulier avec la version simplifiée ISBA-FR. Aux échelles de temps considérées (résolution du cycle diurne), les méthodes de production de la glace doivent être examinées avec attention. Cette étude montre que la méthode basée sur l'utilisation complète de l'énergie disponible en surface pour le gel (méthode fréquemment utilisée) conduit à de médiocres simulations des flux. En période de refroidissement modéré, la température de surface est maintenue au voisinage de 273.16 K entraînant une mauvaise simulation des flux comme cela a été mis en évidence sur la période de 1999. Lorsque le refroidissement est prononcé (cas de la période de 1998), la méthode entraîne des variations brusques et irréalistes du profil thermique dans le sol.

L'inclusion du gel dans la version ISBA-FR est réalisée relativement simplement afin de pouvoir être utilisée dans les divers modèles météorologiques utilisant déjà la version standard du schéma. Deux nouvelles variables sont introduites pour la glace en surface et en profondeur, niveaux pour lesquels la température et le contenu en eau liquide sont calculés. La plupart des coefficients thermo-hydrauliques d'ISBA ont dû être modifiés pour tenir compte des propriétés thermiques de la glace et surtout de la diminution de la porosité du sol (les particules de glace occupant progressivement les pores du sol) au fur et à mesure de la formation de la glace. Ainsi, l'assèchement relatif du sol lorsqu'il gèle entraîne une diminution de l'inertie thermique, de la diffusion de l'eau liquide et de l'eau disponible pour la transpiration (ce dernier mécanisme est important aux latitudes élevées comme cela a été montré avec les données de l'expérience Boréas par Betts et al. 1998). Naturellement, de nombreuses simplifications ont été faites. L'effet complexe de la déformation du sol sous l'effet de la glace n'est pas pris en compte, ce qui est difficile dans le cadre de la méthode de rappel. Cet effet peut être important avec la formation de macropores pouvant temporairement accroître l'infiltration de l'eau. Également, la présence d'eau liquide pour des températures inférieures à 273.16 K est très simplement traitée à travers le paramètre  $\tau_i$ . Le jeu de données a permis d'étalonner le paramètre  $\tau_i$ . La valeur de 3600 s est recommandée. Une dépendance à la texture du sol pourrait être introduite pour ce paramètre.

Peu de jeux de données semblent disponibles pour examiner ces processus pour d'autres conditions (différents types de sol et de végétation, conditions climatiques,...). Une grosse difficulté est la mesure simultanée de la glace et de l'eau



liquide dans les premiers horizons du sol. En l'absence de telles observations, il est difficile d'apprécier la qualité des simulations de glace présentées dans ce travail. La seule possibilité est l'évaluation relative des deux schémas, en considérant le modèle multi-couches comme notre référence. De ce point de vue, la version simplifiée reproduit de façon acceptable les résultats de la version plus détaillée (vis à vis des flux et de la température de surface).

Un dernier point à examiner plus profondément est l'influence du gel sur le ruissellement et le drainage ainsi que l'interaction avec un manteau neigeux en surface. Certaines caractéristiques des sols gelés ne pourront jamais être prises en compte dans ISBA-FR, telles que la présence de couches gelées à certains niveaux du sol qui ont un fort impact sur l'infiltration et le ruissellement. Dans ce cas, une approche multi-couches est évidemment supérieure permettant par exemple d'avoir des couches de surface dégelées comme cela est fréquent aux latitudes élevées.

# CHAPITRE 5

## ISBA-ES

### 1. Résumé

Ce chapitre discute un ensemble de simulations pour une région alpine en comparant trois schémas de couverture neigeuse de complexité variable, couplés au même schéma de surface et à un modèle hydrologique distribué. Le schéma de base "Force-Restore" est le moins complexe des trois modèles car la couverture neigeuse est caractérisée par une seule couche sol/neige composite. Le schéma le plus complexe est un modèle multi-couches détaillé de processus internes du manteau neigeux, qui est utilisé pour les prévisions opérationnelles du risque d'avalanche. Le schéma de complexité intermédiaire est représentatif d'une classe de modèles de couverture neigeuse qui utilisent plusieurs couches et ont des paramétrisations physiques simplifiées, basées sur les modèles de processus internes très détaillés, tout en ayant des temps de calcul analogues au schéma de classe plus simple.

Le nouveau schéma (intermédiaire) a été introduit dans le système couplé ISBA-MODCOU pour mieux comprendre l'importance des divers processus neigeux pour des applications atmosphériques et hydrologiques à macro-échelle.

Les résultats des simulations sont présentés pour les trois schémas sur plusieurs cycles annuels pour deux sites micro-météorologiques situés dans les Alpes françaises, puis pour les schémas couplés au modèle hydrologique à macro-échelle dans le bassin du Rhône sur une simulation de 14 ans. La rétention d'eau liquide par la couverture neigeuse est la première cause des différences entre le modèle de base et intermédiaire à haute altitude, et est d'importance primordiale pour l'estimation du débit. À plus basse altitude, les interactions entre le pourcentage de couverture neigeuse, l'albédo et le traitement explicite du flux de chaleur à l'interface sol/neige dans les schémas intermédiaire et complexe sont aussi des causes importantes de différence entre les modèles.

## 2. Introduction

La couverture neigeuse a un effet marqué sur les caractéristiques de surface, en premier lieu par la modification de l'albédo de surface, de la rugosité et des propriétés isolantes de la neige. L'extension de la couverture neigeuse varie fortement, à la fois temporellement et spatialement, et elle module les flux radiatifs, de chaleur, de quantité de mouvement et d'humidité entre la surface et l'atmosphère. Elle modifie aussi significativement le cycle hydrologique, car une grande partie des précipitations n'atteint le sol que bien après leur chute à cause du stockage par le manteau neigeux.

Le but des schémas de surface est de modéliser les processus physiques à l'interface entre la végétation, la neige et l'atmosphère. De manière générale, les schémas de neige des SVAT utilisés par la communauté des atmosphériciens peuvent être classés en 3 catégories de complexité croissante. Dans la première, on trouve les schémas relativement simples dans lesquels la neige est modélisée par une, ou des couches sol/neige composites et qui correspondent aux schémas de type "force-restore" décrits par Pitman et al. (1991), Douville et al. (1995a) et Yang et al. (1997). On y trouve aussi les schémas utilisant une seule couche de neige distincte du sol afin de différencier les propriétés thermiques et les flux à la surface de la neige de ceux caractérisant le sol lui-même (Verseghy 1991; Slater et al. 1998; Sud et Mocko 1999). La deuxième classe comprend les schémas les plus complexes détaillant les processus internes du manteau neigeux tels que ceux de Anderson (1976), Brun et al. (1989), Jordan (1991), Bader (1992), et Lehnings et al. (1998), qui utilisent plusieurs couches avec une résolution verticale fine et qui contiennent des paramétrisations physiques détaillées. La dernière classe est constituée par les modèles de complexité intermédiaire s'inspirant des schémas représentant les processus internes au manteau neigeux. Ils utilisent un nombre de couches minimum, mais considéré comme suffisant pour simuler les forts gradients thermiques et les variations verticales de la densité au sein du manteau neigeux. Ils utilisent des versions simplifiées des paramétrisations physiques existant dans les modèles plus complexes (Loth et al. 1993; Lynch-Stieglitz 1994; Sun et al. 1999).

De nombreuses intercomparaisons de modèles de neige ont été menées récemment afin de répondre aux questions auxquelles se heurtent actuellement les modèles de neige utilisés par la communauté des atmosphériciens. Schlosser et al. (1999)

ont comparé les simulations ponctuelles d'un manteau neigeux par 21 schémas de surface qui représentent toute la gamme de complexité des modèles de neige actuels. Ces simulations de 18 ans concernent une région continentale froide de Russie et ont pour cadre le Projet d'Intercomparaison des Schémas de Paramétrisations de Surface (PILPS: Henderson-Sellers et al. 1993; Henderson-Sellers et al. 1995). Les auteurs mettent en évidence une grande variabilité des simulations du manteau neigeux, en particulier pour l'ablation qui est un processus critique à la fois pour la prévision atmosphérique et le cycle hydrologique. Essery et al. (1999) ont comparé les simulations de l'enneigement utilisant des données météorologiques observées sur un site alpin à l'aide de deux schémas de neige utilisés dans des Modèles de Circulation Générale (MCG), d'un modèle de prévision hydrologique et d'un modèle de prévision opérationnelle du risque d'avalanche. Ils soulignent que les modèles simulent des durées d'enneigement voisines, mais que les hauteurs de neige et la distribution temporelle de l'écoulement à la base du manteau neigeux diffèrent significativement. Jin et al. (1999) ont examiné l'ablation simulée par trois modèles de neige de complexité variable dans le cadre d'applications climatiques. A l'échelle annuelle, il existe un bon accord entre les modèles pour les flux à la surface de la neige, la température et l'équivalent en eau du manteau neigeux, mais des défauts apparaissent dans la simulation du cycle journalier par le schéma force-restore, essentiellement à cause de l'absence de rétention d'eau liquide par la neige. Aux échelles de temps considérées, les caractéristiques de la couverture neigeuse simulée par le modèle de complexité intermédiaire sont généralement très proches de celles calculées par le modèle sophistiqué prenant en compte les processus internes au manteau neigeux.

Des efforts ont été accomplis afin de coupler un schéma de surface avec un modèle hydrologique distribué afin d'étudier le cycle de l'eau continental à l'échelle régionale (Abdulla et al. 1996; Schaake et al. 1996; Lohman et al. 1996). Récemment, Habets et al. (1999a) ont couplé le schéma de surface ISBA avec MODCOU, le modèle hydrologique à macro-échelle de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris (ENSMP) (Girard 1974; Ledoux et al. 1989). Le modèle couplé ISBA-MODCOU a été utilisé pour la simulation de deux années de la zone HAPEX-MOBILHY, située dans le sud-ouest de la France (Habets et al. 1999b), et d'une année du bassin du Rhône (Habets et al. 2000). L'une des composantes majeures du

cycle hydrologique dans, ou à proximité des zones montagneuses s'avère être l'eau issue de la fonte nivale au printemps (Aguado 1985; Kondo et Yamazaki 1990). Etchevers (1999) a étendu la simulation du Rhône à 14 années afin d'étudier plus en détail cet aspect du cycle hydrologique.

Dans la présente étude, les résultats de la simulation du bassin du Rhône sont examinés en utilisant trois schémas de neige d'une complexité variable, qui sont couplés au même système schéma de surface+MODCOU (modèle hydrologique de macro-échelle). L'apport de cette expérience par rapport aux intercomparaisons de modèles de neige mentionnées auparavant est que les 3 modèles de neige utilisent les mêmes paramétrisations de la végétation, du sol et des processus hydrologiques, et qu'ils sont couplés à un (même) modèle hydrologique de macro-échelle. Ce dernier permet de juger de la capacité des schémas de neige à reproduire les crues de printemps dues à la fonte des neiges; il fournit ainsi une validation à l'échelle de grands bassins versants de montagne, qui complète les validations ponctuelles.

Le schéma de neige le plus simple, noté ISBA-FR, est basé sur la méthode "Force-Restore" utilisée dans la version initiale d'ISBA (Douville et al. 1995a). Le schéma le plus complexe est le modèle de neige CROCUS (Brun et al. 1989; Brun et al. 1992), utilisé opérationnellement pour la prévision du risque d'avalanches. Le modèle couplé ISBA-CROCUS (Etchevers 1999) a été initialement développé pour des applications hydrologiques détaillées dans lesquelles la neige joue un rôle déterminant dans le cycle hydrologique. Etchevers a montré l'apport d'un modèle de neige détaillé pour la simulation par ISBA-MODCOU des bassins versants de montagnes situés dans le bassin du Rhône. Le seul inconvénient de cette approche est le temps de calcul nécessaire à CROCUS, significativement plus important que celui utilisé par ISBA-FR. Un schéma de neige de complexité intermédiaire (ISBA-ES, pour Explicit Snow), basé sur des schémas semblables créés pour les simulations climatiques, a été développé afin de mieux comprendre les différences entre les modèles de neige et d'identifier les processus dominants à prendre en compte dans les applications atmosphériques et hydrologiques à un coût numérique raisonnable.

Dans la première partie, le schéma ISBA-ES est présenté et validé en mode forcé en utilisant les données météorologiques et nivologiques de deux sites alpins français situés dans le bassin rhodanien. Les résultats de la simulation sont comparés avec ceux d'ISBA-FR et de CROCUS. Quelques études de sensibilité sont faites afin

d'expliquer les différences entre les modèles. Dans la seconde partie, les débits des rivières simulés par les trois modèles de neige couplés au système ISBA-MODCOU sont examinés pendant 14 ans pour plusieurs bassins versants montagneux du bassin du Rhône, pour lesquels la neige représente une part importante des précipitations annuelles.

### **3. Le modèle hydrologique distribué ISBA-MODCOU**

Le modèle ISBA est basé sur l'approche "Force-Restore" introduite par Dear-dorff (1977; 1978). La version du modèle la plus simple est détaillée par Noilhan et Planton (1989) et par Noilhan et Mahfouf (1996). En résumé, une température de surface sol/végétation est calculée comme résultante du bilan énergétique de surface, tandis qu'une température de rappel est utilisée pour représenter la température moyenne quotidienne. Plusieurs réservoirs sont utilisés pour les précipitations liquides interceptées par la canopée, l'humidité de surface du sol et le contenu en eau total de la colonne de sol. Deux options récentes d'ISBA non-décrites dans les références ci-dessus sont utilisées dans cette étude. La couche de sol est divisée en deux sous-couches contenant chacune un réservoir, l'un pour la zone racinaire et l'autre pour la couche située en dessous des racines (Boone et al. 1999) (équations 3.1 - 3.2). Une paramétrisation du ruissellement sous-maille introduite par Habets et al. (1999a) est utilisée pour répartir les précipitations liquides, l'eau ruisselée par la canopée et l'écoulement à la base du manteau neigeux entre ruissellement et infiltration. ISBA est activé en mode forcé, en utilisant un forçage atmosphérique prescrit. Le modèle calcule les flux de surface radiatifs, de chaleur, et d'humidité à l'interface sol/atmosphère, le ruissellement de surface, le drainage du sol profond et l'évolution temporelle de l'eau retenue par la canopée, de l'humidité du sol et du manteau neigeux.

Le modèle MODCOU simule l'évolution spatiale et temporelle de la nappe souterraine en utilisant l'équation de diffusivité (Ledoux et al. 1989) et le débit des rivières à l'aide d'un réseau hydrographique défini à partir de la topographie. Le schéma de surface ISBA est utilisé à la place des fonctions de production (Habets 1999a), qui calculent l'évaporation, l'infiltration et le ruissellement de surface quotidiens à partir des précipitations et de l'évapotranspiration potentielle. Le drainage calculé par ISBA est cumulé quotidiennement et utilisé pour déterminer l'évolution

de la nappe, tandis que le ruissellement de surface est acheminé vers les rivières correspondantes. MODCOU résout les interactions entre les aquifères et les rivières, puis calcule le débit à l'exutoire. Une revue des études qui ont validé MODCOU est proposée par Habets et al. (1999a).

#### 4. Les modèles de neige

Le schéma de neige ISBA-FR (Force-Restore) a été validé à l'échelle locale (en un point) pour des sites situés en Russie, dans les Alpes françaises et au Japon (Douville et al. 1995a). CROCUS a lui aussi été validé à de nombreuses reprises à l'échelle locale dans les Alpes françaises (Brun et al. 1989; Brun et al. 1992; Martin et Lejeune 1998). Les deux modèles ISBA-FR et CROCUS ont participé à l'intercomparaison PILPS 2d à Valdaï, en Russie (Schlosser et al. 1999). ISBA-FR a été validé à l'échelle globale, couplé avec un modèle atmosphérique de climat (Douville et al. 1995b). Ce schéma a aussi été utilisé dans des études de sensibilité du climat global afin d'évaluer l'impact d'une anomalie de la couverture neigeuse sur la région eurasienne (Douville et Royer 1996a) et d'une déforestation boréale (Douville et Royer 1996b). CROCUS a lui aussi été couplé à un modèle de climat global (Brun et al. 1997). A l'aide des données ISLSCP (Meeson et al. 1995; Sellers et al. 1995) élaborées pour le projet Global Soil Wetness Project (GSWP) (Dirmeyer 1997), les deux modèles ont été validés en mode forcé à l'échelle globale (Etchevers et al. 1999). Enfin, ISBA-FR et CROCUS couplés à MODCOU ont aussi été validés sur le bassin du Rhône (Etchevers 1999; Habets et al. 2000).

Une description concise du schéma de neige "Force-Restore" d'ISBA standard (ISBA-FR) et de CROCUS est proposée dans cette section, ces deux modèles étant décrits en détail respectivement par Douville et al. (1995a), et Etchevers (1999). Le nouveau schéma ISBA-ES (Explicit Snow) est par contre décrit complètement dans les pages suivantes.

##### *a. Le schéma de neige ISBA "Force-Restore"*

L'équivalent en eau du manteau neigeux (Snow Water Equivalent, SWE) est modélisé à l'aide d'une seule couche. Il s'accroît sous l'effet des chutes de neige et, dans une moindre mesure, de la condensation. Les pertes du manteau neigeux sont dues à la fonte et à la sublimation. La capacité de rétention de l'eau liquide par

la neige est négligée, aussi la pluie et l'eau de fonte s'écoulent immédiatement à la surface du sol, où elles sont réparties entre infiltration et ruissellement de surface. La densité moyenne de la neige ( $\rho_s$ ) est une deuxième variable pronostique utilisée pour décrire l'état du manteau neigeux. Elle augmente exponentiellement jusqu'à la valeur seuil de  $300 \text{ kg m}^{-3}$ , en utilisant la constante de temps proposée par Verseghy (1991). La densité des chutes de neige est minimale ( $100 \text{ kg m}^{-3}$ ) et elle est moyennée avec celle du manteau neigeux par pondération en fonction de l'épaisseur. La troisième et dernière variable pronostique du schéma est l'albédo de surface de la neige (Douville et al. 1995a: equations 2.19-2.25). Il augmente lors des chutes de neige et décroît sous l'effet conjugué du vieillissement de la neige, qui résulte de l'évolution de la taille des grains et du dépôt de suie et de poussières (Baker et al. 1990), et du métamorphisme de la neige humide (d'après Verseghy 1991). Les taux de décroissance utilisent des constantes de temps décrites dans l'annexe I.

*b. Le schéma CROCUS*

CROCUS est utilisé pour modéliser la stratigraphie de la neige à l'aide d'une grille verticale uni-dimensionnelle pouvant contenir jusqu'à 50 couches. Chaque couche de neige est décrite par son épaisseur, sa température, sa densité sèche, son contenu en eau liquide, le type de ses grains (dendricité, sphéricité, taille et âge) et une variable historique indiquant la présence ou non d'eau liquide durant la "vie" de la couche. La paramétrisation fine de l'albédo dans CROCUS prend en compte le diamètre optique des grains, l'âge de la couche de neige et 3 bandes spectrales différentes du rayonnement solaire. Les données d'entrée du modèle sont les paramètres météorologiques à la surface du manteau neigeux (observés, analysés ou prévus). Une description plus précise de ce modèle peut être trouvée dans Brun et al. (1989), Brun et al. (1992) et Martin et Lejeune (1998).

*c. Le schéma ISBA Explicit Snow*

Le troisième schéma de neige est basé sur des schémas tels que ceux décrits par Kondo et Yamazaki (1990), Loth et al. (1993), Lynch-Stieglitz (1994) et Sun et al. (1999), parmi lesquels les trois derniers ont été conçus pour des modèles atmosphériques de climat. Trois variables pronostiques sont utilisées pour décrire



l'état du manteau neigeux discrétisé en trois couches dans les modèles de Lynch-Stieglitz (1994) et de Sun et al. (1999): l'équivalent en eau du manteau neigeux ( $W_s$ ), la chaleur stockée par la neige ( $H_s$ ) et l'épaisseur de la couche  $D$ . L'équation de conservation pour le contenu en eau total du manteau neigeux s'écrit:

$$\frac{\partial W_s}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w} (P_n + p_n P_r - E_n - Q_n) , \quad (5.1)$$

où  $E_{sn}$  représente le taux de sublimation et d'évaporation,  $P_n$  le taux de précipitations neigeuses et  $\rho_w$  la masse volumique de l'eau.  $P_l$  est le taux de précipitations liquides et  $p_n$  la fraction de pluie couverte par la neige; leur produit représente la proportion de pluie qui tombe effectivement sur le manteau neigeux tandis que le reste des précipitations liquides tombe sur la végétation et le sol nu.  $Q_n$  est le taux d'écoulement à la base du manteau neigeux. Tous les taux sont exprimés en  $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ .

### 1) EPAISSEUR DES COUCHES DE NEIGE

La coordonnée verticale  $z$  dans la neige est prise égale à zéro à l'interface neige-atmosphère et elle s'accroît vers le bas : les indices numérotant les couches commencent à 1 pour la couche supérieure et augmentent avec la profondeur jusqu'à un maximum de  $N_s = 3$ .  $N_s$  est le nombre de couches minimum permettant de simuler correctement les gradients thermiques entre le haut et le bas du manteau neigeux (Lynch-Stieglitz 1994; Sun et al. 1999).

L'épaisseur totale de la neige  $D_s$  (m) est donnée par:

$$D_s = P_n \Delta t / \rho_{\text{new}} + \sum_{j=1}^{N_s} D_j \quad (5.2)$$

où  $\Delta t$  est le pas de temps du modèle,  $\rho_{\text{new}}$  la densité de la neige fraîche et  $D_j$  l'épaisseur de la couche  $j$  (définie par  $D_j = z_j - z_{j-1}$ ). La gestion des couches est identique à celle proposée par Lynch-Stieglitz (1994), à l'exception d'une modification qui lisse la transition entre les manteaux fins ( $\delta = 1$ ) et épais ( $\delta = 0$ ). L'épaisseur des trois couches de neige est définie par:

$$D_1^n = \delta 0.25 D_s^{n-1} + (1 - \delta) D_{1 \text{ max}} \quad (5.3)$$

$$D_2^n = \delta 0.50 D_s^{n-1} + (1 - \delta) [0.34 (D_s^{n-1} - D_{1 \text{ max}}) + D_{1 \text{ max}}] \quad (5.4)$$

$$D_3^n = \delta 0.25 D_s^{n-1} + (1 - \delta) [0.66 (D_s^{n-1} - D_{1 \text{ max}}) - D_{1 \text{ max}}] \quad (5.5)$$

où  $n$  désigne les valeurs au début du pas de temps, et  $n - 1$  celles à la fin du pas de temps précédent. L'épaisseur maximale de la couche supérieure ( $D_{1 \max}$ ) est fixée à 0.05m, valeur utilisée par Lynch-Steiglitz (1994) et déterminée théoriquement pour tenir compte de la profondeur de pénétration de l'onde diurne (Dickinson 1988).

Les couches de neige les plus fines sont à la surface de la neige et au voisinage du sol pour des manteaux neigeux relativement peu épais d'après Eq.s (5.3)-(5.5), c'est-à-dire lorsque  $\delta = 1$ . Lorsque l'épaisseur du manteau neigeux dépasse une valeur critique  $D_{\text{crit}}$  (égale ici à 0.2 m),  $\delta = 0$  et l'épaisseur des couches inférieures augmente progressivement tandis que celle de la couche supérieure reste constante. Un exemple de cette discrétisation du manteau neigeux est présenté sur la figure 5.1. Les profils verticaux de masse et d'énergie sont recalculés une fois les épaisseurs mises à jour.

## 2) DENSITÉ

Tous les processus internes au manteau neigeux, tels que l'absorption du rayonnement solaire incident, la rétention d'eau liquide, les transferts de chaleur et la compaction de la neige, sont déterminés en fonction de la densité de la neige. La densité moyenne d'une couche est liée à son équivalent en eau et à son épaisseur par la formule :

$$\rho_{s j} D_{s j} = \rho_w W_{s j} . \quad (5.6)$$

Le taux d'évolution de la densité (son augmentation) par compaction sous l'effet du poids des couches supérieures et par tassement (surtout de la neige fraîche) est paramétrisée par (d'après Anderson 1976) :

$$\frac{1}{\rho_{s j}} \frac{\partial \rho_{s j}}{\partial t} = \frac{g M_{s j}}{\eta_{s j}} + a_{s c} \exp [b_{s c} (T_f - T_{s j}) - c_{s c} \max (0, \rho_{s j} - \rho_{s c})] \quad (5.7)$$

où le premier terme du membre droit de l'équation (5.7) représente la compaction due au poids des couches supérieures (de masse  $M_{s j}$ , en  $\text{kg m}^{-2}$ ),  $g$  est la constante de gravité et  $\eta_{s j}$  la viscosité de la neige ( $\text{Pa s}$ ), fonction à la fois de la température et de la densité de la neige (annexe A). Le second terme correspond au tassement de la neige, qui peut être significatif à la suite de chutes de neige. Les valeurs des paramètres utilisées dans le modèle sont :  $a_{s c} = 2.8 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ,  $b_{s c} = 4.2 \times 10^{-2}$ ,  $\text{K}^{-1}$ ,  $c_{s c} = 460 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ , et  $\rho_{s c} = 150 \text{ kg m}^{-3}$ . Après le calcul de la densité

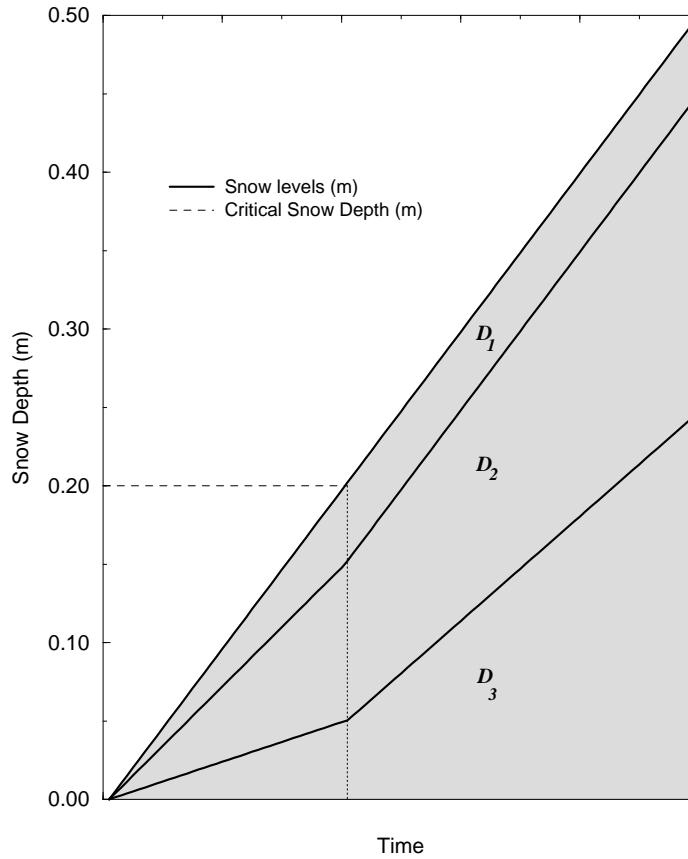


FIG. 5.1. Grille de neige pour un enneigement jusqu'à 0.5 m. La profondeur critique de neige est supposée être de 0.2 m ( $D_{crit}$ ). L'épaisseur des couches neigeuses est représentée par  $D$ .

de la neige compactée et de la neige déposée, l'épaisseur des couches est réduite proportionnellement afin d'assurer la conservation de la masse de neige.

La densité de la neige fraîche ( $\rho_{new}$ ), paramétrisée suivant l'expression utilisée dans CROCUS (Pahaut 1976), dépend de la force du vent et de la température de l'air (Eq. I.2). Enfin, la densité simulée augmente par compaction due à la fonte et à l'infiltration d'eau de pluie ou de fonte des couches supérieures (présentées dans la suite).

### 3) LA CHALEUR CONTENUE DANS LA NEIGE

La contenu thermique la neige ( $\text{J m}^{-2}$ ) est défini pour chaque couche en utilisant l'expression proposée par Lynch-Stieglitz (1994) et Sun et al. (1999) :

$$H_{s_j} = c_{n_j} D_j (T_{s_j} - T_f) - L_f \rho_w (W_{s_j} - W_{l_j}) , \quad (5.8)$$

où  $c_n$  la capacité calorifique de la neige ( $\text{J K}^{-1} \text{m}^{-3}$ : Eq. I.3) et  $W_l$  le contenu en eau liquide de la couche (m). La chaleur contenue par la neige conditionne la présence soit de neige froide (et sèche) à une température inférieure ou égale à la température de gel de l'eau, soit de neige chaude (et humide) caractérisée par une température constante (et égale à la température de gel) et la présence d'eau liquide. La température de la neige et le contenu en eau liquide sont définis à partir de l'équation (5.8) par:

$$T_{s_j} = T_f + (H_{s_j} + L_f \rho_w W_{s_j}) / (c_{n_j} D_j) \quad (W_{l_j} = 0) \quad (5.9)$$

$$W_{l_j} = W_{s_j} + (H_{s_j} / L_f \rho_w) \quad (T_{s_j} = T_f) \quad (5.10)$$

L'eau liquide peut être une source importante de chaleur latente (par regel) et augmente le contenu en eau liquide total du manteau neigeux (retardant ainsi l'écoulement à la base du manteau). En outre, la rétention d'eau liquide peut être le processus dominant de densification lors d'épisodes de pluie ou de fonte. La capacité calorifique de la précipitation neigeuse est ajoutée à celle de la couverture de neige. En utilisant l'équation 5.8, elle peut être exprimée par

$$H_{s_{\text{new}}} = P_n \Delta t [(c_i / \rho_i) (T_a - T_f) - L_f] , \quad (5.11)$$

où  $c_i$  et  $\rho_i$  représentent respectivement la capacité calorifique et la densité de la glace (voir Table 4.1 pour les valeurs). La neige est simplement supposée tomber à la plus faible température de l'air de  $T_a$  ou  $T_f$ .

### 4) LES TRANSFERTS DE CHALEUR

Le flux de chaleur à l'intérieur du manteau neigeux est orienté suivant le gradient thermique, car on suppose que la fonte ou l'eau percolant dans la neige ne transport pas de chaleur (c'est à dire que sa température est égale à  $T_f$ ). La température moyenne des couches de neige est donnée par (d'après Loth et al. 1993) :

$$c_{n_j} D_j \frac{\partial T_{s_j}}{\partial t} = G_{s_{j-1}} - G_{s_j} + R_{G_{s_{j-1}}} - R_{G_{s_j}} - S_{s_j} , \quad (5.12)$$

où  $S_s$  représente un terme de puit d'énergie associé au changement entre la phase liquide et la phase solide de l'eau. Les flux de chaleur ( $G_s$ ) et de rayonnement ( $R_{G_s}$ ) sont définis par:

$$G_{s j} = 2\bar{\Lambda}_{s j} \frac{(T_{s j} - T_{s j+1})}{(D_j + D_{j+1})} \quad (j = 1, N_s) \quad (5.13)$$

$$\bar{\Lambda}_{s j} = \frac{D_j \Lambda_{s j} + D_{j+1} \Lambda_{s j+1}}{D_j + D_{j+1}} \quad (j = 1, N_s - 1) \quad (5.14)$$

$$R_{G_{s j}} = R_G (1 - \alpha_n) \exp(-\nu_{s j} z_j) \quad (j = 0, N_s) \quad (5.15)$$

$\Lambda_s$  représente la conductivité thermique de la neige ( $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ ),  $\alpha_n$  son albédo de surface et  $\nu_s$  le coefficient d'extinction du rayonnement visible. Ces paramétrisations sont détaillées de manière plus précise dans l'annexe I.  $R_G$  désigne le rayonnement visible incident ( $\text{W m}^{-2}$ ). La chaleur contenue dans la neige ( $H_s$ ) et le contenu en eau liquide ( $W_l$ ) sont calculés à chaque pas de temps en utilisant les équations (5.8)-(5.10), après que les transferts de chaleur aient été calculés à partir de l'équation (5.12). L'emploi d'une résolution implicite permet d'utiliser de petits pas de temps pour des manteaux neigeux relativement peu épais.

Le flux de chaleur  $G$  orienté vers la neige à la surface ( $z = 0$ ) s'écrit:

$$G_{s 0} = \epsilon_n (R_A - \sigma T_{s 1}^4) - H_n - L E_n - c_w p_n P_r (T_f - T_r) , \quad (5.16)$$

avec  $R_A$  le rayonnement infra-rouge descendant,  $\epsilon_s$  l'émissivité de la neige (supposée égale à 1) et  $\sigma$  la constante de Stefan-Boltzmann. Le dernier terme de l'équation (5.16) représente une source de chaleur latente lorsque la température de la pluie  $T_r$  tombant sur le manteau neigeux est supérieure à  $T_f$ .  $c_w$  est la capacité calorifique de l'eau ( $4187 \text{ J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ ). La température des précipitations liquides est supposée égale au maximum de celle de l'air ( $T_a$ ) et du point de gel (Lynch-Stieglitz 1994).

Le flux de chaleur latente à la surface de la neige comprend les contributions de l'évaporation de l'eau liquide contenue dans la couche de surface et la sublimation; il est donné par:

$$L E_n = [(1 - W_{l 1}/W_{s 1}) L_f + L_v] E_n \quad (5.17)$$

$$E_n = \rho_a C_H V_a [q_{\text{sat}}(T_{s 1}) - q_a] . \quad (5.18)$$

L'évaporation ne se produit que si  $T_{s 1} = T_f$  et  $W_{l 1} > 0$ . Les paramètres atmosphériques utilisés pour ce calcul sont la densité ( $\rho_a$ ), l'humidité ( $q_a$ ) et la vitesse

( $V_a$ ) de l'air. L'évaporation de l'eau liquide se traduit par une perte de masse de la couche supérieure sans changement de son épaisseur. La sublimation, au contraire, réduit à la fois la masse et l'épaisseur, mais ne modifie pas la densité. Le flux de chaleur sensible est donné par :

$$H_n = \rho_a C_p C_H V_a (T_{s1} - T_a) . \quad (5.19)$$

La formule du coefficient d'échanges turbulents ( $C_H$ ) est la même que celle utilisée dans ISBA-FR. Basée sur la formule de Louis (1979), elle a été modifiée par Mascart et al. (1995) pour dissocier les hauteurs de rugosité dynamique et thermique.

#### 5) LE FLUX D'EAU

Le contenu en eau liquide de la neige évolue au cours d'un pas de temps sous l'effet de la fonte, de la pluie, du regel de l'eau, de l'évaporation et de la percolation entre les couches. Le contenu en eau maximum de chaque couche de neige est donné par (Anderson 1976):

$$W_{l j \max} = W_{s j} [r_{W \min} + (r_{W \max} - r_{W \min}) \max(0, \rho_r - \rho_{s j}) / \rho_r] , \quad (5.20)$$

où  $r_{W \max} = 0.10$ ,  $r_{W \min} = 0.03$ , et  $\rho_r = 200 \text{ kg m}^{-3}$ . Le taux de compaction des couches de neige est proportionnel au cumul de fonte retenu dans la couche (Lynch-Stieglitz 1994), qui tend à une densification. L'eau de fonte en excès par rapport à la rétention maximale quitte la couche, ce qui se traduit par une perte de masse et une diminution de l'épaisseur de la couche. L'excédent d'eau percole vers la couche suivante (en dessous) où elle est retenue (et éventuellement regelée), augmentant ainsi la masse et la densité de la couche. Si la saturation de la couche est à nouveau atteinte, l'eau percole à nouveau vers la couche suivante. Le taux d'écoulement de l'eau à la base du manteau neigeux (en  $\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ) est donné par :

$$Q_n = \rho_w \max(0, W_{l N} - W_{l N \max}) / \Delta t . \quad (5.21)$$

Lorsqu'elle atteint le sol, une partie de l'eau issue du manteau neigeux ruisselle tandis que le reste s'infiltré dans le sol.

## 5. Le couplage avec ISBA

Les flux atmosphériques moyennés spatialement sont calculés à l'aide de la fraction de la maille enneigée par pondération des flux en surface de la neige et dans la partie déneigée de la maille comme proposé par Etchevers (1999). Pour l'étude du bassin du Rhône, la fraction enneigée est définie pour les trois schémas de neige par (d'après Brun et al. 1994):

$$p_{ng} = [W_s / (W_s + W_{crn})]^{1/2} \quad (5.22)$$

$$p_{nc} = [D_s / (D_s + 5 z_0)]^{1/2} \quad (5.23)$$

$$p_n = (1 - veg) p_{ng} + veg p_{nc} , \quad (5.24)$$

où le paramètre de normalisation  $W_{crn}$  est égal à 0.05m.  $z_0$  est la longueur de rugosité de la végétation, tandis que  $p_{ng}$  et  $p_{nc}$  désignent les fractions de neige sur sol nu, respectivement et en présence de végétation. La fraction enneigée n'est jamais égale à 1 afin de mieux simuler les effets sous-maille induits par les arbres et la répartition irrégulière de la neige due à la topographie locale.

La paramétrisation de la couverture neigeuse est différente pour les tests ponctuels en mode forcé. La fraction de végétation est alors supposée nulle ( $p_n = p_{ng}$ ), car les sites sont couverts de gazon ras. Le site d'observation est relativement plat et peut être complètement couvert de neige, ce qui permet d'exprimer simplement la fraction de sol couverte de neige par:

$$p_{ng} = \min(1., W_s / W_{crn}) , \quad (5.25)$$

avec  $W_{crn} = 0.10$  m. Les fractions d'enneigement utilisées pour l'étude hydrologique et pour les tests ponctuels sont tracées sur la figure 5.2 en fonction de  $W_s$ .

L'équation du bilan énergétique de surface pour le sol et la végétation utilisée pour ISBA-ES est similaire à celle employée pour ISBA-CROCUS par Etchevers (1999):

$$\begin{aligned} \frac{1}{C_T} \frac{\partial T_s}{\partial t} = & (1 - p_n) [R_G (1 - \alpha_t) + \epsilon_t (R_A - \sigma T_s^4) - H - LE - F_s] \\ & + p_n [G_{sN} + R_{G_{sN}} + c_w Q_n (T_f - T_s)] \end{aligned} \quad (5.26)$$

où  $T_s$  est la température de surface du continuum sol-végétation.  $\alpha_t$  et  $\epsilon_t$  respectivement représentent l'albédo, et l'émissivité de la portion déneigée de la maille.

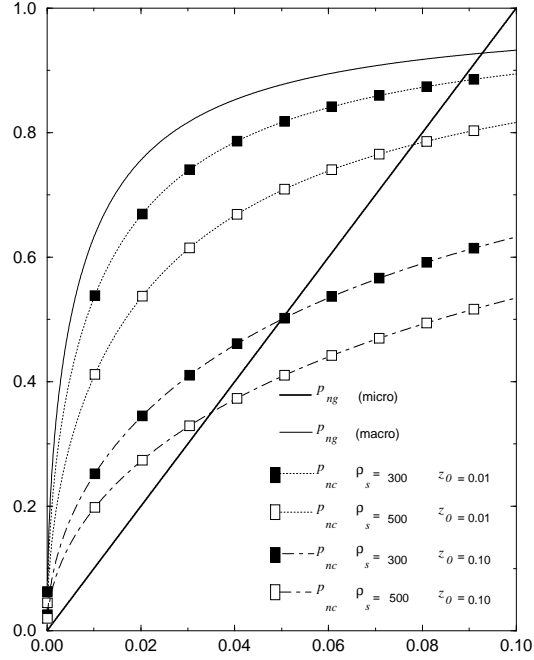


FIG. 5.2. Fraction d’enneigement en fonction de l’équivalent en eau ( $W_s$ ) pour le sol nu ( $p_{ng}$ ) et pour la végétation ( $p_{nc}$ ) pour des simulations locale et à méso-échelle.

Dans le couplage ISBA-CROCUS, le coefficient d’inertie thermique de la méthode ”Force-Restore” est remplacé par  $(c_1 \Delta z_1)^{-1}$ , et en utilise un schéma de sol multicouches, où  $c_1$  représente la capacité calorifique du sol ( $\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$ ). La formulation du flux de conduction entre le sol et la neige dépend de l’option utilisée (ISBA-FR ou sol multi-couches):

$$F_s = 2\pi (T_s - T_2) / \tau \quad \text{Force - Restore} \quad (5.27)$$

$$F_s = 2\lambda (T_s - T_2) / (\Delta z_1 + \Delta z_2) \quad \text{Multi - couches} \quad (5.28)$$

avec  $\Delta z$  l’épaisseur des couches de sol du modèle. Comme dans Etchevers (1999), la conductivité thermique du sol ( $\lambda_s$ ) est estimée à l’aide de la relation proposée par Noilhan et Planton (1989).

Le manteau neigeux est différencié du continuum sol-végétation, ce qui permet de simuler explicitement le flux de chaleur entre le sol et la neige. Il est déduit de l’équation (5.13) par:

$$G_{sN} = 2(D_N \Lambda_{sN} + \Delta z_1 \lambda_s) \frac{(T_{sN} - T_s)}{(D_N + \Delta z_1)^2} . \quad (5.29)$$



Le rayonnement visible reçu par la surface du sol (à la base du manteau neigeux,  $R_{sN}$ ) est déduit de l'équation (5.15). Le dernier terme de l'équation (5.26) représente un terme advectif qui peut refroidir ou réchauffer le sol lorsque de l'eau s'écoule du manteau neigeux. Le modèle multi-couches n'est activé que si la hauteur de neige dépasse 0.01m. En deça de ce seuil, le schéma ISBA-FR est utilisé pour calculer l'évolution du manteau neigeux, ce qui permet d'éviter des problèmes numériques lorsque la hauteur de neige tend vers zéro.

## 6. Simulations

### *a. Expériences de validation en mode forcé*

Les données utilisées pour la validation du modèle ISBA-ES et la comparaison avec ISBA-FR et CROCUS proviennent de sites micro-météorologiques situés dans le bassin du Rhône et gérés par le CEN (Centre d'Etudes de la Neige, Grenoble) : le Col de Porte (CdP) et Bellescôte (Blc). Le site du CdP (situé à 1320 m dans le massif de la Chartreuse) bénéficie d'un enneigement continu de novembre au début du mois de mai (Douville et al. 1995a). Même en plein hiver, des périodes de redoux (température de l'air supérieure à la température de fusion de la glace) peuvent se produire, entraînant la fonte du manteau neigeux et/ou des précipitations liquides. Sur le site de Blc, à 3000 m dans le massif de la Vanoise, la température de l'air reste inférieure à la température de fusion pendant tout l'hiver, et l'épais manteau neigeux de l'hiver ne disparaît que très tard dans la saison (au milieu de l'été) (Etchevers 1999).

Tous les paramètres météorologiques nécessaires aux trois modèles de neige en mode forcé sont mesurés au CdP. En particulier, la phase des précipitations est mesurée, aussi il n'est pas nécessaire d'utiliser une température critique pour différencier les précipitations liquides et solides. A Blc, les paramètres météorologiques sont reconstitués à l'aide du système d'analyse SAFRAN (Etchevers 1999). Sur les deux sites, les hauteurs de neige sont mesurées au pas horaire par un capteur à ultra-sons (Douville et al. 1995a). Au CdP, on dispose également d'observations de la température de surface (de 1993 à 1996), de l'albédo (de 1994 à 1995) et de l'écoulement à la base du manteau neigeux, mesuré de 1994 à 1996 par un lysimètre.

Les simulations à l'aide de ISBA-FR ont été menées en reprenant les paramètres caractéristiques de la neige établis par Douville et al. (1995a). De même, les valeurs des paramètres utilisés par ISBA-ES proviennent de schémas de neige comparables (Loth et al. 1993; Stieglitz 1994; Sun et al. 1999) et d'ISBA-FR lorsque ils sont communs aux deux modèles (comme par exemple pour la paramétrisation de l'albédo). Quelques tests de sensibilité menés pour évaluer l'impact de la valeur des paramètres sur les simulations sont présentés dans la suite.

#### 1) HAUTEUR DE NEIGE, ÉQUIVALENT EN EAU, DENSITÉ

Les simulations au CdP commencent le 1<sup>er</sup> août 1993 et se terminent le 31 juillet 1996. A Blc, elles débutent le 1<sup>er</sup> août 1995 et prennent fin le 31 juillet 1997. La hauteur de neige totale observée et simulée par les 3 modèles est présentée pour les deux sites sur la figure 5.3. La figure 5.4 présente l'équivalent en eau et la densité de la neige correspondants.

Les paramètres de CROCUS ont été étalonnés en utilisant les données du CdP, ce qui explique en partie l'excellente simulation de la hauteur de neige des années 1993-1994 et 1994-1995 (graphes a et b). Les schémas ISBA-FR et ISBA-ES surestiment nettement la hauteur de neige pour ces deux années. Au contraire, l'année 1995-1996 est mieux simulée par les deux schémas. Ceci est dû à la fonte excessive simulée par CROCUS pendant les jours 160 à 190 et qui affecte la hauteur de neige simulée pour toute la saison. Les trois schémas de neige simulent des hauteurs de neige comparables sur le site de Blc (graphes d et c de la figure 5.3). Dans 4 cas sur 5, la différence de disparition du manteau neigeux entre observations et simulations n'excède pas 6 jours. La seule exception notable est au CdP en 1993-1994, où le manteau neigeux simulés disparaît deux semaines après le manteau observé. Le tableau 5.1 présente l'EQM (Erreur Quadratique Moyenne) sur la hauteur de neige, calculée chaque année pour les trois modèles.

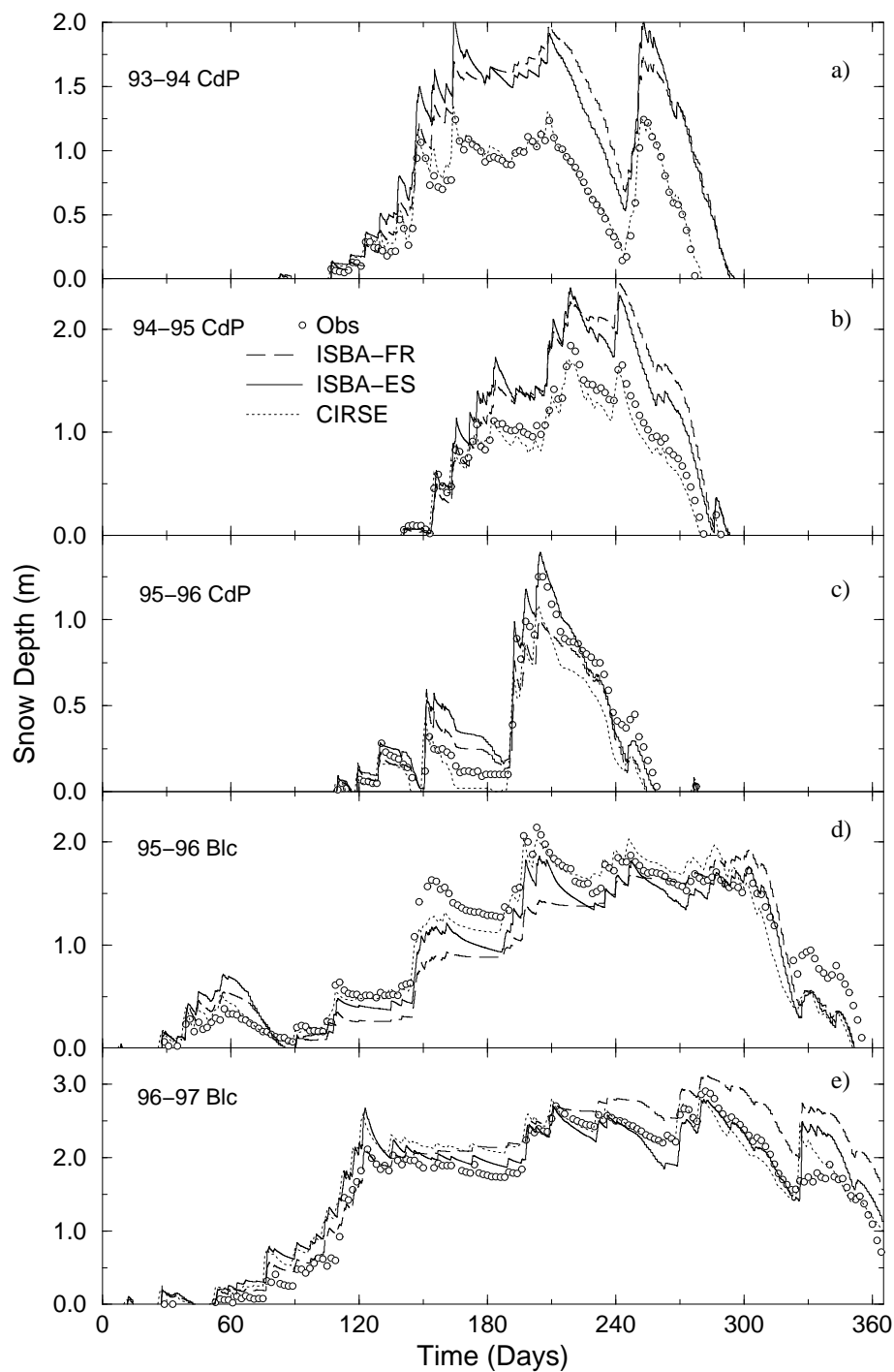


FIG. 5.3. Hauteurs de neige annuelles simulées et observées aux sites micro-météorologiques du Col de Porte (CdP 1993-1996) et Bellecote (Blc 1995-1997). Sont représentées: les valeurs observées (cercles), les résultats de ISBA-FR (ligne tiret), ISBA-ES (ligne pleine) et CROCUS (ligne pointillées).

TABLE 5.1. l'EQM (Erreur Quadratique Moyenne) sur la hauteur de neige, calculée chaque année pour les trois modèles. Les erreurs sont en cm.

Model	CdP	CdP	CdP	Blc	Blc
	93-94	94-95	95-96	95-96	96-97
ISBA-FR	56.33	49.08	12.62	31.31	37.48
ISBA-ES	55.01	40.46	12.91	23.44	25.87
CROCUS	6.86	12.75	14.77	18.17	25.16

La hauteur de neige d'ISBA-ES dépasse celle d'ISBA-FR en début de saison lors des chutes de neige fraîche, cette dernière pouvant avoir une densité deux fois inférieure à celle utilisée dans ISBA-FR. Le tassement est en outre plus rapide dans le schéma ISBA-FR (figure 5.4). En fin de saison au contraire, la hauteur de neige d'ISBA-FR est inférieure à celle d'ISBA-ES en raison du tassement et de la densification de la neige dus à la rétention d'eau liquide. Ce dernier mécanisme explique pourquoi l'équivalent en eau du manteau d'ISBA-ES est supérieur à celui d'ISBA-FR (figure 5.4). La densité moyenne du manteau neigeux calculée par CROCUS peut atteindre des valeurs nettement supérieures à celles d'ISBA-ES, en particulier en période d'ablation. En effet, la rétention maximale d'eau liquide utilisée dans CROCUS est supérieure pour des densités inférieures à  $700 \text{ kg m}^{-3}$  : elle est égale à 5 % du volumes des pores (Pahaut 1976). Par exemple, pour une couche de neige de masse volumique  $300 \text{ kg m}^{-3}$  et d'épaisseur donnée, le contenu massique en eau liquide maximum est quatre fois supérieur dans CROCUS que dans ISBA-ES.

## 2) ÉCOULEMENT À LA BASE DU MANTEAU NEIGEUX

L'écoulement à la base du manteau neigeux est mesuré au CdP pour les années 1994-1996 par un lysimètre. L'écoulement est bien reproduit par les trois modèles (figure 5.5), bien que les schémas d'ISBA surestiment légèrement l'écoulement total en 1994-1995 à cause de la simulation de la neige au delà de la date de disparition observée. L'écoulement cumulé simulé par ISBA-ES est inférieur à celui d'ISBA-FR sauf à la fin de la période d'ablation, à cause de la rétention d'eau liquide (pluie et fonte). L'écoulement simulé par CROCUS est légèrement supérieur aux observations pendant une période au coeur de l'hiver 1994-1995.

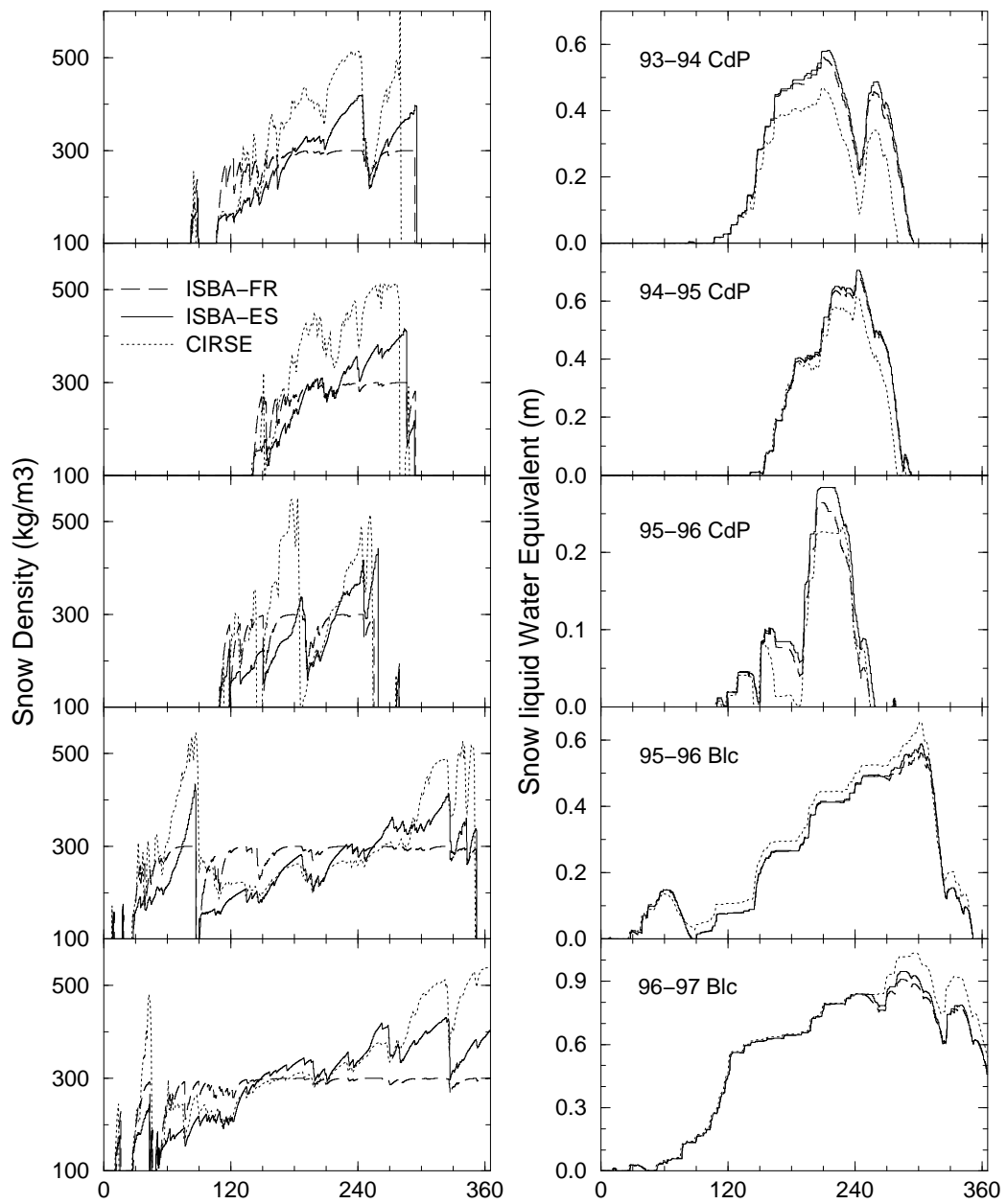


FIG. 5.4. Voir figure 5.3, sauf que la densité neigeuse simulée (colonne de gauche) et de l'équivalent en eau (colonne de droite) sont représentés.

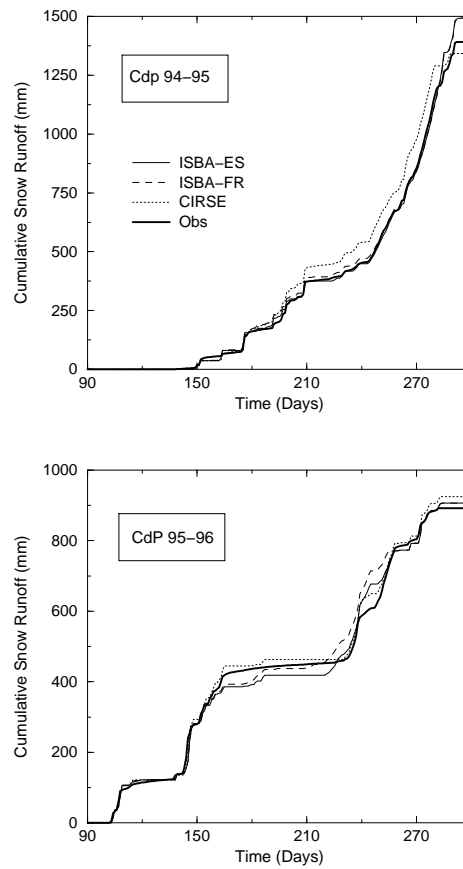


FIG. 5.5. Ruissellement neigeux cumulé pour 1994-1995 (en haut) et 1995-1996 (en bas) au CdP. Sont représentées: les valeurs observées (ligne épaisse), les résultats de ISBA-FR (ligne tiret), ISBA-ES (ligne pleine) et CROCUS (ligne pointillées: CIRSE représente ISBA-CROCUS).

TABLE 5.2. Statistiques de ruissellement de neige journalier total pour les années 1994-1996 au CdP. Le carré du coefficient de corrélation est représenté par  $r^2$ , l'erreur quadratique moyenne ( $\text{kg m}^{-2}$ ) par RMS et les coefficients de la régression linéaire  $a$  (pente) et  $b$  (constante).

Model	RMS	$r^2$	$a$	$b$
ISBA-FR	3.58	0.77	0.96	1.42
ISBA-ES	3.43	0.76	0.97	1.56
CROCUS	4.28	0.78	0.98	1.35

En 1995-1996, ISBA-ES et CROCUS simulent deux périodes sans écoulement, des jours 165 à 220, en raison de la rétention d'eau liquide par le manteau neigeux.

L'écoulement observé augmente légèrement durant cette période, ce que simule ISBA-FR, de manière exagérée. D'un point de vue statistique, les trois modèles simulent l'écoulement de manière équivalente (table 5.2). La relation entre le ruissellement journalier total observé et simulé par les modèles pour les 3 années au CdP est représentée graphiquement sur la figure 5.6.

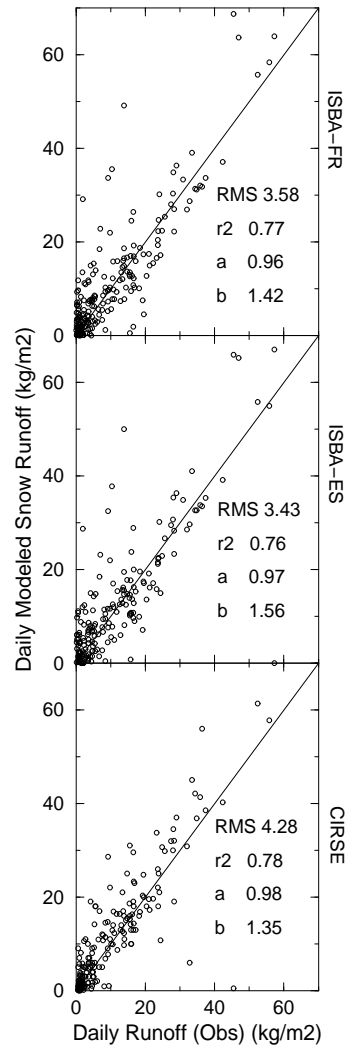


FIG. 5.6. Simulation en fonction des observations du ruissellement de neige journalier total de 1994 à 1996 au CdP pour ISBA-FR (haut), ISBA-ES (milieu) et CROCUS (bas).

### 3) ALBEDO

L'albédo observé et simulé par CROCUS et ISBA-ES est présenté sur la figure 5.7 en 1995-1996 au CdP. La fraction de sol couverte par la neige est prise égale à 100 % durant tout l'hiver. Les valeurs de l'albédo calculées par ISBA-FR étant très proche d'ISBA-ES, elles ne sont pas présentées ici. Les deux modèles surestiment la valeurs de l'albédo, tout en sous-estimant ses variations. La valeur maximale observée (0.95) est supérieure à celles simulée par CROCUS (0.9) et par ISBA-ES (0.85). ISBA (FR et ES) reproduit bien les deux grandes phases de décroissance de l'albédo (durant les jours 185-195 et 240-255), bien que la décroissance de l'albédo des autres périodes soit sous-estimée. L'albédo observé étant probablement sous-estimé (Essery et al. 1999), seule une comparaison qualitative semble opportune. De manière générale, l'albédo calculé par CROCUS est plus important que celui d'ISBA-ES, résultat déjà mis en évidence par Essery et al. (1999). La figure 5.8 présente l'histogramme des différences des valeurs moyennées quotidiennement entre CROCUS et ISBA-ES (pour les deux sites et les 5 années). Pendant les périodes d'ablation prolongée, l'albédo d'ISBA est souvent inférieur de 10-15 % (parfois 25 %) à celui de CROCUS.

### 4) TRANSFERTS TURBULENT

Les formulations classiques des SVAT pour les échanges turbulents simulent généralement des transferts turbulents très faibles pour une couche limite stable au dessus du manteau neigeux (comme par exemple pour des nuits sans vent et avec un ciel clair), tandis que les observations montrent que ces flux peuvent être importants (King 1990), en particulier en montagne (Brun et al. 1989). Ces transferts turbulents observés, supérieurs à ceux prévus par la théorie dans les cas de couches limite très stables, sont dus à la rugosité d'objets parfois lointains et qui peuvent avoir un impact sur les transferts locaux en générant des bouffées turbulentes (Martin et Lejeune 1998).

Martin et Lejeune (1998) ont utilisé des observations de flux radiatifs et le modèle CROCUS pour développer une paramétrisation du coefficient d'échange turbulent à la surface de la neige, dans des conditions très stables telles qu'on peut en rencontrer au CdP. Ils ont déterminé une valeur minimale du coefficient de transfert turbulent ( $C_{H \min}$ ) égale à 0.003. De manière empirique, la valeur optimale



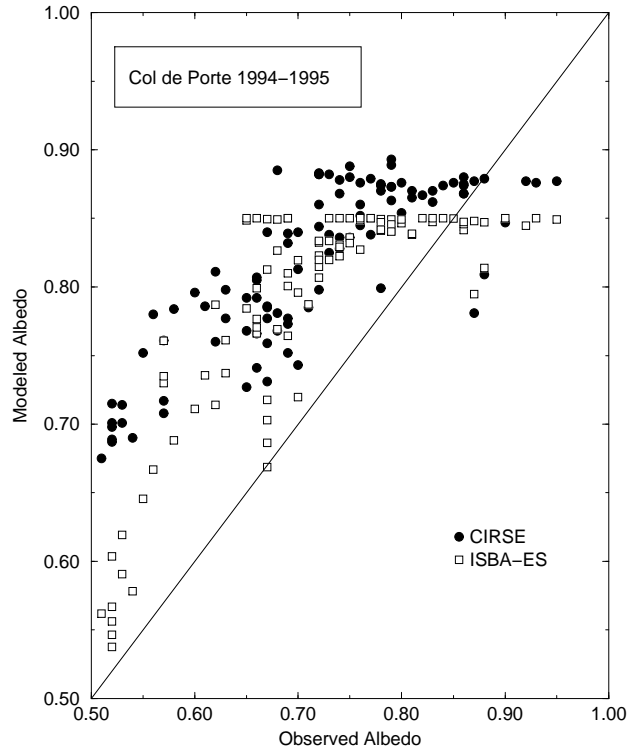


FIG. 5.7. Albédo de la neige au CdP 1995-1996. La fraction de sol couvert de neige est de 100 % pour les deux schémas durant la période temporelle étudiée. Prédiction des modèles ISBA-ES (carrés) et CROCUS (cercles) en fonction de l'albédo de la neige observée.

de la rugosité est égale à  $z_0 = 0.005$  m. Elle est très supérieure à la valeur utilisée dans ISBA-ES ( $2.4 \times 10^{-4}$  m), mais cohérente avec les valeurs typiques des surfaces enneigé (de  $10^{-4}$  à  $10^{-2}$  m, d'après Kondo et Yamazawa 1986).

Les formules utilisées pour les flux de chaleur latente et sensible (Eq.s (5.18) et (5.19)) et le nombre de Richardson sont pratiquement identiques dans ISBA et CROCUS. Cependant, la figure 5.9 montre que le couple de valeurs utilisé dans CROCUS pour  $C_{H \min}$  et  $z_0$  ne peut être appliqué dans ISBA, car il correspond à des conditions instables. Des tests menés avec des valeurs de  $z_0$  comprises entre 0.007 et 0.010 m montrent que l'impact sur les flux et les températures est faible, aussi les résultats présentés ici correspondent à  $C_{H \min} = 0.003$ ,  $z_0 = 0.010$  m et  $R_i \leq 0.012$  dans ISBA-ES.

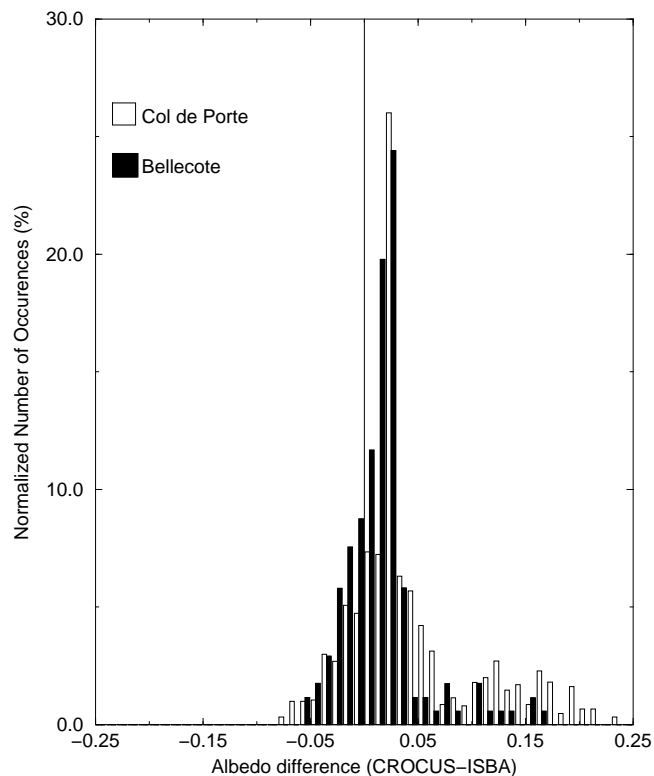


FIG. 5.8. Histogramme normalisé de la différence d'albédo de la neige journalière moyenne (albédo de CROCUS moins albédo d'ISBA-ES). Moyennes sur 3 ans pour le CdP (blanc) et sur 2 ans pour Blc (noir).

L'impact de cette paramétrisation sur la hauteur de neige simulée par ISBA-ES est présenté sur la figure 5.10. La valeur limitée de  $C_H$  induit une augmentation du transfert de chaleur vers le manteau neigeux, qui se traduit par une augmentation de l'ablation en milieu de saison, en particulier en 1993-1994. Bien que le modèle surestime encore la hauteur de neige hivernale, l'amélioration est importante en fin d'hiver et au printemps pour les trois années au CdP. L'EQM sur les erreurs de hauteurs de neige d'ISBA-ES est réduite de 0.42 m à 0.27 m pour l'ensemble des trois saisons au CdP. Il faut noter que la température de l'air ( $T_a$ ) moyenne en présence de neige au sol est la plus importante en 1993-1994 (274.15 K), qu'elle est supérieure à celle du point de fusion en 1994-1995 (273.65 K) et inférieure en 1995-1996 (273

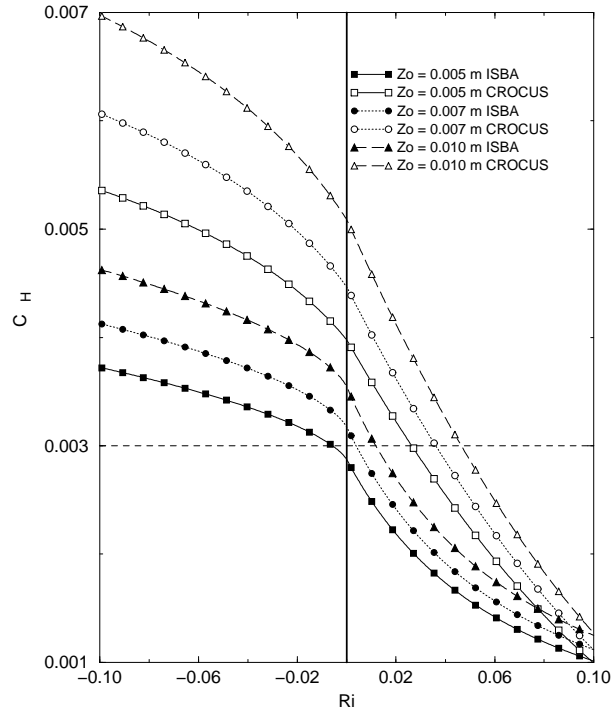


FIG. 5.9. Coefficient de transfert turbulent ( $C_H$ ) en fonction du nombre de Richardson ( $R_i$ ) pour ISBA (noir) et CROCUS (blanc) pour une rugosité de surface de longueur allant de 0.005 à 0.010 m.

K). L'impact sur la hauteur de neige est moins important à Blc, mais la température de l'air est en général plus faible (plusieurs degrés en deça du point de fusion, en moyenne sur la période avec neige au sol). Les températures de surface calculées par ISBA-ES au CdP sont présentées sur la figure 5.11. L'EQM de l'erreur est réduit, et la corrélation augmente pour les trois années (en utilisant  $C_{H \min} = 0.003$ ), bien que le modèle ait tendance à légèrement surestimer la température de la neige. Ceci peut s'expliquer par la surestimation de l'albédo par ISBA-ES.

Le couple de valeurs  $z_0$  et  $C_{H \min}$  conduisant aux meilleurs transferts en conditions stables ne dépend pas seulement de la formule choisie pour le coefficient de transfert, mais aussi de la paramétrisation de la conduction dans le schéma de la conductivité thermique). En outre, la simulation de l'enneigement par un SVAT est très sensible aux valeurs observées du rayonnement infra-rouge (Slater et al. 1998; Schlosser et al. 1999). Aussi des erreurs ou des incertitudes sur ce

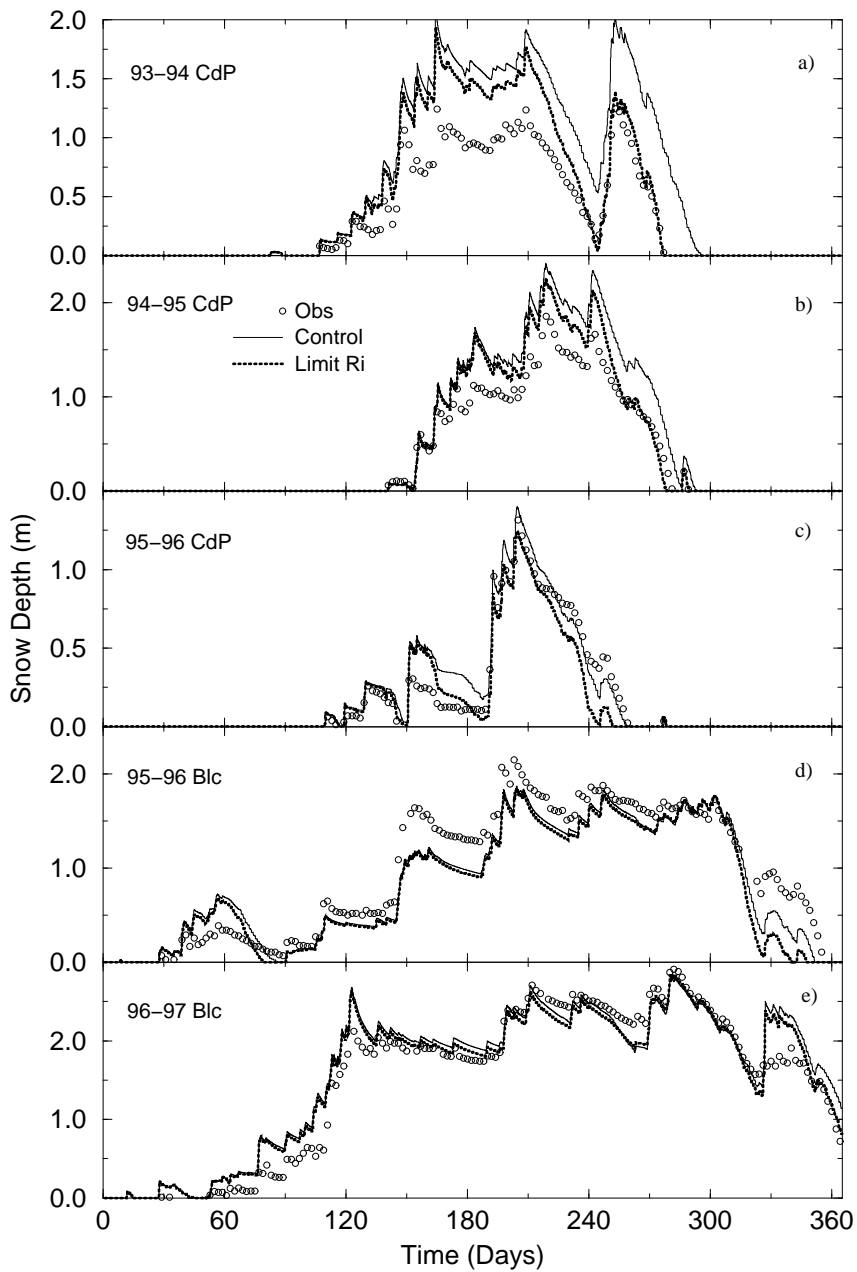


FIG. 5.10. Hauteurs de neige annuelles simulées et observées aux sites micrométéorologiques du CdP (1993-1996) et de Blc (1995-1997). Les valeurs observées sont représentées par des cercles blancs. Les résultats d'ISBA-ES sont montrés pour la simulation de contrôle (trait fin, voir figure 5.3), et pour le cas de  $C_H$  limité (trait épais).

paramètre météorologique peuvent avoir un impact important sur l'étalonnage de  $C_{H\min}$ . L'étalonnage du couple de valeurs  $z_0$  et  $C_{H\min}$  dépend donc en grande partie du schéma de neige lui-même. C'est pourquoi la paramétrisation des échanges turbulents dans ISBA n'a pas été modifiée dans le cadre de cette étude.

#### 5) LA RÉTENTION D'EAU LIQUIDE

L'eau liquide est une variable importante, car elle est une source de chaleur latente (lorsqu'elle gèle), elle augmente l'équivalent en eau global du manteau neigeux par rapport à un manteau sec en retardant l'écoulement vers le sol et elle peut être responsable du processus dominant la densification pendant les épisodes de pluie ou de fonte. L'importance de ces processus pour un modèle de neige à vocation climatique a été montré par Loth et Graf (1998b). Jin et al. (1999) ont prouvé l'importance de la rétention d'eau liquide par la neige sur la modélisation des flux par un SVAT en période d'ablation, en particulier en ce qui concerne le cycle diurne.

Deux expériences de sensibilité utilisant ISBA-ES sont présentées dans cette section pour le site de Blc (année 1995-1996), pour lequel les 3 modèles simulent de manière semblable la hauteur de neige et l'équivalent en eau du manteau neigeux. Dans l'expérience ISBA-ES NL (No Liquid water: sans eau liquide), la capacité de rétention maximale ( $W_{l\max}$ ) est fixée à 0, tandis que dans l'expérience ISBA-ES AL (Augmented Liquid water), elle est déterminée comme dans CROCUS (Pahaut 1976). Les résultats sont présentés sur la figure 5.12. La densité et l'équivalent en eau simulés par ISBA-ES AL sont très proches de ceux de CROCUS (figure 5.3), bien plus que ceux obtenus avec la version initiale d'ISBA-ES. La neige reste à la surface durant le début de la période d'ablation (qui se termine vers le jour 90) comme dans CROCUS. De plus, la densité modélisée est maximum durant cette même période, en fin de période de fonte printanière, sont similaires entre ISBA-ES et CROCUS. ISBA-ES NL simule un équivalent en eau proche de celui calculé par ISBA-FR, bien que son manteau neigeux disparaisse plus vite durant les dernières semaines (en été).

Les différences sur l'écoulement cumulé simulé par CROCUS, ISBA-ES et ISBA-FR (figure 5.12c) sont similaires à celles entre ISBA-ES NL, AL et ISBA-ES initial (figure 5.12d). L'écoulement simulé par CROCUS et ISBA-ES AL commencent environ 40 jours après celui d'ISBA-FR et ISBA-ES NL. L'écoulement cumulé

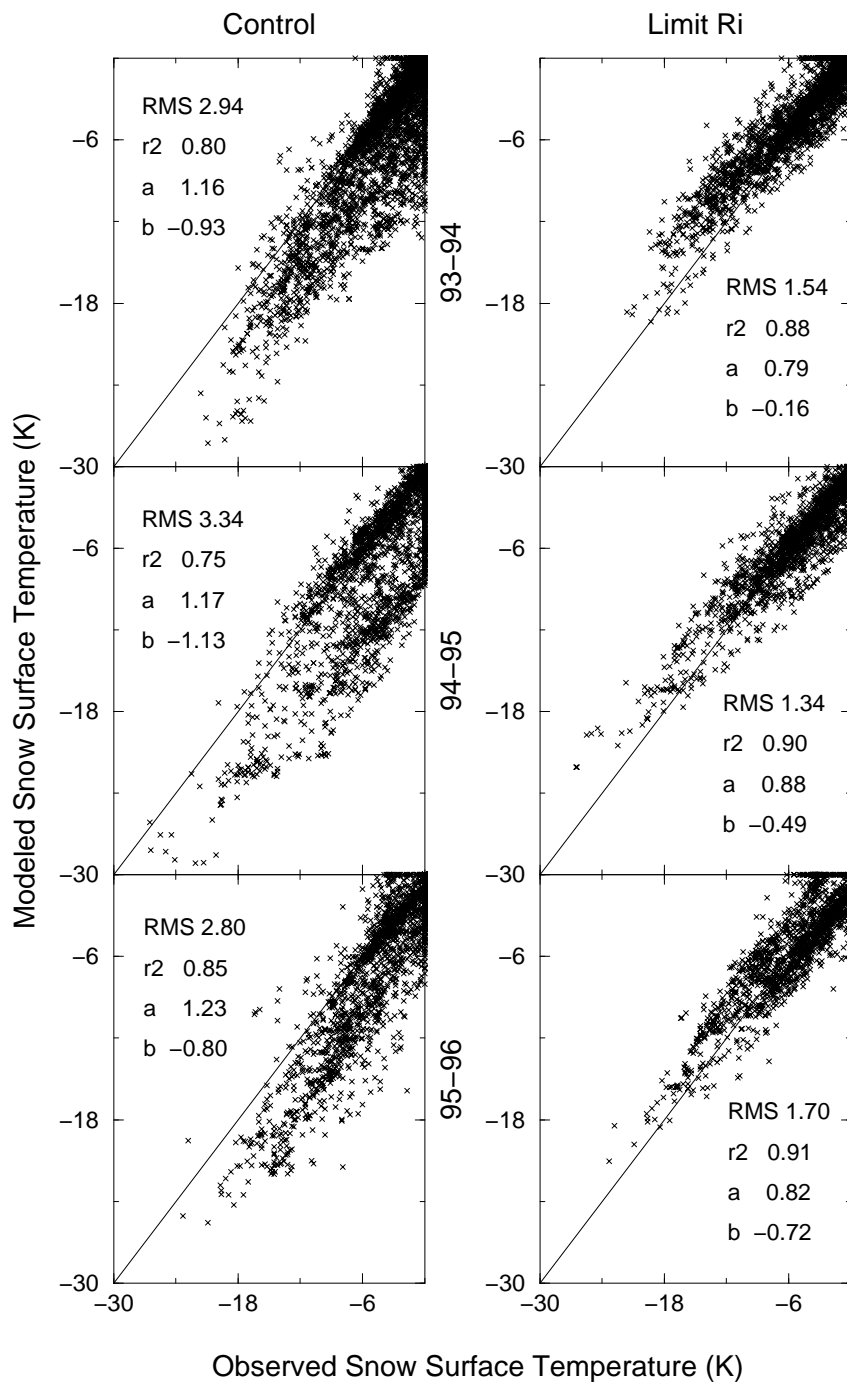


FIG. 5.11. Température de surface de la neige du modèle ISBA-ES en fonction des observations pour les 3 ans au CdP. Les résultats de la simulation du contrôle sont présentés dans la colonne de gauche, les résultats pour le cas de  $C_H$  limité sont présentés dans la colonne de droite. Le carré du coefficient de corrélation est représenté par  $r^2$ , le erreur quadratique moyenne ( $\text{kg m}^{-2}$ ) par RMS et les coefficients de la régression linéaire  $a$  (pente) et  $b$  (constante).

s'accroît plus rapidement après le jour 320 dans les simulations de CROCUS et d'ISBA-ES AL. Ces expériences de sensibilité simples illustrent les différences liées non seulement à la prise en compte de la rétention d'eau liquide par le manteau neigeux, mais aussi à la valeur de  $(W_{l_{\max}})$  utilisée.

### *b. Simulation hydrologique*

Le Rhône (longueur de 812 km) est le plus grand fleuve français par le débit annuel moyen; ce dernier atteint  $1700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  au delta, au voisinage de la Méditerranée (figure 5.13). La grille régulière du SVAT comprend 1471 mailles, à la résolution 8 km. Les cartes de végétation et de texture des sols ont été obtenues sur l'ensemble du bassin par Habets (1999a). Les paramètres météorologiques, obtenus grâce au système SAFRAN (Durand et al. 1993) sont interpolés sur la grille du modèle en tenant compte de la vaste gamme d'altitudes (de 0 à 4800 m) au sein du bassin. Le forçage utilisé pour cette étude a été obtenu par SAFRAN sur l'ensemble du bassin versant pour 14 années (1981-1994) en utilisant les données de 60 stations synoptiques et 1700 stations de mesures quotidiennes des précipitations (Etchevers 1999). Une température critique de  $0.5^\circ \text{ C}$  a été utilisée pour déterminer la phase des précipitations (pluie ou neige). Cette valeur a été déterminée à l'aide du système SAFRAN et de la climatologie. Seule la partie française du bassin versant est considérée dans cette étude, aussi l'apport du Rhône à la frontière franco-suisse est prescrit à l'aide des débits observés (Habets et al. 2000). Le maillage hydrologique contient pour sa part 27054 mailles (entre 1 et 8 km). 120 mesures quotidiennes de débits sont utilisées pour la validation. La surface totale du bassin versant simulé est de  $86496 \text{ km}^2$ . Une description plus précise de la méthode de couplage des modèles ISBA et MODCOU et des jeux de données nécessaires peut être trouvée dans Habets et al. (1999a) et Habets et al. (2000).

#### 1) DÉBITS DES RIVIERES ET ÉQUIVALENT EN EAU DU MANTEAU NEIGEUX

A l'échelle du Rhône, l'amélioration apportée par un nouveau schéma de neige est faible, car la simulation du manteau neigeux par CROCUS et ISBA-FR est semblable pour de nombreuses régions situées à basse altitude (inférieure à 500 m) (Etchevers 1999). Aussi les résultats des simulations sont présentés pour trois sous-bassins de montagne pour lesquels la proportion de précipitations neigeuses est

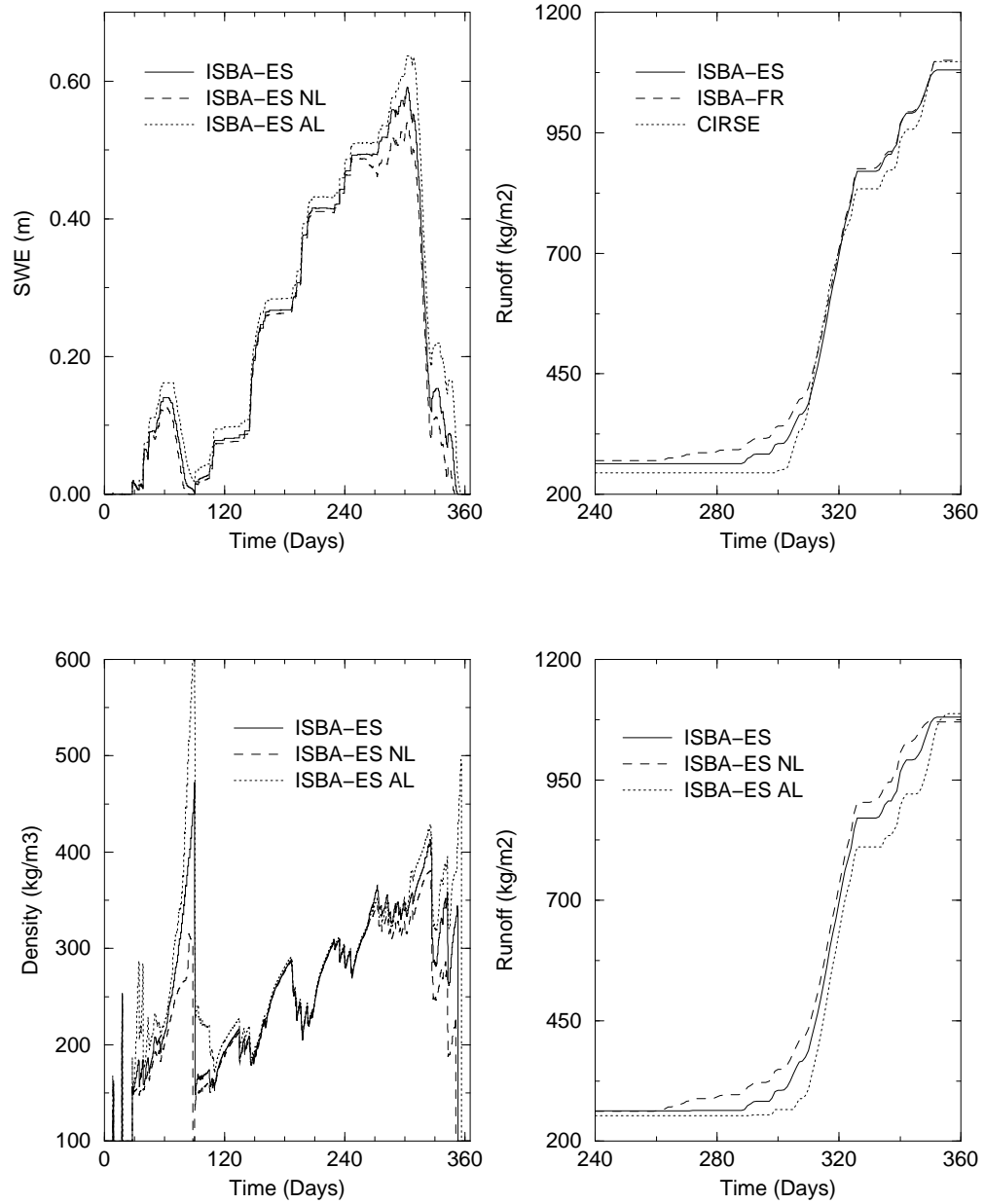


FIG. 5.12. Sensitivité à la capacité de rétention d'eau liquide par la neige pour Blc 1995-1996. a) Equivalent en eau (SWE: Snow Water Equivalent) et b) densité moyenne pour la capacité standard sans eau liquide (NL) et capacité augmentée de rétention d'eau liquide (AL) des simulations d'ISBA-ES. Ruissellement de neige total durant l'ablation pour c) les 3 modèles de neige et d) les 3 simulations ISBA-ES.



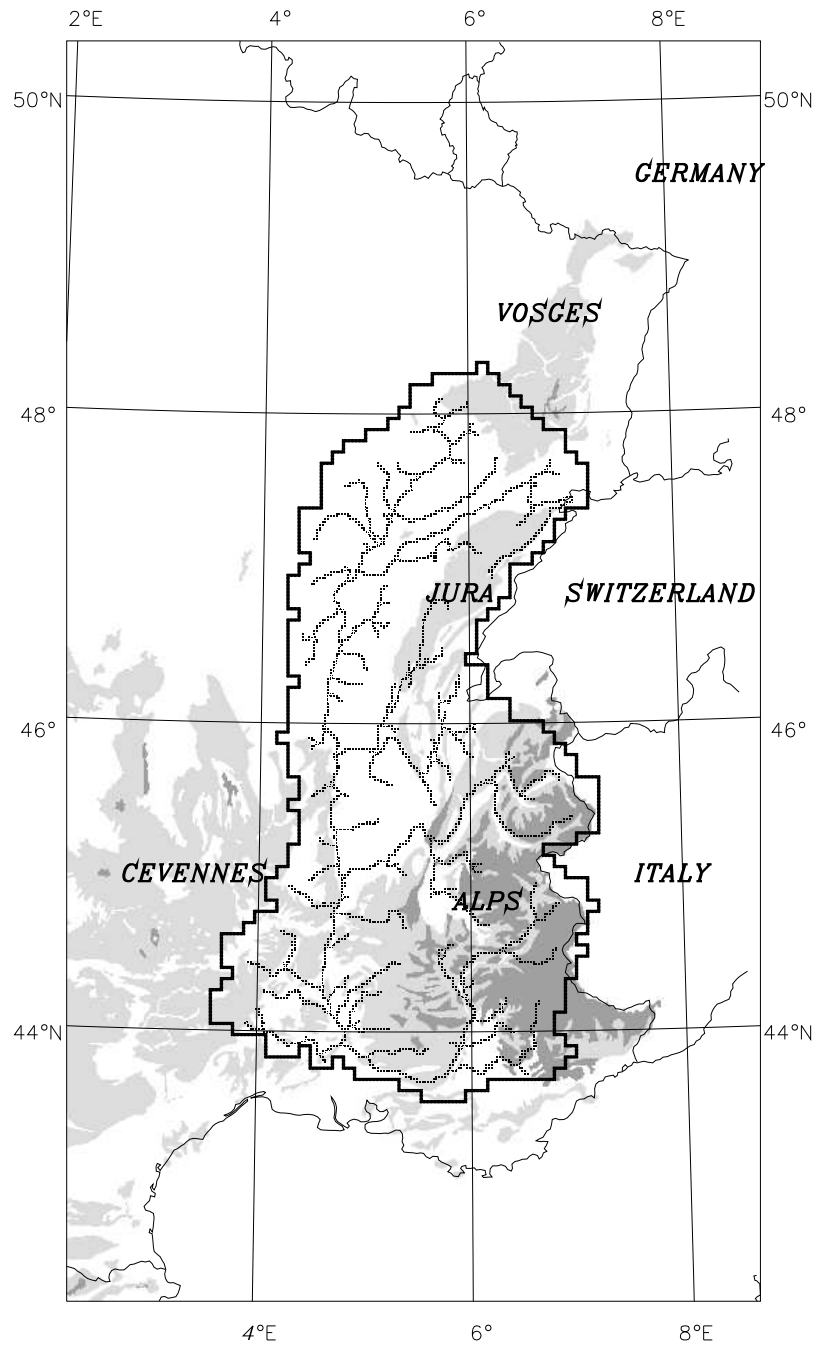


FIG. 5.13. Le domaine modélisé du bassin Rhône.

importante (le nom des stations de mesure de débits figurent entre parenthèses): la Durance (à la Clapière), le Doubs (à Courclavon) et le Buech (à Laragne). Le domaine modélisé, la position des stations de mesures et des sous-bassins et la topographie du bassin du Rhône sont présentés sur la figure 5.14.

Trois critères statistiques sont utilisés pour estimer la qualité des débits simulés ( $Q$  en  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ) : le critère de corrélation au carré ( $r^2$ ), le critère de Nash-Sutcliffe (défini par "Nash" sur les figures et proposé par Nash et Sutcliffe 1970) et le rapport entre débits simulés et observés ( $Q_s/Q_o$ ). Pour une simulation parfaite, tous ces critères sont égaux à l'unité. Les débits mensuels observés et simulés ainsi que l'équivalent en eau du manteau neigeux moyenné sur l'ensemble du bassin versant sont présentés pour les trois sous-bassins en moyenne de 1981 à 1994 sur la figure 5.15. La figure 5.16 présente l'évolution des critères statistiques annuels correspondants. Les critères statistiques moyens pour les 14 ans figurent pour chaque modèle de neige dans le tableau 5.3.

Le bassin de la Durance est le plus élevé des trois bassins (2149 m en moyenne) et présente l'équivalent en eau le plus important (figure 5.15). La fraction de neige et les hauteurs correspondantes sont importantes tout au long de l'hiver, aussi le modèle de neige choisi joue un grand rôle sur la modélisation hydrologique. Les résultats de ISBA-ES et CROCUS sont très proches en termes d'équivalent en eau du manteau neigeux et de débit. L'absence de rétention d'eau liquide par ISBA-FR explique l'équivalent en eau bien inférieur simulé par ce modèle, comme l'a montré Etchevers (1999); la même raison explique la différence entre ISBA-ES et ISBA-FR. Comme le manteau neigeux est très fourni, la fonte en surface produit de l'eau qui peut regeler au sein du manteau neigeux, ce qui conduit à un équivalent en eau du manteau neigeux beaucoup plus important dans ISBA-ES que dans ISBA-FR. L'impact sur le débit de la rivière est particulièrement notable en fin de saison (à la fonte des neiges), où les débits simulés avec ISBA-FR sont systématiquement sous-estimés, ainsi que la valeur maximale du pic de fonte nivale. Les caractéristiques mensuelles des débits sont bien reproduites par CROCUS et ISBA-ES, et les critères statistiques sont très proches (figure 5.16), même si ISBA-ES tend à surestimer les débits légèrement plus que CROCUS.

Le bassin du Doubs présente le deuxième équivalent en eau le plus fort, même s'il est nettement moins important que celui de la Durance (figure 5.15). CROCUS

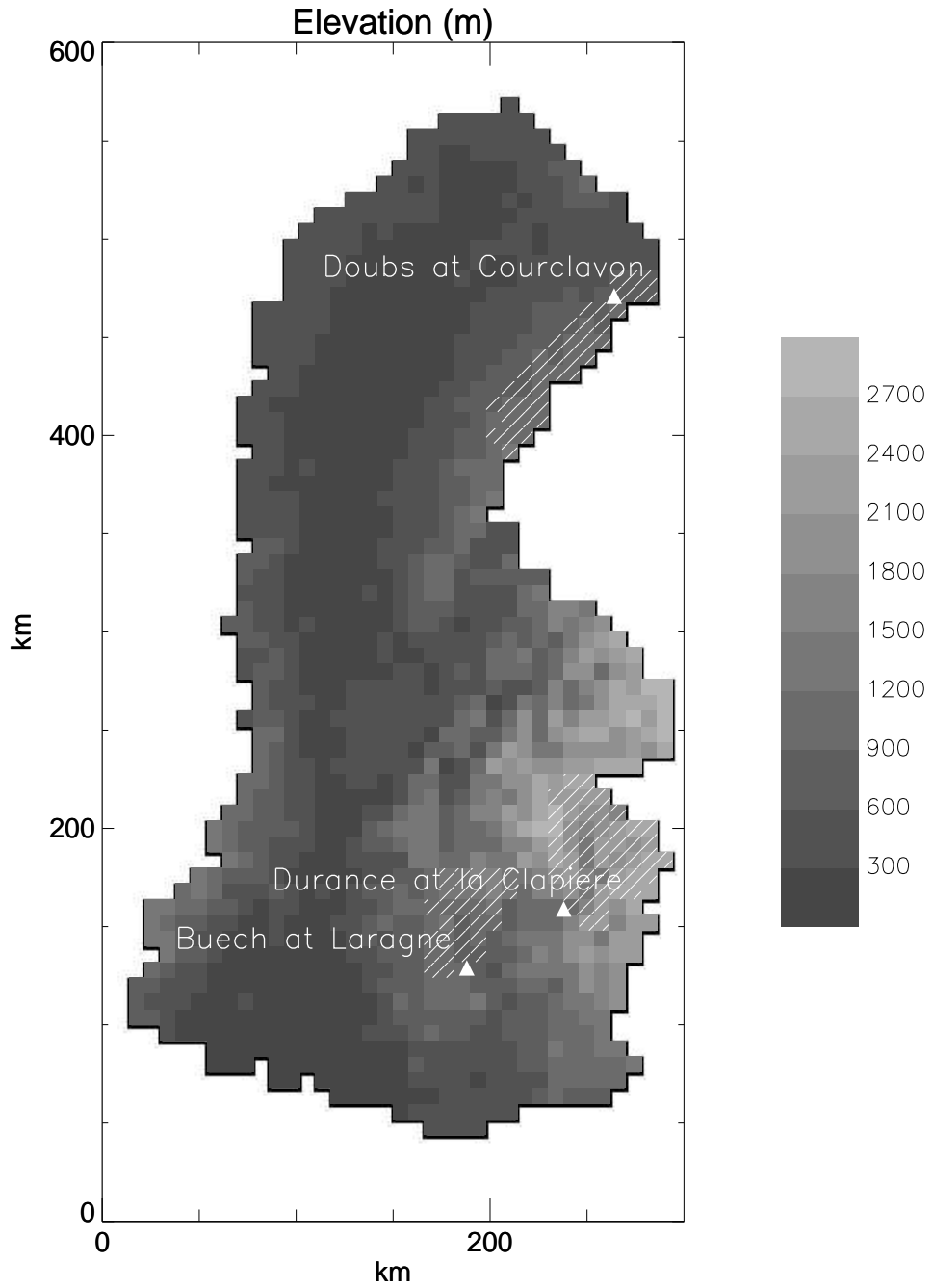


FIG. 5.14. Le domaine du bassin du Rhône (France). La topographie est ombrée, et les stations de mesure pour les trois sous-bassins examinés dans la présente étude sont indiqués: La Durance à la Clapière, le Doubs à Courclavon et le Buech à Laragne.

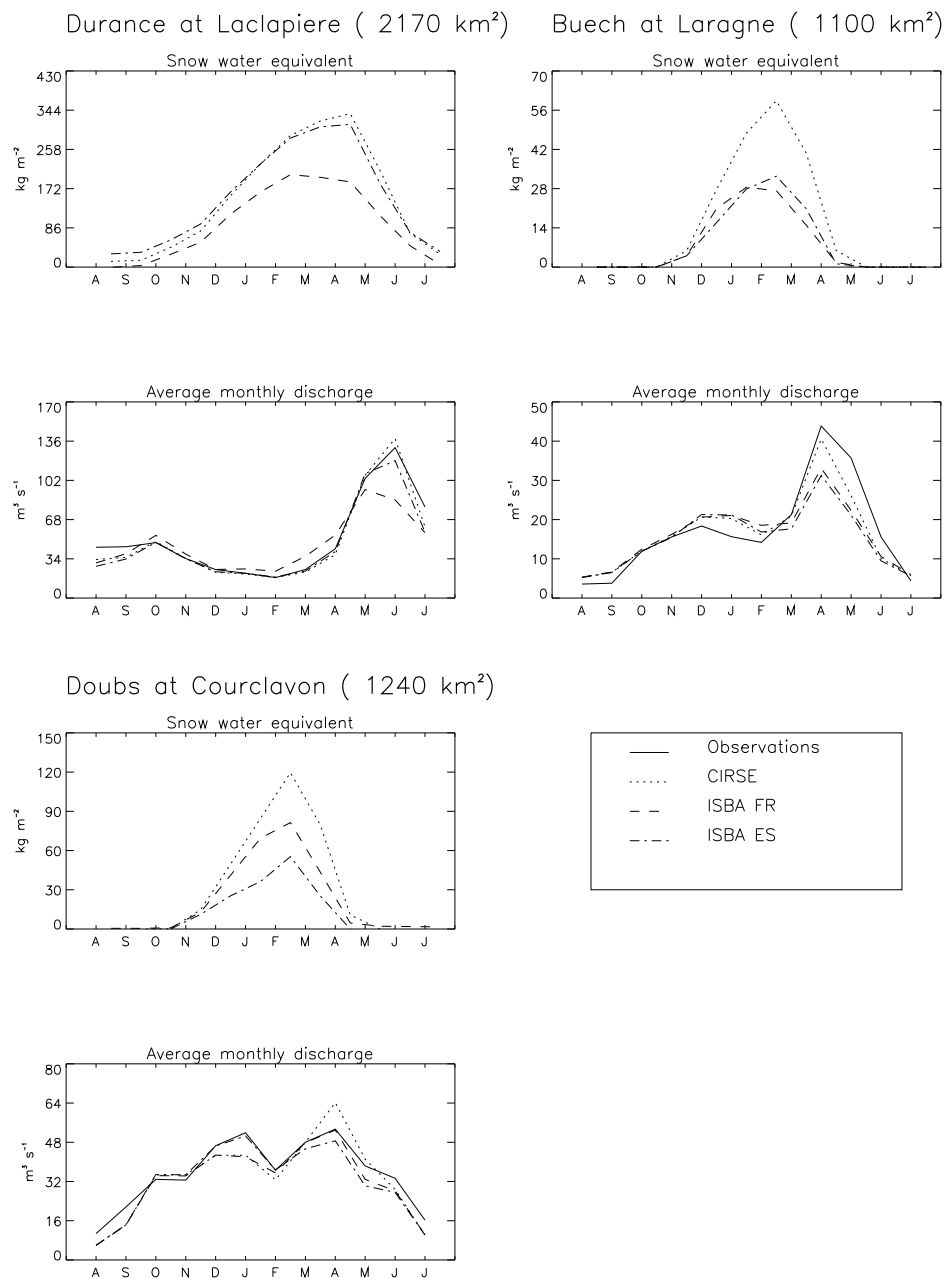


FIG. 5.15. Moyenne mensuelle de l'équivalent en eau ( $\text{kg m}^{-2}$ ) et débit des rivières ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ) de 1981-1994 pour les sous-bassins de la Durance, du Doubs et du Buech dans le bassin du Rhône. La surface des bassins est indiquée entre parenthèse. Les débits observés sont représentés par une ligne continue, les résultats d'ISBA-FR par une ligne en tiret, d'ISBA-ES par une ligne en pointillé-tiret et CROCUS par une ligne en pointillé.

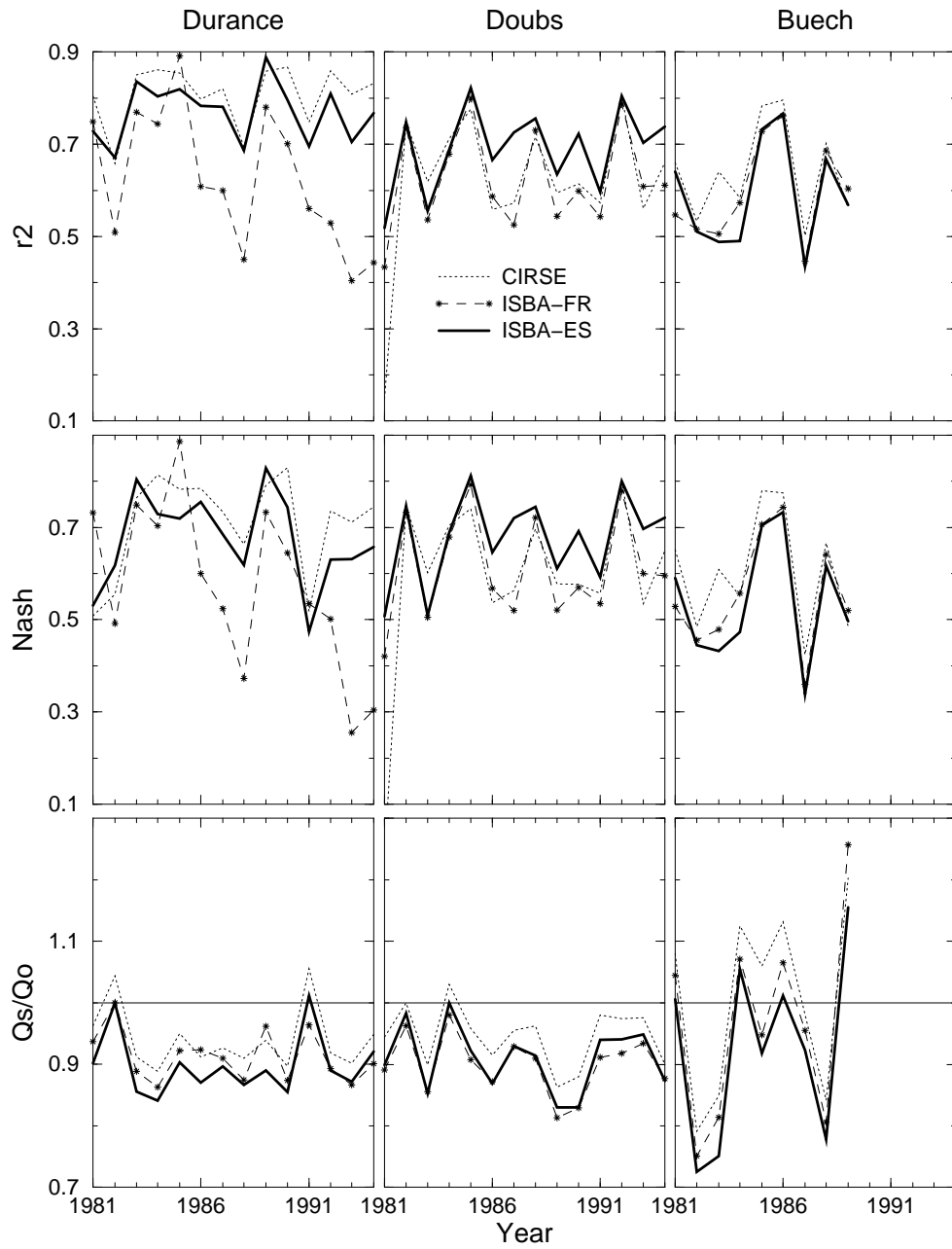


FIG. 5.16. Valeurs du carré du coefficient de corrélation ( $r^2$ ), le critère de Nash-Sutcliffe (Nash), et le rapport du débit simulé et du débit observé ( $Q_s/Q_o$ ) pour les sous-bassins de la Durance (colonne de gauche), du Doubs (colonne centrale) et du Buech (colonne de droite). Les résultats sont montrés pour ISBA-FR (ligne tiret avec des étoiles), ISBA-ES (ligne épaisse) et CROCUS (ligne en pointillé). Les moyennes sur toutes les années pour chaque modèle de couverture neigeuse se trouvent Table 5.3.

simule un équivalent en eau important et un fort pic printanier en comparaison avec ISBA-FR, essentiellement dû à la rétention d'eau liquide par le manteau neigeux (Etchevers 1999). Contrairement au cas la Durance, le schéma ISBA-ES simule le pic le plus faible. Le bassin du Doubs est situé à une altitude de 928m, aussi le maximum est relativement chaud par rapport aux autres bassins. Les conditions relativement douces en hiver par rapport aux deux autres bassins conduit à l'apparition plus précoce d'un pic similaire à celui observé au printemps.

TABLE 5.3. Valeurs des coefficients  $r_2$ , Nash et  $Q_s/Q_o$  moyenné sur l'ensemble de la période pour les 3 bassins et les 3 schémas de neige.

Model	Stat.	Durance	Doubs	Buech
CROCUS	$r_2$	0.81	0.61	0.64
CROCUS	Nash	0.71	0.59	0.60
CROCUS	$Q_s/Q_o$	0.94	0.95	1.01
ISBA-FR	$r_2$	0.62	0.62	0.60
ISBA-FR	Nash	0.57	0.61	0.56
ISBA-FR	$Q_s/Q_o$	0.91	0.90	0.97
ISBA-ES	$r_2$	0.77	0.69	0.59
ISBA-ES	Nash	0.67	0.68	0.54
ISBA-ES	$Q_s/Q_o$	0.90	0.91	0.93

Quand la fraction de neige est faible et que de l'énergie est disponible pour la fonte de la neige, le manteau d'ISBA-ES fond plus rapidement que celui d'ISBA-FR. Ceci résulte du traitement explicite de la neige. Le sol sous la neige peut réchauffer le manteau neigeux au-dessus de lui (aussi bien dans CROCUS que dans ISBA-ES) et provoquer la fonte à la base du manteau neigeux en plus de la fonte de surface (équation 5.26). Les différences entre CROCUS et ISBA-ES s'expliquent surtout par la différence de la capacité de rétention maximale et par le calcul de l'albédo. La plus faible capacité de rétention d'ISBA-ES par rapport à CROCUS fait que son manteau neigeux est plus vite saturé. Lorsque la neige est saturée, son albédo peut être significativement inférieur dans la simulation de ISBA-ES par rapport à celle de CROCUS. Une rétro-action positive amplifie la fonte, puisque la fonte précoce diminue la fraction de sol couverte par neige, permettant un réchauffement du sol et de la végétation et accélérant la fonte du manteau par conduction à sa base.

Cette fonte en début de saison conduit à une meilleure simulation du débit des mois de décembre et janvier par ISBA-ES que par CROCUS ou ISBA-FR. On note que bien que l'équivalent en eau du manteau d'ISBA-ES soit le plus faible des trois schémas, il s'accroît plus vite en janvier et février que celui d'ISBA-FR (à cause de la rétention d'eau liquide), mais moins rapidement que celui de CROCUS.

Le bassin du Buech présente l'équivalent en eau moyen le plus faible (figure 5.15) et une altitude moyenne de 1127m. L'équivalent en eau du manteau est légèrement plus grand dans ISBA-ES que dans ISBA-FR, alors que le maximum est atteint un mois plutôt avec ISBA-FR qu'avec ISBA-ES et CROCUS. Au début de l'hiver, ISBA-ES simule une fonte plus précoce que les autres modèles, mais cette différence n'est pas visible sur les débits simulés par comparaison avec ceux obtenus avec les deux autres schémas de neige. De manière générale, les critères statistiques sur les débits sont très proches pour les trois modèles, même si tous les schémas tendent à sous-estimer le pic de débit du mois de mars.

## 2) HAUTEUR DE NEIGE

Un réseau de 24 sites de mesures de hauteurs de neige a été utilisé par Etchevers (1999) pour valider les simulations d'enneigement dans la partie sud-est du bassin du Rhône (figure 5.17). Leurs altitudes varient entre 910 et 2590 m, avec une moyenne de 1791m. La figure 5.18 présente les hauteurs de neige décennales moyennées sur 14 ans (cm) simulées par les 3 modèles sur les 24 sites. Les observations se terminent en général à la mi-avril, date à laquelle la couverture neigeuse est encore importante en de nombreux points de mesure. Les hauteurs de neige calculées par ISBA-FR sont généralement les plus faibles en raison du faible équivalent en eau liquide (dû une fois de plus à l'absence de rétention d'eau liquide dans ISBA-FR). En outre, la densité de la neige simulée par ISBA-FR atteint rapidement sa valeur maximale ( $300 \text{ kg m}^{-3}$ ), alors qu'en début de saison CROCUS et ISBA-ES calculent des densités de la neige plus faibles (et donc des hauteurs de neige plus importantes), en particulier à haute altitude. En règle générale, CROCUS simule les hauteurs de neige les plus proches de celles observées.

Les principales sources de différences entre CROCUS et ISBA-ES sont dues aux formules de tassement et de densification de la neige (la densité de la neige de CROCUS est généralement supérieure à celle d'ISBA-ES en milieu de saison, voir

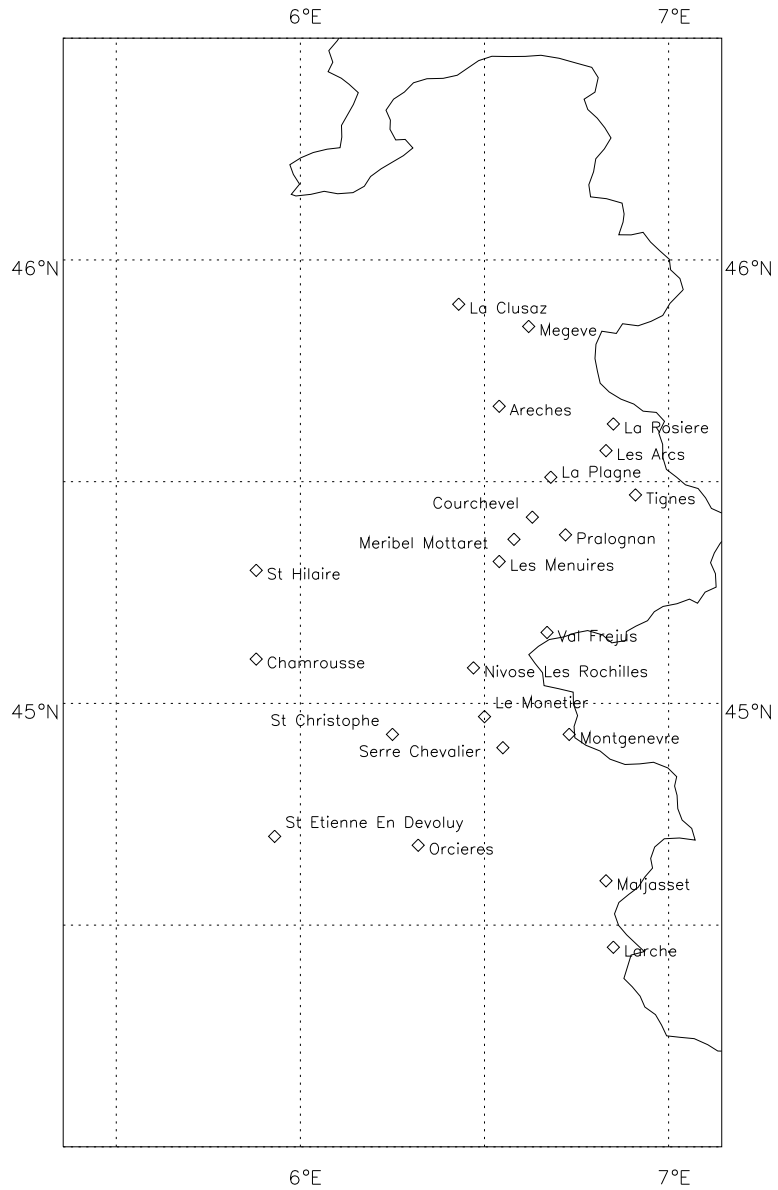


FIG. 5.17. Localisation des sites d'observation de couverture neigeuse utilisés dans la simulation du bassin du Rhône.



figure 5.3. En effet, Slater et al. (1998) ont montré que les schémas de compaction couramment utilisés dans les SVAT (tels que ceux présentés ici) sont sensibles à certaines paramétrisations empiriques des modèles, en particulier lorsque le tassement est déterminé par la température de la neige (via la viscosité). Ces valeurs sont généralement obtenues par étalonnage sur des sites aux conditions climatiques différentes de celles du CdP. La sous-estimation de la densité peut aussi être due à la physique plus détaillée de CROCUS, qui n'est pas complètement prise en compte dans ISBA-ES, telle la description granulaire de la neige ou la prise en compte fine de la stratigraphie.

## 7. Discussion

De nombreuses améliorations peuvent encore être apportées à ISBA-ES. Les effets de l'angle solaire zénithal et des nuages sur l'albédo de la neige (Loth et al. 1993; Sun et al. 1999) ont été négligés dans cette étude. L'albédo par ciel clair d'ISBA-ES diminue sous l'effet de l'âge en utilisant des constantes de temps couramment employées dans les SVAT. Une paramétrisation plus physique pourrait être développée, en tenant compte des propriétés de surface de la neige (telle que la densité de surface) et du dépôt de suie. Kunkel et al. (1999) ont récemment montré l'impact important de la végétation et des conditions météorologiques (tel que le vent) sur la fraction de sol couverte par la neige et sur la valeur moyenne de l'albédo des zones enneigées. Liston (1999) a développé des relations sous-maille entre la distribution de l'équivalent en eau dans la maille, le taux de fonte et la fraction de la maille enneigée. Ces effets ont été considérablement simplifiés ou négligés dans cette étude, bien qu'ils puissent avoir un impact important à la résolution choisie pour la modélisation hydrologique.

Jin et al. (1999) et Loth et Graf (1998a) ont montré l'amélioration de schémas de complexité intermédiaire obtenue en augmentant la valeur de la capacité de rétention maximale déduite du schéma d'Anderson (1976), également utilisé dans ISBA-ES. Des tests supplémentaires permettront de décider si l faut ou non suivre cette voie, en s'inspirant de la capacité de rétention d'eau plus grande utilisée dans CROCUS.

Un bilan énergétique de surface spécifique à la végétation permettrait une prise en compte explicite des interactions les arbres et le manteau neigeux, ce

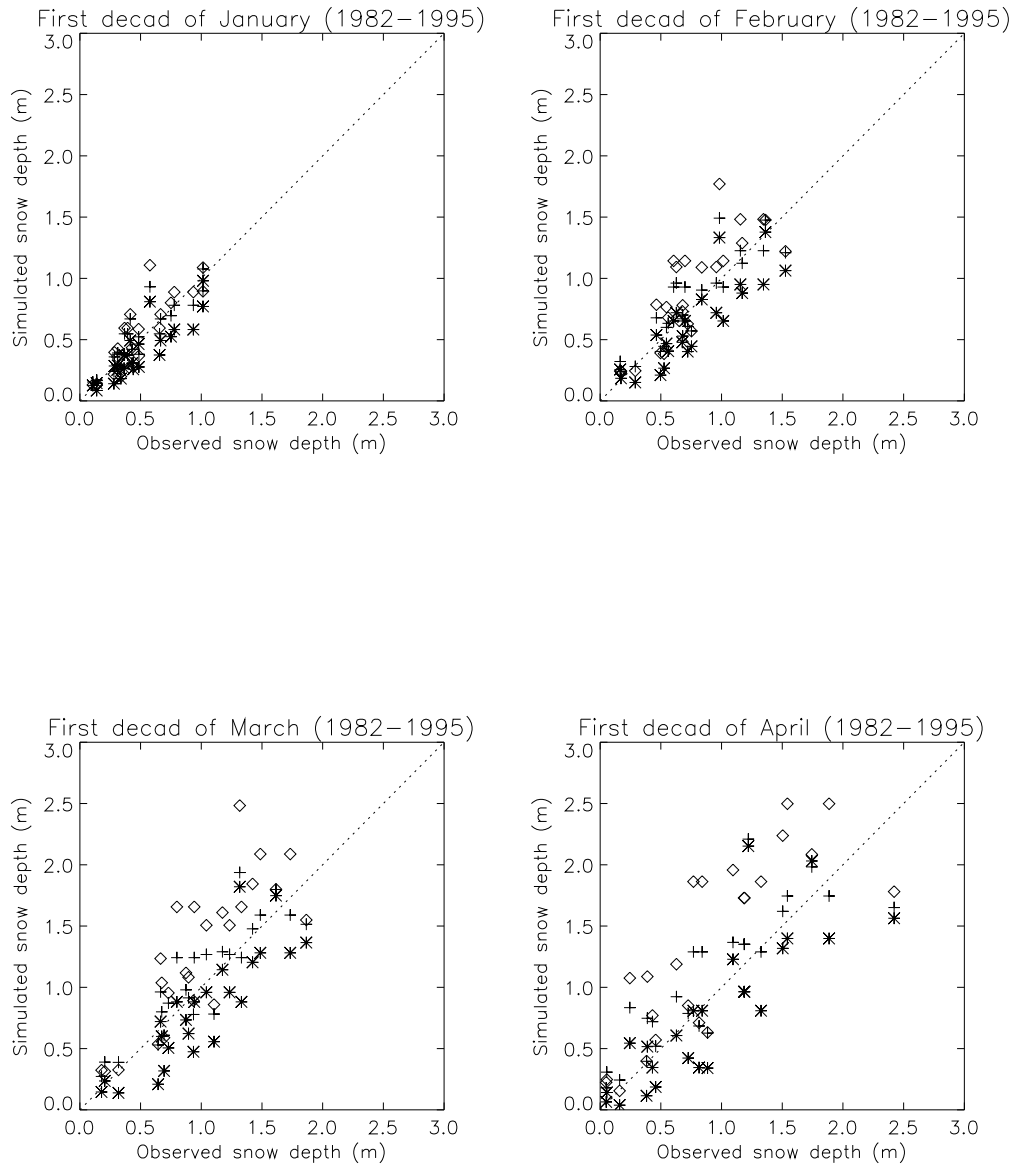


FIG. 5.18. Comparaison de la moyenne sur 10 ans de la hauteur de neige simulée par ISBA-FR, ISBA-ES et CROCUS aux stations présentées Fig. 5.17 pour ISBA-ES (losange), CROCUS (plus) et ISBA-FR (étoile).

qui est particulièrement important pour les zones forestières. Une étude plus poussée devrait déterminer si la modélisation de ces interactions apportera une amélioration de la simulation des débits et/ou des flux de surface moyens. Lorsque

des données supplémentaires seront disponibles, une étude complémentaire sera menée pour simuler les échanges turbulents en conditions aérologiques très stables à l'aide schéma standard d'ISBA.

Cherkauer et Lettenmaier (1999) ont montré l'influence du gel du sol sur la simulation à l'aide d'un couplage entre un SVAT et un modèle hydrologique pour un bassin enneigé et au climat froid. L'impact principal est une augmentation du pic printanier des débits. Les processus de gel de l'eau dans le sol n'ont pas été introduits dans le système ISBA-MODCOU car la profondeur de pénétration du gel est faible en général dans les Alpes. Néanmoins, le schéma du gel du sol décrit au chapitre 3 sera évalué sur le bassin du Rhône, car le gel du sol pourrait être significatif lorsque l'enneigement est peu important ou tardif dans la saison.

Le temps de calcul nécessaire aux trois schémas diffère considérablement. CROCUS nécessite un temps de calcul 5 fois supérieur à celui d'ISBA-FR pour simuler le bassin versant du Rhône sur le Fujitsu VPP300/700 de Météo-France. Le code de CROCUS est scalaire, alors que celui d'ISBA est complètement vectorisé, mais ceci est en partie compensé par le fait que CROCUS n'est activé qu'en présence de neige. ISBA-ES (complètement vectorisé) prend à peu près deux fois plus de temps qu'ISBA-FR. Il est activé à tous les pas de temps et en tout point (même en l'absence de neige) aussi des améliorations peuvent être envisagées afin de réduire le temps de calcul.

## 8. Conclusions

Un nouveau schéma de neige à 3 couches pour ISBA a été validé en utilisant des forçages météorologiques en mode forcé et au sein du couplage entre ISBA et le modèle hydrologique MODCOU. Les schémas ISBA-FR et ISBA-ES simulent de manière comparable le cycle annuel de l'équivalent en eau du manteau neigeux, des flux de surface, et de l'écoulement en un point donné. Des améliorations sur la hauteur de neige sont obtenus avec ISBA-ES par rapport à ISBA-FR en raison du meilleure schéma de tassement. Les résultats d'ISBA-ES ont surtout été améliorés en utilisant certaines paramétrisations du modèle de neige plus sophistiquées de CROCUS (considéré comme la référence), telles que la valeur minimale du coefficient d'échange en conditions stables et la valeur de la capacité de rétention d'eau liquide par la neige.

Les différences apparaissent clairement sur les débits moyennés sur 14 ans simulés par les 3 modèles couplés avec un modèle hydrologique de macro-échelle. Pour le bassin d'altitude relativement haute, la rétention d'eau liquide par le manteau neigeux est le processus le plus important pour modéliser correctement les pics printaniers des débits en période de fonte. Les débits et l'équivalent en eau du manteau neigeux simulés par CROCUS et ISBA-ES pour ce bassin sont très proches, tandis que le schéma ISBA-FR simule des débits plus importants l'hiver et plus faible au printemps. La simulation explicite du manteau neigeux (par opposition au manteau composite de ISBA-FR) et la rétention d'eau liquide par la neige sont les principales causes des différences entre ISBA-ES et ISBA-FR pour le bassin le plus bas. Pour le bassin d'altitude intermédiaire (avec le moins de neige), ISBA-ES et ISBA-FR ne sont pas significativement différents. Une capacité de rétention supérieure et un albédo systématiquement plus grand (surtout pour les altitudes les plus faibles et en période d'ablation) sont les principales causes de différences entre ISBA (ES et FR) et CROCUS. Les hauteurs de neige pour 24 postes alpins sont surestimées par ISBA-ES (surtout au milieu de l'hiver), sous-estimées par ISBA-FR et bien simulées par CROCUS. La surestimation par ISBA-ES est surtout due à la modélisation du tassement de la neige. Néanmoins, la date de disparition du manteau neigeux (qui est l'un des aspects les plus importants des schémas de neige) est plus proche entre ISBA-ES et CROCUS (pour 16 sites sur 24) grâce à une restitution similaire de l'équivalent en eau du manteau neigeux que entre ISBA-FR et CROCUS (4 sites sur 24) .

Les trois schémas ont été utilisés avec des valeurs des paramètres tirés de la littérature, alors qu'un étalonnage spécifique rendrait leur utilisation difficile au sein d'un modèle atmosphérique. En effet, Loth et Graf (1998b) obtiennent des résultats de bonne qualité pour plusieurs sites micro-météorologiques (dont le CdP) avec des conditions climatiques et des chutes de neige très différentes. Ils utilisent pour cela les mêmes paramétrisations et les mêmes valeurs empiriques des constantes (également adoptées dans ISBA-ES). Il faut en outre souligner que l'accroissement de la complexité de la physique de la neige ne se traduirait pas forcément par une amélioration de la simulation atmosphérique à cause de biais générés par d'autres aspects du modèle atmosphérique. Aussi, les améliorations des simulations de micro et macro-échelles utilisant des forçages prescrits ne peuvent pas toujours être

extrapolées aux simulations atmosphériques en raison des nombreuses rétro-actions entre la surface et l'atmosphère. Des essais supplémentaires devront être menés en mode complètement couplé afin de déterminer l'impact d'un nouveau schéma de neige sur la simulation atmosphérique au regard de son coût numérique.

# CHAPITRE 6

## CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

L'objectif de cette thèse était l'amélioration de nombreux aspects de l'hydrologie du schéma de surface ISBA (Interactions entre le Sol, la Biosphère et l'Atmosphère). La plupart des modifications apportées au schéma sont la conséquence de faiblesses mises en lumière lors des expériences d'intercomparaisons PILPS (Henderson-Sellers et al., 1993) et du Global Soil Water Programme (Dirmeyer 1997) ou bien lors de la modélisation de l'hydrologie des bassins du Rhne et de l'Adour à l'aide du modèle ISBA-MODCOU (Etchevers 2000, Habets et al. 1999a b).

Dans le projet GSWP (climatologie globale de l'eau du sol dans la zone racinaire) il était demandé de distinguer le réservoir racinaire (pour lequel l'indice d'humidité devait tre évalué) du réservoir total. Un premier test a été fait avec la version initiale à 2 réservoirs ayant naturellement conduit à une climatologie de l'eau du sol en général supérieure à la moyenne des schémas testés (Douville 1997). Par ailleurs, lors des études du bilan hydrique et de l'hydrologie du bassin de l'Adour, Habets et al. (1999ab) ont montré que l'ajout préliminaire d'un troisième réservoir hydrologique améliorait la simulation de la partition entre le ruissellement et l'évapotranspiration. Dans les travaux de Habets et al. (1999b), ce troisième réservoir ne pouvait alimenter le réservoir racinaire. Ainsi il est apparu nécessaire de développer une approche plus complète décrite au chapitre 3 (Boone et al. 1999), le troisième réservoir introduit sous la zone - racinaire pouvant alimenter la zone racinaire par capillarité. Dans cette nouvelle version, dénommée ISBA-3L, le contenu en eau disponible pour la transpiration des plantes est beaucoup mieux défini. Cette nouvelle discrétisation permet également de séparer un peu mieux les échelles de temps mises en jeux dans les processus de ruissellement de surface (dépendant de la zone racinaire) et de drainage profond (base du troisième réservoir). Les échanges d'eau par diffusion entre les deux réservoirs sont représentés à partir d'une méthode

de rappel semblable à la méthode 'force restore'. La constante de temps  $C_4$  de ce processus de diffusion est fonction de la texture du sol et de l'eau du sol, dans l'esprit de travaux précédents tels que la prise en compte du drainage par gravité (Mahfouf et Noilhan 1996). L'étalonnage du coefficient  $C_4$  a été réalisé à partir des résultats d'un modèle de transfert détaillé utilisé comme référence (modèle dénommé ISBA-DF).

Les trois paramètres clés d'ISBA - 3L reliant contenu en eau du sol et évapotranspiration sont le point de flétrissement, la résistance de surface minimum et l'épaisseur de la couche racinaire. D'autres paramètres, tels que la capacité au champ et la profondeur totale du sol sont aussi importants mais à un degré moindre sur l'évapotranspiration. Le nouveau paramètre (épaisseur racinaire) peut être prescrit à partir du type de végétation, de la même façon que les autres paramètres. Cette modification a permis d'améliorer la simulation du contenu en eau et du flux d'évaporation sur un cycle annuel d'une parcelle de soja documentée lors d'Hapex-Mobilhy. En revanche, peu d'impact ont été notés sur deux sites de cultures (données INRA Castanet). Cependant, pour ces deux derniers cas la résistance de surface optimum est plus satisfaisante que les étalonnages précédents avec la version de base. Les valeurs trouvées sont voisines de valeurs déjà publiées et identiques pour les deux cas de parcelles avec et sans irrigation (ce qui était plus difficile avec la version de base à 2 réservoirs).

Le schéma standard ISBA-FR (pour Force-Restore) a ensuite été modifié pour inclure le gel du sol. Ce développement a été motivé par de nombreux résultats récents montrant l'importance de l'inclusion de la glace dans le sol que ce soit en mode forcé (eg. Slater et al. 1998) ou couplé dans des modèles de prévision (Giard et Bazile 2000, Viterbo et al. 1999) ou de climat (Cox et al. 1999). L'équivalent en eau volumique de la glace est modélisé à l'aide de deux réservoirs : un réservoir de surface de faible épaisseur interagissant directement avec le bilan énergétique de surface et un réservoir profond. Les analogies entre gel / assèchement du sol et fonte/ré-humidification du sol sont utilisées pour modifier la plupart des coefficients thermiques et hydrauliques de la méthode force restore. Un des impacts le plus remarquable de la glace dans le sol est la réduction de la porosité du sol au fur et à mesure de sa formation.

Un exemple de l'influence de l'inclusion du gel dans ISBA-FR sur les températures de surface et du sol simulées a été montré à l'aide d'un jeu de données micrométéorologiques collectées en Illinois au cours de deux épisodes de gel prononcés (et sans neige à la surface). Le processus physique ayant le plus d'importance sur la simulation des flux et de la température de surface est le réchauffement (refroidissement) du sol lié au dégagement (absorption) de chaleur au cours du gel (dégel). De ce fait la simulation de la température de surface avec la version glace est fortement améliorée, surtout en période nocturne. Si le gel n'est pas décrit, la température de surface peut être sous estimée de plus de 5 degrés, accentuant le refroidissement des basses couches atmosphériques. Par ailleurs, avec la version gel, on a montré une amélioration générale des simulations de flux de surface.

Dans l'application précédente, la version ISBA-FR s'avère très satisfaisante par rapport à la version ISBA-DF simulant la diffusion explicite à partir de 8 couches de sol, avec des tendances similaires dans les processus de gel. La précision avec laquelle ces mécanismes de gel doivent être traités dans les modèles de prévision et de climat n'est pas très claire, justifiant ainsi l'utilisation d'ISBA-FR pour l'instant. Notons cependant qu'un seul cas a été examiné et que d'autres validations devraient être effectuées. L'utilisation par exemple des données de l'expérience BOREAS (Betts, 1999) permettrait de tester l'influence des sols gelés en profondeur sur le flux de transpiration. Les données de l'expérience Valdai permettraient également de tester la propagation du front de gel dans le sol.

Le dernier développement décrit dans cette thèse concerne un nouveau schéma à 3 couches de neige (dénommé ISBA-ES pour Explicite Snow) pour les raisons suivantes. La nécessité de palier à certaines faiblesses du schéma à une couche (Douville 1995a) est apparu dans l'intercomparaison Valdai telles que la sous estimation de l'accumulation de la neige et la fonte trop précoce du manteau (Habets 1999). D'autre part, Etchevers (2000) a montré l'amélioration significative de la simulation des débits des rivières alpines en utilisant le modèle détaillé de neige Crocus (Brun et al. 1992) dans le modèle couplé ISBA-MODCOU. Cependant, cette dernière option accroît de façon considérable le temps calcul (Boone et Etchevers, 2000). ISBA-ES a été couplé à ISBA-MODCOU afin de voir s'il pouvait reproduire les débits des rivières de façon comparable au modèle très détaillé, avec un temps calcul plus faible.



Comparée au schéma de neige basé sur la méthode force-restore dans la version originale d'ISBA, l'approche explicite à 3 couches ISBA-ES résout les importants gradients thermiques et de densité qui peuvent exister dans le manteau neigeux, distingue les bilans d'énergie des fractions de la surface enneigée et non enneigée, prend en compte les impacts de l'eau liquide dans le manteau neigeux, modélise l'absorption du rayonnement incident dans le manteau, et calcule explicitement la conduction de chaleur entre le sol et la neige. Cependant, par rapport aux modèles très détaillés (qui peuvent avoir une cinquantaine de couches), c'est un schéma beaucoup plus simple. Bien que des schémas du mme type ont été développés pour des applications de modèle de climat (Loth et al., 1993; Lynch-Stieglitz 1994; Sun et al. 1999), ISBA-ES n'a pas pour but de remplacer la méthode simple à une couche dans un futur proche. Il est plutt dédié actuellement à des études régionales o le manteau neigeux peut jouer un rle important, en raison en particulier d'une bonne prise en compte de la topographie.

ISBA-ES a été validé et comparé aux 2 autres schémas de neige disponibles dans ISBA (la version de base ISBA-FR: Douville et al. 1995, et ISBA-CROCUS : Etchevers 2000) dans Boone et Etchevers (2000). Les résultats des simulations des 3 schémas sur plusieurs cycles annuels ont été analysés sur 2 sites micrométéorologiques situés dans les Alpes franaises. Le chapitre 5 a montré que la paramétrisation de l'albédo de la neige, le traitement des transferts turbulents, et les différences dans les capacités de rétention de l'eau liquide sont les principales causes des différences entre les schémas détaillé et intermédiaire à l'échelle locale. Lorsque ces 2 dernières paramétrisations (relativement simples) du modèle détaillé CROCUS ont été mises dans le modèle intermédiaire à 3 couches, les différences entre les 2 schémas se sont encore réduites.

ISBA-ES a alors été validé et comparé aux 2 autres schémas de neiges couplés au modèle hydrologique MODCOU (Girard 1974, Ledoux et al. 1989). Le système couplé ISBA-MODCOU (Habets et al. 2000) a alors été appliqué sur le bassin versant du Rhne en France pour une simulation de 14 ans comparable à Etchevers (2000). La rétention d'eau liquide dans le manteau neigeux est la cause principale des différences dans les simulations des schémas de base et intermédiaire aux hautes altitudes, et joue un rle clé pour la modélisation des débits des rivières. Aux altitudes moins élevées, les différences entre les versions intermédiaire et détaillée

sont liées aux interactions entre fraction de neige, albédo et le traitement explicite des flux de chaleur à l'interface sol/neige. Les observations des hauteurs de neige sur 24 sites dans le bassin du Rhne ont été également utilisées. Les hauteurs de neiges sont généralement surestimées par ISBA-ES (en particulier en plein hiver), sous-estimées par ISBA-FR, et mieux simulées par ISBA-CROCUS. Cependant, la fin de la période de fonte (qui est certainement l'aspect le plus important pour les schémas de neige) est plus proche entre ISBA-ES et ISBA-CROCUS (16 sites sur 24) qu'entre ISBA-FR et ISBA-CROCUS (4 sites sur 24) du fait d'une simulation de l'équivalent en eau de la neige comparable.

En parallèle aux développements résumés précédemment, un schéma de sol multi-couches a été développé dénommé ISBA-DF. L'approche utilisée est relativement standard pour les schémas de surface: les transferts de chaleur suivent les gradients thermiques, et les flux d'eau sont générés par le gradient du potentiel du sol. Les évolutions de la température, de l'eau liquide et solide sont calculées aux mmes niveaux. Ce schéma a été développé principalement pour 3 raisons : calibrer le nouveau coefficient 'force-restore' de diffusion verticale d'eau dans le sol (Boone et al. 1999), étalonner le schéma de gel à 2 couches (Boone et al. 2000), et enfin évaluer l'intérêt d'utiliser un modèle détaillé par rapport à l'approche 'force restore' plus simple. Ce dernier point est important car de plus en plus de SVATs adoptent de tels schémas détaillés. Cependant, un des résultats clés de PILPS est que pour l'instant, les modèles ne peuvent pas tre groupés en fonction de leur complexité à partir des résultats des simulations. Au fur et à mesure que les expériences PILPS et les analyses des modèles seront effectuées, et que des jeux de données plus complets seront disponibles à la communauté des modélisateurs, cette issue continuera à tre explorée en utilisant à la fois ISBA-FR et ISBA-DF. Parmi les avantages de l'approche multi-couches et traitement explicite de la diffusion on peut mentionner la plus grande souplesse pour représenter les différentes échelles de temps caractéristiques des transferts thermiques (Viterbo et Beljaars 1995), la possibilité de prendre en compte des gradients verticaux de texture et de calculer les variables d'état aux mmes niveaux (ce qui important pour la glace en raison du couplage avec la température) et enfin de décrire plus précisément le système racinaire. On pourrait ajouter que les contraintes en temps calcul sont moindre que dans le passé, le traitement de la surface étant relativement faible par rapport à

celui des paramétrisations dans l'atmosphère. Ainsi, les avantages de la méthode multi-couches sont certains même si quelques inconvénients demeurent tels que ceux liés à l'initialisation des variables dans les modèles de prévision et le problème encore mal résolu de la spécification des propriétés du sol et du système racinaire par exemple.

Les nombreux développements de l'hydrologie du schéma ISBA discutés dans cette thèse doivent être consolidés dans les années à venir à l'occasion de projets d'intercomparaison et de validations supplémentaires.

De nouvelles validations et tests des modifications et options d'ISBA sont déjà prévues dans les prochains mois. Une nouvelle simulation de l'expérience GSWP sera réalisée en utilisant ISBA-3L, avec le gel du sol et peut-être avec le nouveau schéma de neige. Cela représente une étape importante, pour tester ces nouvelles paramétrisations à l'échelle globale sur des surfaces et conditions climatiques très variées, et sur 2 cycles annuels. L'impact le plus important du troisième réservoir sera certainement une plus grande humidité des sols (sur l'ensemble de la colonne), qui dépend de l'évapotranspiration, du fait de la diminution de l'eau directement disponible pour la transpiration (dans la zone racinaire). Cela pourrait, en retour, modifier la partition des précipitations en évapotranspiration et ruissellement. On peut s'attendre à un impact du gel sur l'augmentation du ruissellement de surface et une modification du bilan d'énergie de surface en hiver et au printemps dans les régions de latitudes élevées dues à la libération de chaleur latente lors des cycles de gel/dégel, et à l'accroissement de l'humidité du sol durant l'été (dû à un décalage dans le temps de l'alimentation de l'eau du sol par la fonte de la glace).

Les simulations du manteau neigeux par ISBA-ES (MODCOU) sur le bassin versant du Rhne seront examinées plus en détail. Certaines paramétrisations, telles que le tassement, la rétention d'eau liquide, et les flux turbulents en condition stable, devraient être approfondies. De plus, le gel du sol sera ajouté au système afin de voir s'il a un impact significatif sur la simulation des débits des rivières. Dans les Alpes françaises le sol ne gèle en général pas sur des profondeurs significatives (Etchevers 2000). Cependant, cela pourrait être important sur les années relativement sèches (peu de neige), ou pour les régions avec une fraction de neige relativement faible. Le système ISBA-MODCOU ainsi modifié sera également utilisé pour explorer l'impact du changement climatique sur la ressource en eau.

Deux projets liés à PILPS vont tre entrepris: une nouvelle simulation de PILPS-Valdai en utilisant les dernières modifications du modèle, et la participation à la nouvelle phase PILPS-2e. PILPS-Valdai a déjà été simulé en utilisant toutes les modifications d'ISBA mentionnées précédemment, et l'analyse est actuellement en cours. Le plus important défaut d'ISBA dans cette étude (fonte prématurée du manteau neigeux) a déjà été amélioré par l'introduction du gel. Le gel dans le sol ralenti tout d'abord la fonte de la neige, ce qui se traduit par une amélioration de la simulation de l'équivalent en eau de la neige et de la durée d'enneigement.

La phase PILPS-2e est un projet commun de GEWEX et de l'Etude du Système Climatique Arctique (ACSYS: Artic Climate System Study). C'est une autre opportunité de valider les 2 modifications d'ISBA pour les climats froids. Trois bassins versants des latitudes élevées froid seront simulés: le Torne en Suède, le Mackenzie au Canada, et la Léna en Russie. La principale motivation pour cette étude est de traiter les conséquences du réchauffement global aux hautes latitudes sur l'hydrologie de grands bassins versants. L'intercomparaison spatiale de l'hydrologie et des processus de surface simulés par une quinzaine de schémas est prévue sur plusieurs années. Ce projet commencera en été au cours de l'année 2000.

Enfin, il est envisagé que les développements réalisés dans cette thèse soient finalement utilisés dans les modèles de méso-échelle et de climat de Météo-France (certains aspects pouvant tre intégrés dans le modèle de prévision). Une description plus physique de la surface ne s'accompagne pas nécessairement d'une amélioration des simulations des basses couches de l'atmosphère à cause de biais ds à d'autres aspects du modèle atmosphérique. De plus, les améliorations obtenues dans les simulations à l'échelle locale et à moyenne échelle effectuées avec des forages atmosphériques prescrits ne peuvent pas toujours tre extrapolées dans les simulations couplées avec l'atmosphère, à cause du manque de rétroaction entre la surface et l'atmosphère. Le cot de l'ajout de variables pronostiques, de l'augmentation des calculs, et de paramètres supplémentaires dans un modèle atmosphérique doit tre évalué par rapport à l'amélioration des simulations atmosphériques. Des tests supplémentaires devront tre faits en mode couplé pour déterminer l'impact et le rapport cot-efficacité des nouveaux schémas dans les modèle atmosphériques. Enfin, le prochain développement majeur dans ISBA devrait tre l'ajout d'une couverture végétale explicite avec le calcul de deux bilans d'énergie distincts pour la végétation

et le sol. Cet aspect est particulièrement important pour une amélioration du transfert radiatif dans la végétation en relation avec l'assimilation du CO<sub>2</sub> atmosphérique (Calvet et al. 1998b), pour aborder plus physiquement la modélisation de la neige en présence de végétation et enfin pour l'assimilation de données télédéteectées et le développement d'un module d'émission micro - ondes de la surface en relation avec le futur programme spatial SMOS.

# ANNEXES

# ANNEXE A

## DIFFUSION EN PHASE VAPEUR

La diffusivité isotherme en phase vapeur est exprimée par:

$$D_{\nu\psi_j} = \frac{D_{\nu j}}{\rho_w} \frac{\partial \rho_{\nu j}}{\partial \psi_j}, \quad (\text{A.1})$$

ou  $\rho_{\nu}$  représente la densité de la vapeur d'eau dans les pores du sol et  $D_{\nu}$  une diffusivité moléculaire effective (Milly 1982) qui peut s'écrire (Braud et al. 1993):

$$D_{\nu j} = D_{\nu a j} \alpha_{\nu} f_{\nu a j} \frac{p}{(p - p_{\nu})}, \quad (\text{A.2})$$

Le facteur de tortuosité  $\alpha_{\nu} = 0.66$ .  $p$  et  $p_{\nu}$  sont les pressions atmosphériques et de la vapeur d'eau. La fonction  $f_{\nu a}$  est définie par:

$$f_{\nu a j} = \begin{cases} [w_{\text{sat } j} - (w_{L j} + w_{I j})] [1 + (w_{L j} + w_{I j}) / (w_{\text{sat } j} - w_k)] & (w_j > w_k) \\ w_{\text{sat } j} & (w_j \leq w_k) \end{cases} \quad (\text{A.3})$$

$w_k$  est un paramètre définissant le point de discontinuité de la phase liquide dans le sol ( $0.05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  ici). La fonction  $f_{\nu a}$  est reliée au volume des pores disponible pour la vapeur ( $w_{\text{sat}} - w_L - w_I$ ). Le coefficient de diffusivité moléculaire est donné par:

$$D_{\nu a j} = c_{\nu} \left( \frac{p_0}{p} \right) \left( \frac{T_j}{T_f} \right)^{n_{\nu}}, \quad (\text{A.4})$$

avec  $c_{\nu} = 2.17 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ,  $n_{\nu} = 1.88$ , et  $p_0 = 10^6 \text{ Pa}$ . On fait l'hypothèse que les contenus en eau vapeur, liquide et glace sont en équilibre. Ainsi, la densité de vapeur peut tre exprimée par:

$$\rho_{\nu j} = \rho_{\nu \text{ sat}}(T_j) \exp\left(\frac{\psi_j g}{R_{\nu} T_j}\right), \quad (\text{A.5})$$

ou l'exponentielle représente l'humidité de l'air dans le sol. La densité totale de vapeur saturante est la moyenne pondérée des composantes liquide ( $L$ ) et glace ( $I$ ).

$$\rho_{\nu \text{ sat}}(T_j) = (1 - \chi_j) \rho_{\nu \text{ sat } L}(T_j) + \chi_j \rho_{\nu \text{ sat } I}(T_j) , \quad (\text{A.6})$$

Le facteur de glace est défini par  $\chi_j = w_{Ij}/w_{\text{sat } j}$ . En prenant la dérivée de  $\rho_{\nu j}$  par rapport à  $\psi_j$ , les expressions (A.2) et (A.1) conduisent à:

$$D_{\nu \psi j} = \frac{\alpha_{\nu} p D_{\nu a j} f_{\nu a j} g p_{\nu j}}{\rho_w (p - p_{\nu j}) (R_{\nu} T_j)^2} . \quad (\text{A.7})$$

La variation de  $k$  et de  $D_{\nu \psi}$  en fonction de l'humidité relative du sol ( $w_L/w_{\text{sat}}$ ) et pour trois textures est illustrée à la figure A.1 (pas de glace, température de 285 K et pression de  $10^5$  Pa). On voit que pour des sols secs, la diffusion vapeur devient le processus dominant de diffusion.

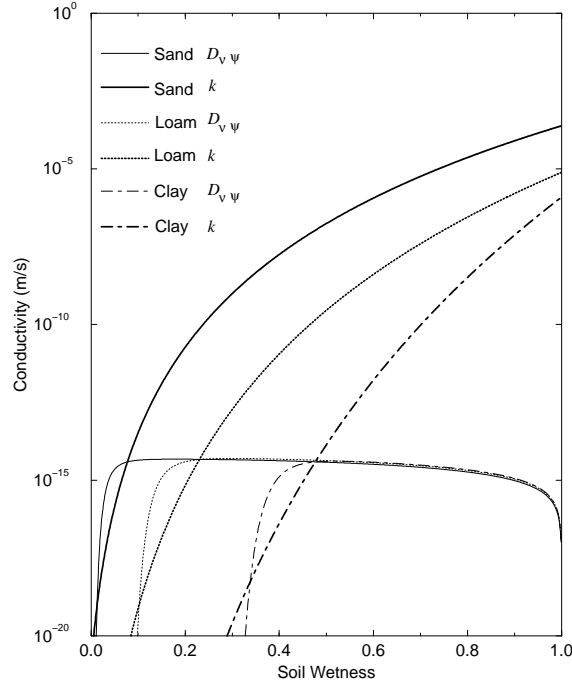


FIG. A.1. Conductivités hydrauliques en phase liquide ( $k$ ) et vapeur ( $D_{\nu \psi}$ ) pour trois texture en fonction de l'humidité du sol (température du sol constante égale à 285 K et pression =  $10^5$  Pa).



# ANNEXE B

## NUMERICAL METHODS

Implicit time schemes are used to solve the equations for heat and mass transfer within the soil in ISBA-DF. Using either the backward-difference or Crank-Nicholson schemes, the linear set of diffusion equations can be cast in tridiagonal form and solved with relative ease. Eliminating the phase transformation term ( $\Phi$ ), Eq. (2.47) can be written using an implicit time scheme as

$$T_j^n = T_j^{n-1} + \frac{\Delta t}{c_{gj} \Delta z_j} \left[ \varphi (G_{j-1}^n - G_j^n) + (1 - \varphi) (G_{j-1}^{n-1} - G_j^{n-1}) \right], \quad (\text{B.1})$$

where  $n - 1$  and  $n$  represent the values at the beginning and end of the time step,  $\Delta t$ , respectively.  $\varphi$  is a constant weight which varies from 0 to 1. The surface energy budget equation is solved in ISBA using the backward difference scheme, so for consistency this scheme is used to evaluate Eq. B.1 by setting  $\varphi = 1$ . The solution method is shown in Annexe C. A value of  $\varphi = 0$  corresponds to an explicit time scheme.

After the soil temperatures at time  $n$  have been evaluated, the soil water phase change term is calculated using any excess energy available for phase change. If a phase change occurs, the corresponding layer average temperature and volumetric ice content are updated from

$$T_j^{n*} = T_j^n + \frac{\Delta t}{c_{gj}} \Phi_j \quad (\text{B.2})$$

$$w_{Ij}^n = w_{Ij}^{n-1} + \frac{\Delta t}{\rho_w} \left( \frac{\Phi_j}{L_f} - S_{Ij} \right), \quad (\text{B.3})$$

where  $T_j^{n*}$  is the final soil temperature.

The equation for liquid water transfer is solved using

$$w_{Lj}^n = w_{Lj}^{n-1} + \frac{\Delta t}{\Delta z_j} \left[ \varphi (F_j^n - F_{j-1}^n) + (1 - \varphi) (F_j^{n-1} - F_{j-1}^{n-1}) \right] - \frac{\Delta t}{\rho_w} \left( S_{Lj} + \frac{\Phi_j}{L_f} \right), \quad (\text{B.4})$$

where  $\varphi = 0.5$  which results in the Crank-Nicholson time scheme. The flux terms ( $F_j^n$ ) can be linearized or an iterative solution method can be used. Two solution options currently exist for Eq. B.4. An iterative scheme can be used when large time steps are desired (on the order of 30 minutes or more) or when a high accuracy of solution is desired. For most “normal” soil conditions (soil moisture in the approximate range from wilting point to field capacity) 1 iteration generally is all that is required to achieve adequate convergence using the current model with time steps as large as 30 minutes. For many applications, especially those using smaller time steps, Eq. B.4 can be linearized. This method is well suited for applications with coupled atmospheric models in which such issues as vectorization of the model code are important. Details on both solution methods are given in Annexe E.

The simple solution procedure described above is reasonable considering the model is intended for atmospheric modeling and the time steps used (generally approximately 30 minutes or less). A more accurate approach would be to iterate the entire set of equations for the surface energy balance, soil heat and liquid water transfer, and soil ice evolution: but this type of approach is currently deemed to be too expensive for the considered application.

## ANNEXE C

### SOLUTION METHOD FOR SOIL TEMPERATURE

Eq. (B.1) can be written as a system of linear equations which can be solved quickly and with little storage because the equations can be cast in tridiagonal form. Using the backward difference time scheme (i.e.  $\varphi = 1$ ), Eq. (B.1) can be written as

$$\varrho_j(T_j^n - T_j^{n-1}) = \frac{\bar{\lambda}_{j-1}}{\Delta\bar{z}_{j-1}}(T_{j-1}^n - T_j^n) - \frac{\bar{\lambda}_j}{\Delta\bar{z}_j}(T_j^n - T_{j+1}^n) , \quad (\text{C.1})$$

where  $\varrho_j = \Delta z_j c_{g,j} / \Delta t$ . Note that the heat capacity and thermal conductivity are assumed to be constant over the model time step: this is a reasonable approximation for the time steps considered for this model. This approximation simplifies the solution procedure considerably as iterations between the soil moisture continuity equation and the heat equation are not required.

Rearranging to have all of the terms involving the temperature at the time step  $n$  from Eq. (C.1) on the left hand side yields

$$a_j T_{j-1}^n + b_j T_j^n + c_j T_{j+1}^n = f_j , \quad (\text{C.2})$$

where the coefficients are defined as

$$\begin{aligned} a_j &= - (\bar{\lambda}_{j-1} / \Delta\bar{z}_{j-1}) \\ b_j &= \varrho_j + (\bar{\lambda}_{j-1} / \Delta\bar{z}_{j-1}) + (\bar{\lambda}_j / \Delta\bar{z}_j) \\ c_j &= - (\bar{\lambda}_j / \Delta\bar{z}_j) . \end{aligned}$$

The function  $f$  is defined as

$$f_j = \varrho_j T_j^{n-1} .$$

*a. Solution Method*

Eq. (C.2) represents a system of linear equations in  $T^n$  which can be written in matrix form as

$$\mathbf{A}\hat{T} = \hat{f} , \quad (\text{C.3})$$

where  $\hat{T}$  and  $\hat{f}$  are vectors of length  $N$ , and  $\mathbf{A}$  is the  $N \times N$  coefficient matrix. The solution is given by

$$\hat{T} = \mathbf{A}^{-1}\hat{f} . \quad (\text{C.4})$$

The coefficient matrix is tridiagonal and the non-zero elements are represented by  $a$ ,  $b$  and  $c$ :

$$\mathbf{A} = \begin{pmatrix} b_1 & c_1 & 0 \\ a_j & b_j & c_j \\ 0 & a_N & b_N \end{pmatrix} . \quad (\text{C.5})$$

*b. Boundary Conditions*

1) LOWER BOUNDARY

At the lower boundary, the no-flux boundary condition results in

$$\begin{aligned} a_N &= -(\bar{\lambda}_{N-1}/\Delta\bar{z}_{N-1}) \\ b_N &= \varrho_N + (\bar{\lambda}_{N-1}/\Delta\bar{z}_{N-1}) \\ c_N &= 0 \\ f_N &= \varrho_N T_N^n . \end{aligned}$$

2) UPPER BOUNDARY

The transformation from the Force-Restore approach to the diffusion approach for the surface energy balance and soil temperature profile can be made easily using the existing code. Eq. (2.6) is linearized in the code following Giordani (1993) and can be expressed as

$$T_s^n = T_s^{n-1} \frac{Z_b}{Z_a} + \frac{Z_c}{Z_a} , \quad (\text{C.6})$$

where the coefficients  $Z_a$ ,  $Z_b$  and  $Z_c$  represent the linearized form of the various flux terms in Eq. (2.6). They are expressed (for the non-ice case) from Giordani

(1993) as

$$\begin{aligned}
Z_a &= \frac{1}{\Delta t} + \frac{2\pi}{\tau} + C_T \left\{ 4\epsilon\sigma T_s^3 + \frac{\rho_a}{R_a} C_p + \right. \\
&\quad \left. \frac{\rho_a}{R_a} \frac{\partial q_{\text{sat}}}{\partial T_s} [L_v \text{veg} (1 - p_{nv}) h_v + L_v (1 - \text{veg}) (1 - p_{ng}) h_u + L_f p_n] \right\} \\
Z_b &= \frac{1}{\Delta t} + C_T \left\{ 3\epsilon\sigma T_s^3 + \right. \\
&\quad \left. \frac{\rho_a}{R_a} \frac{\partial q_{\text{sat}}}{\partial T_s} [L_v \text{veg} (1 - p_{nv}) h_v + L_v (1 - \text{veg}) (1 - p_{ng}) h_u + L_f p_n] \right\} \\
Z_c &= \frac{2\pi T_2}{\tau} + C_T \left\{ \epsilon R_A + R_G (1 - \alpha) + \frac{\rho_a}{R_a} C_p T_a \right. \\
&\quad \left. \frac{\rho_a}{R_a} [(L_v \text{veg} (1 - p_{nv}) h_v + L_f p_n) (q_{\text{sat}} - q_a) + \right. \\
&\quad \left. L_v (1 - \text{veg}) (1 - p_{ng}) (h_u q_{\text{sat}} - q_a)] \right\}
\end{aligned}$$

where  $T_s$  and all of the temperature dependent terms (those involving  $R_A$  and  $q_{\text{sat}}$ ) in the expressions for  $Z_a$ ,  $Z_b$  and  $Z_c$  are evaluated using  $T_s^{n-1}$ .

It is of interest to express two of the coefficients as

$$Z_a = 2\pi/\tau + \beta_a , \quad (\text{C.7})$$

$$Z_c = 2\pi T_2^{n-1}/\tau + \beta_c , \quad (\text{C.8})$$

since these two terms are the only ones which must be modified when replacing the Force-Restore equation with the diffusion equation. Note that Eq. (C.6) represents a locally implicit time scheme as the sub-surface soil temperature is defined from Eq. (C.8) at time  $n - 1$ .

Assuming a surface insulating layer, the the surface energy budget is defined using Eq. 2.50. In order to linearize Eq. (2.50) such that it has the same form as Eq. (C.6), we define

$$Z_a^* = 2\lambda_1/(c_s \Delta z_1) + \beta_a , \quad (\text{C.9})$$

$$Z_c^* = 2\lambda_1 T_1^n/(c_s \Delta z_1) + \beta_c , \quad (\text{C.10})$$

using the expression for the soil heat flux from Eq. (2.48). Using Eq.s (C.9) and (C.10), the linearized form can now be expressed as

$$T_s^n = T_s^{n-1} \frac{Z_b}{Z_a^*} + \frac{Z_c^*}{Z_a^*} . \quad (\text{C.11})$$

Note that Eq. (C.11) represents a fully implicit time scheme scheme as the sub-surface soil temperature in the expression for  $Z_c^*$  is at time  $n$ . The error involved in using the locally implicit scheme for the Force-Restore method is, in general, negligible since the temperature  $T_2$  evolves much more slowly than  $T_s$ . But in using diffusion with comparatively thin upper soil layers, errors in using a locally implicit scheme are not always negligible (i.e. the flux  $G_0$  is not conserved) so that the fully implicit scheme is adopted. Since the surface temperature equation is linearized, it is simply solved simultaneously with the soil temperature profile (which is expressed as a linear set of  $N$  equations in  $T$ ).

In order to solve the surface temperature equation together with the soil temperature profile, we manipulate Eq. (C.11) to put it in the same form as Eq. (C.1). Substitution of Eq. (C.10) into Eq. (C.11) and multiplication by  $c_s$  and rearranging to have all temperature terms at  $n$  on the left hand side gives

$$c_s Z_a^* T_s^n - (2\lambda_1/\Delta z_1) T_1^n = c_s (T_s^{n-1} Z_b + \beta_c) . \quad (\text{C.12})$$

Eq. (C.12) can then be written in the same form as Eq. (C.2) where the matrix coefficients and forcing function for the first elements (uppermost or surface layer) are defined as

$$\begin{aligned} a_1 &= 0 \\ b_1 &= c_s Z_a^* \\ c_1 &= -2\lambda_1/\Delta z_1 \\ f_1 &= c_s (T_s^{n-1} Z_b + \beta_c) . \end{aligned}$$

This results in a set of  $N + 1$  equations.

If the option to use no insulating layer is desired for bare-soil conditions (i.e.  $T_s = T_1$ ), one may use the same solution procedure except substitute  $T_2$  for  $T_1$  in Eq. (C.10) (thereby changing the above equations). The matrix elements in row 1 become

$$\begin{aligned} a_1 &= 0 \\ b_1 &= c_{g1} \Delta z_1 Z_a^* \\ c_1 &= -\bar{\lambda}_1/\Delta \bar{z}_1 \\ f_1 &= c_{g1} \Delta z_1 (T_s^{n-1} Z_b + \beta_c) . \end{aligned}$$

## ANNEXE D

### PRESENCE OF THE WATER TABLE

The diffusion term (i.e. capillary rise across the lower model boundary) can be significant when the water table is near  $z_N$ . A simple option exists for utilizing a prescribed water table depth using an expression consistent with the vertical flux formulation used for the other model layers. The lower flux boundary condition, considering the water table depth ( $z_T$ ), is derived assuming that at the top of the water table the soil is saturated, i.e.  $S_L = 1$ . The lower boundary flux can then be expressed using Eq. (2.67) as

$$F_N = -k_N \left( \tilde{\psi}_N \right) \left[ \frac{(\psi_N - \psi_s)}{\Delta \bar{z}_N} + 1 \right] , \quad (\text{D.1})$$

where  $\tilde{\psi}_N$  is calculated using Eq. 2.70 assuming that  $\psi(z_T) = \psi_s$ . The layer thickness over which the matric gradient is calculated is  $\Delta \bar{z}_N = z_T - (z_N + z_{N-1}) / 2$ . The effects of vapor diffusion are neglected at the lower boundary. The water table depth used in this calculation is constrained to be  $z_T \geq z_N$ . In the limit as  $z_T$  becomes large, Eq. (D.1) collapses into the simple free drainage case given by Eq. (2.72).

# ANNEXE E

## SOLUTION METHOD FOR LIQUID SOIL MOISTURE

### 1. Iterative solution method

The Newton-Raphson method can be used to solve Eq. (B.4) following Boone and Wetzel (1995) and is written as

$$\hat{y}^k \mathbf{J}^k = -\hat{g}^k . \quad (\text{E.1})$$

where  $\hat{y}$  and  $\hat{g}$  are vectors of length  $N$ ,  $\mathbf{J}$  is the  $N \times N$  Jacobian coefficient matrix and the superscript  $k$  represents the iteration. The solution is given by

$$\hat{y}^k = -(\mathbf{J}^k)^{-1} \hat{g}^k . \quad (\text{E.2})$$

The solution vector  $\hat{y}$  is used to update the liquid water content from

$$(w_{Lj}^{n+1})^{k+1} = (w_{Lj}^{n+1})^k + y_j^k .$$

Eq. (E.2) is iterated until the norm of the solution vector is less than an error tolerance:  $\|\hat{y}\| < \epsilon_{\text{tol}}$ . The forcing vector  $\hat{g}$  is determined as

$$\begin{aligned} g_j = & \varrho_j (w_{Lj}^n - w_{Lj}^{n-1}) - \varphi (F_j^n - F_{j-1}^n) \\ & - (1 - \varphi) (F_j^{n-1} - F_{j-1}^{n-1}) + \frac{\Delta z_j}{\rho_w} \left( S_{Lj} + \frac{\Phi_j}{L_f} \right) \end{aligned} \quad (\text{E.3})$$

where  $\varrho_j = \Delta z_j / \Delta t$ . The Jacobian matrix is tridiagonal which facilitates a rapid solution using any number of standard matrix inversion techniques. It is expressed as

$$\mathbf{J} = \begin{pmatrix} b_1 & c_1 & 0 \\ a_j & b_j & c_j \\ 0 & a_N & b_N \end{pmatrix} \quad (\text{E.4})$$



where the non-zero Jacobian matrix coefficients are written as

$$\begin{aligned}
a_j &= \frac{\partial g_j}{\partial w_{Lj-1}^n} = \varphi \frac{\partial F_{j-1}^n}{\partial w_{Lj-1}^n} \\
b_j &= \frac{\partial g_j}{\partial w_{Lj}^n} = \varrho_j - \varphi \left( \frac{\partial F_j^n}{\partial w_{Lj}^n} - \frac{\partial F_{j-1}^n}{\partial w_{Lj}^n} \right) \\
c_j &= \frac{\partial g_j}{\partial w_{Lj+1}^n} = -\varphi \frac{\partial F_j^n}{\partial w_{Lj+1}^n}
\end{aligned} \tag{E.5}$$

Note that the source/sink term is a function of the water content at the beginning of the time step so that the derivatives with respect to  $w_L^n$  are zero.

## 2. Linearization method

An alternate (and less expensive) approach to solving Eq. B.4 is to approximate the flux terms at time  $n$  using a Taylor series expansion (neglecting higher order terms) of the form

$$F_j^n = F_j^{n-1} + \frac{\partial F_j}{\partial w_{Lj}} \Delta w_{Lj} + \frac{\partial F_j}{\partial w_{Lj+1}} \Delta w_{Lj+1} , \tag{E.6}$$

where the flux  $F_j$  is a function of the water content in layers  $j$  and  $j + 1$ , and the change in water content over the time step  $\Delta t$  is defined as  $\Delta w_{Lj} = w_{Lj}^n - w_{Lj}^{n-1}$ . The substitution of Eq. E.6 into Eq. B.4 results in a system of linear equations in  $\Delta w_L$  which can be written in matrix form as

$$\mathbf{A} \Delta \hat{w}_L = \hat{f} , \tag{E.7}$$

where  $\hat{\Delta w}_L$  and  $\hat{f}$  are vectors of length  $N$ , and  $\mathbf{A}$  is the  $N \times N$  coefficient matrix which is of the same form as that for the soil temperature (see Eq. C.5). The solution is given by

$$\Delta \hat{w}_L = \mathbf{A}^{-1} \hat{f} . \tag{E.8}$$

The coefficient matrix is tridiagonal and the non-zero elements, represented by  $a$ ,  $b$  and  $c$ , are the same form as those defined in Eq. E.5 except that the derivatives  $\partial F / \partial w_L$  are evaluated at time  $n - 1$ . The forcing function,  $f$ , is defined as

$$f_j = F_j^{n-1} - F_{j-1}^{n-1} - \frac{\Delta z_j}{\rho_w} \left( S_{Lj} + \frac{\Phi_j}{L_f} \right) .$$

### 3. Flux derivatives

For simplicity, the superscript  $n$  is dropped in the following sections. The liquid soil water flux derivatives are written using Eq. (2.67) as

$$\frac{\partial F_j}{\partial w_{Lj}} = -\frac{\partial \tilde{\eta}_j}{\partial w_{Lj}} \left[ \frac{(\psi_j - \psi_{j+1})}{\Delta z_j} \right] - \frac{\tilde{\eta}_j}{\Delta z_j} \frac{\partial \psi_j}{\partial w_{Lj}} - \frac{\partial \tilde{k}_j}{\partial w_{Lj}} \quad (\text{E.9})$$

$$\frac{\partial F_j}{\partial w_{Lj+1}} = -\frac{\partial \tilde{\eta}_j}{\partial w_{Lj+1}} \left[ \frac{(\psi_j - \psi_{j+1})}{\Delta z_j} \right] + \frac{\tilde{\eta}_j}{\Delta z_j} \frac{\partial \psi_{j+1}}{\partial w_{Lj+1}} - \frac{\partial \tilde{k}_j}{\partial w_{Lj+1}} \quad (\text{E.10})$$

The matric potential derivative is expressed using Eq. 2.2 as

$$\frac{\partial \psi_{Lj}}{\partial w_{Lj}} = \frac{-b_j \psi_j}{w_j}, \quad (\text{E.11})$$

and the effective hydraulic conductivity derivative is expressed using Eq. 2.68 as

$$\frac{\partial \tilde{\eta}_j}{\partial w_{Li}} = \wp_j \left( \frac{\partial \tilde{k}_j}{\partial w_{Li}} + \frac{\partial \tilde{D}_v \psi_j}{\partial w_{Li}} \right) \quad (i = j, j+1) \quad (\text{E.12})$$

The hydraulic conductivity derivatives are simply expressed as

$$\frac{\partial k_j(\tilde{\psi}_j)}{\partial w_{Li}} = \frac{(2b_j + 3) k_j(\tilde{\psi}_j)}{w_{Li}} \quad (\text{E.13})$$

Note that  $k_i(\tilde{\psi}_j)$  represents the hydraulic conductivity evaluated using the textural properties of layer  $i$  and the average potential between layers  $j$  and  $j+1$ .

The formulations of the derivative of the interfacial hydraulic conductivity and vapor diffusion depend upon the value of the interfacial matric potential. In the presence of a wetting front,  $\tilde{\psi}_j = \psi_j$  (from Eq. 2.70) so that taking the derivative of the interfacial hydraulic conductivity (from Eq. 2.71) and using the derivative defined in Eq. E.13:

$$\frac{\partial \tilde{k}_j}{\partial w_{Lj}} = \frac{\Delta z_j (2b_j + 3) k_j + \Delta z_{j+1} (2b_{j+1} + 3) k_{j+1}}{(\Delta z_j + \Delta z_{j+1}) w_{Lj}} \quad (\text{E.14})$$

$$\frac{\partial \tilde{k}_j}{\partial w_{Lj+1}} = 0. \quad (\text{E.15})$$

At the balance of gravitational and capillary forces  $\tilde{\psi}_j = f(\psi_{j+1})$  so that

$$\frac{\partial \tilde{k}_j}{\partial w_{Lj}} = 0 \quad (\text{E.16})$$

$$\frac{\partial \tilde{k}_j}{\partial w_{Lj+1}} = \frac{\Delta z_j (2b_j + 3) k_j + \Delta z_{j+1} (2b_{j+1} + 3) k_{j+1}}{(\Delta z_j + \Delta z_{j+1}) w_{Lj+1}}, \quad (\text{E.17})$$

where  $k_i$  ( $i = j, j + 1$ ) in Eq.s E.14-E.17 is evaluated using  $\tilde{\psi}_j$ .

The derivative of the vapor diffusion coefficient can be expressed as

$$\frac{\partial D_{\nu\psi j}}{\partial w_{L i}} = \frac{\alpha_{\nu} p D_{\nu a j} g}{\rho_w (R_{\nu} T_j)^2} \frac{\partial}{\partial w_{L i}} \left[ \frac{f_{\nu a j} p_{\nu j}}{(p - p_{\nu j})} \right]. \quad (\text{E.18})$$

Expanding the derivative term in Eq. E.18 and rearranging the terms results in

$$\begin{aligned} \frac{\partial D_{\nu\psi j}}{\partial w_{L i}} &= D_{\nu\psi j} \left[ \frac{1}{f_{\nu a j}} \frac{\partial f_{\nu a j}}{\partial w_{L i}} + \left( \frac{1}{p_{\nu j}} + \frac{1}{p - p_{\nu j}} \right) \frac{\partial p_{\nu j}}{\partial w_{L i}} \right] \\ &= D_{\nu\psi j} (a_{\nu\psi j} + b_{\nu\psi j}), \end{aligned} \quad (\text{E.19})$$

where the terms  $a_{\nu a}$  and  $b_{\nu a}$  have merely been introduced in order to simplify the expression for the vapor diffusion coefficient derivative. The derivative of the function  $f_{\nu a}$  (Eq. A.3) and the vapor pressure (Eq. A.5 and the ideal gas law) are expressed as

$$\begin{aligned} \frac{\partial f_{\nu a j}}{\partial w_{L i}} &= \frac{w_k - 2(w_{L j} + w_{I j})}{w_{\text{sat } j} - w_k} = a_{\nu\psi j} f_{\nu a j} \quad (w_j > w_k) \\ \frac{\partial p_{\nu j}}{\partial w_{L i}} &= -\frac{p_{\nu j} g b_j \tilde{\psi}_j}{R_{\nu} T_j w_{L i}} = \frac{b_{\nu\psi j} p_{\nu j} (p - p_{\nu j})}{p}, \end{aligned}$$

respectively. Note that if  $w_j \leq w_k$ , then the term  $\partial f_{\nu a} / \partial w_L$  is equal to zero.

In the presence of a wetting front, the vapor diffusion derivatives can be written using the derivative term defined in Eq. E.19 as

$$\frac{\partial \tilde{D}_{\nu\psi j}}{\partial w_{L j}} = \frac{\Delta z_j D_{\nu\psi j} (a_{\nu\psi j} + b_{\nu\psi j}) + \Delta z_{j+1} D_{\nu\psi j+1} b_{\nu\psi j+1}}{\Delta z_j + \Delta z_{j+1}} \quad (\text{E.20})$$

$$\frac{\partial \tilde{D}_{\nu\psi j+1}}{\partial w_{L j+1}} = \frac{\Delta z_{j+1} D_{\nu\psi j+1} a_{\nu\psi j+1}}{\Delta z_j + \Delta z_{j+1}}. \quad (\text{E.21})$$

At the balance of gravitational and capillarity forces, the vapor diffusion derivatives can be written as

$$\frac{\partial \tilde{D}_{\nu\psi j}}{\partial w_{L j}} = \frac{\Delta z_j D_{\nu\psi j} a_{\nu\psi j}}{\Delta z_j + \Delta z_{j+1}} \quad (\text{E.22})$$

$$\frac{\partial \tilde{D}_{\nu\psi j+1}}{\partial w_{L j+1}} = \frac{\Delta z_j D_{\nu\psi j} b_{\nu\psi j} + \Delta z_{j+1} D_{\nu\psi j+1} (a_{\nu\psi j+1} + b_{\nu\psi j+1})}{\Delta z_j + \Delta z_{j+1}}, \quad (\text{E.23})$$

where  $D_{\nu\psi i}$ ,  $a_{\nu\psi i}$  and  $b_{\nu\psi i}$  ( $i = j, j + 1$ ) in Eq.s E.20-E.23 are evaluated using  $\tilde{\psi}_j$ .

a. *Boundary conditions*

The lower boundary condition for the free drainage case can be simply expressed using Eq. 2.72 as

$$\frac{\partial F_N}{\partial w_{LN}} = -\frac{(2b_N + 3) k_N}{w_N} . \quad (\text{E.24})$$

In the presence of the water table, this derivative is expressed using Eq. D.1 as

$$\frac{\partial F_N}{\partial w_{LN}} = \frac{k_N (\tilde{\psi}_N)}{w_N} \left\{ - (2b_N + 3) \left[ \frac{\varphi_N (\psi_N - \psi_s)}{\Delta \bar{z}_N} + 1 \right] + \frac{\varphi_N b_N \psi_N}{\Delta \bar{z}_N} \right\} \quad (\text{E.25})$$

In the limit as the water table is very deep ( $z_T \gg z_N$ ), then  $\tilde{\psi}_N = \psi_N$  from Eq. 2.70 and Eq. E.25 collapses into the free-drainage case (Eq. E.24). The derivative of the upper boundary flux given by Eq. 2.74 is written as

$$\frac{\partial F_0}{\partial w_{L1}} = \begin{cases} 2 k_{sat1} b_1 \psi_1 / (\Delta z_1 w_1) & (F_0 = F_{\max} 0) \\ 0 & (F_0 = -R_t / \rho_w) \end{cases} \quad (\text{E.26})$$

# ANNEXE F

## ISBA 3L: NUMERICAL SOLUTION

A fully implicit conservative time scheme is used to integrate the equations for  $w_2$  and  $w_3$ . An explicit time stepping scheme can be used for most applications, however, numerical instabilities or water budget errors are possible, especially for coarse textured soils with relatively small rooting or total soil depths under relatively wet conditions (at or near saturation). So, an implicit scheme is used in order to be as general as possible.

### 1. Method

The governing equations for two soil water reservoirs are written as (Boone et al. 1999):

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2} (P_g - E_g - E_{tr} + \phi_{xs} X_s - R_2) - K_2 - D_2 , \quad (\text{F.1})$$

$$\frac{\partial w_3}{\partial t} = \frac{[(1 - \phi_{xs}) X_s - R_3]}{\rho_w (d_3 - d_2)} + \frac{d_2}{(d_3 - d_2)} (K_2 + D_2) - K_3 \quad (\text{F.2})$$

where the soil water excess term,  $X_s$  (Calvet et al. 1999a), has been added for generality. The saturated runoff terms ( $R_2$  and  $R_3$ ) are calculated residuals after the water contents have been integrated in time. Expressions for the various source/sink terms can be found in Chapter 2.

The drainage,  $K$ , and vertical diffusion,  $D$ , terms are given by Eq.s 3.3-3.6. Note that  $K_2$  is modified for the inclusion of soil ice as

$$K_2 = \frac{C_3 d_3}{\tau d_2} \max[0, (w_2 - w_{fc}^*)] , \quad (\text{F.3})$$

where  $w_{fc}^*$  represents the field capacity including the effects of freezing (Boone et al. 2000) (see Eq. 4.24).

## 2. Difference scheme

True diffusion takes place across layers 2 and 3 only, since layer 1 is a superficial layer. It is therefore not included in the following development. Writing the finite difference form of Eq.s F.1 and F.2 using an implicit time scheme using the relations in Eq.s F.3, 3.4 and 3.6 yields

$$\frac{w'_2 - w_2}{\Delta t} = S_2 - \frac{C_3 d_3 \delta_2}{d_2 \tau} (w'_2 - w_{fc}^*) - \frac{C_4}{\tau} (w'_2 - w'_3) \quad (\text{F.4})$$

$$\begin{aligned} \frac{w'_3 - w_3}{\Delta t} = & S_3 + \frac{d_2}{(d_3 - d_2)} \left[ \frac{C_3 d_3 \delta_2}{d_2 \tau} (w'_2 - w_{fc}^*) + \frac{C_4}{\tau} (w'_2 - w'_3) \right] \\ & - \frac{C_3 d_3 \delta_3}{(d_3 - d_2) \tau} (w'_3 - w_{fc}) \end{aligned} \quad (\text{F.5})$$

where the delta function  $\delta_j = 1$  if  $w_j > w_{fc}$ , otherwise it is zero, and the  $'$  superscript denotes the value at the end of the time step  $\Delta t$ . The source/sink terms are defined as

$$\begin{aligned} S_2 &= \frac{1}{\rho_w d_2} (P_g - E_g - E_{tr} + \phi_{xs} X_s) \\ S_3 &= \frac{(1 - \phi_{xs}) X_s}{\rho_w (d_3 - d_2)} \end{aligned}$$

The sink term, and the  $C_4$  and  $\delta$  functions are evaluated using the moisture content at the beginning of the time step. These are reasonable approximations for the time steps and soil depths used for ISBA applications. Note that the super-saturated runoff terms ( $R_2$  and  $R_3$ ) have been dropped from the expressions as they are calculated as residuals.

These equations can be cast as simple linear equations of the form

$$w'_2 = a_2 + b_2 w'_3 \quad (\text{F.6})$$

$$w'_3 = a_3 + b_3 w'_2 \quad (\text{F.7})$$

The solution for  $w'_2$  can be obtained by substitution of Eq. F.7 into Eq. F.6 :

$$w'_2 = \frac{a_2 + b_2 a_3}{1 - b_2 b_3} \quad (\text{F.8})$$

$w'_2$  can then be used to determine  $w'_3$  using Eq. F.7. The coefficients are defined as

$$\begin{aligned}
 a_2 &= \frac{1}{c_2} \left[ w_2 + \Delta t \left( S_2 + \frac{C_3 d_3 \delta_2}{d_2 \tau} w_{fc}^* \right) \right] \\
 b_2 &= \frac{\Delta t C_4}{\tau c_2} \\
 a_3 &= \frac{1}{c_3} \left[ w_3 + \Delta t \left( S_3 + \frac{C_3 d_3 \delta_3}{(d_3 - d_2) \tau} w_{fc} - \frac{d_2}{(d_3 - d_2)} \frac{C_3 d_3 \delta_2}{d_2 \tau} w_{fc}^* \right) \right] \\
 b_3 &= \frac{\Delta t}{c_3} \frac{d_2}{(d_3 - d_2)} \left( \frac{C_3 d_3 \delta_2}{d_2 \tau} + \frac{C_4}{\tau} \right)
 \end{aligned}$$

where

$$\begin{aligned}
 c_2 &= 1 + \Delta t \left( \frac{C_3 d_3 \delta_2}{d_2 \tau} + \frac{C_4}{\tau} \right) \\
 c_3 &= 1 + \Delta t \left[ \frac{C_3 d_3 \delta_3}{(d_3 - d_2) \tau} + \frac{C_4}{\tau} \frac{d_2}{(d_3 - d_2)} \right]
 \end{aligned}$$

## ANNEXE G

### EXPRESSION DES COEFFICIENTS HYDRIQUES D'ISBA EN PRÉSENCE DE GLACE

La nouvelle expression de  $C_1^*$  est:

$$C_1^* = \begin{cases} C_{1\text{sat}}^* (w_{\text{sat } s}^*/w_s)^{b/2+1} & (w_s \geq w_{\text{wilt}}^*) \\ f(T_s, w_s, w_{\text{wilt}}^*) & (w_s < w_{\text{wilt}}^*) \end{cases} \quad (\text{G.1})$$

ou la valeur de  $w_{\text{wilt}}^*$  est estimée en fonction de la porosité de la couche de surface définie par l'équation 4.25. La valeur de  $C_1$  à saturation est définie par:

$$C_{1\text{sat}}^* = 2 d_s \left( \frac{\pi w_{\text{sat } s}^*}{b |\psi_{\text{sat}}| k_{\text{sat}} \tau} \right)^{1/2}. \quad (\text{G.2})$$

La plupart du temps,  $C_{1\text{sat}}^*$  est estimé à partir des relations continues proposées par Noilhan et Lacarrère (1995) et non à partir de la relation analytique ci-dessus. Ainsi, la valeur de  $C_{1\text{sat}}$  est normalisée en fonction de la porosité (equation 4.22):

$$C_{1\text{sat}}^* = C_{1\text{sat}} (w_{\text{sat } s}^*/w_{\text{sat}})^{1/2}. \quad (\text{G.3})$$

Des détails sur la formulation de  $C_1$  pour des sols secs sont donnés dans Braud et al. (1993) et Giordani et al. (1996).

Les expressions du coefficient  $C_2^*$  et du contenu en eau à l'équilibre  $w_{s\text{eq}}^*$  en présence de glace deviennent:

$$C_2^* = C_{2\text{ref}} \left( \frac{w_2}{w_{\text{sat } 2}^* - w_2 + w_l} \right) \left[ 1 - \left( \frac{w_s f}{w_{\text{sat}} - w_{\text{min}}} \right) \right] \quad (\text{G.4})$$

$$\frac{w_{s\text{eq}}^*}{w_{\text{sat } 2}^*} = \frac{w_2}{w_{\text{sat } 2}^*} - a \left\{ \left( \frac{w_2}{w_{\text{sat } 2}^*} \right)^p \left[ 1 - \left( \frac{w_2}{w_{\text{sat } 2}^*} \right)^{8p} \right] \right\}, \quad (\text{G.5})$$

ou les coefficients  $a$ ,  $p$  and  $C_{2\text{ref}}$  dépendent de la texture du sol et  $w_l$  une valeur numérique très faible. Le nouveau terme entre crochets dans l'équation G.5 est introduit pour limiter la diffusion verticale du réservoir profond vers la surface lorsque cette dernière gèle progressivement. Le flux s'annule (remontées capillaires) lorsque toute l'eau en surface est gelée.



## ANNEXE H

### COEFFICIENTS THERMIQUES EN PRÉSENCE DE GLACE

L'expression de la capacité thermique ( $C_T^*$ ) du milieu sol - végétation - neige est (Douville et al. 1995)

$$C_T^* = 1 / \left[ \frac{(1 - veg_a)(1 - p_{nc})}{C_G^*} + \frac{(1 - veg_a)p_{nc}}{C_n} + \frac{veg_a}{C_v} \right], \quad (\text{H.1})$$

ou  $C_n$ ,  $C_v$ , et  $C_G^*$  représentent les coefficients de l'inertie thermique de la neige, de la végétation et du sol respectivement. La fraction de végétation effective,  $veg_a$ , est estimée à partir de la partie déneigée de la végétation  $veg_a = veg(1 - p_{nv})$ . Le coefficient thermique total en présence de glace est estimé par:

$$C_G^* = (1 - w_{2f}) \min \left[ C_{G_{max}}, C_{G_{sat}} \left( \frac{w_{sat} 2^*}{w_2} \right)^{b/2 \ln(10)} \right] + w_{2f} C_I, \quad (\text{H.2})$$

ou  $C_{G_{sat}}$  est le coefficient thermique du sol à la saturation,  $C_{G_{max}}$  sa valeur au point de flétrissement. Le coefficient d'inertie thermique de la glace est défini par:

$$C_I = 2 \left( \frac{\pi}{\lambda_i C_i \rho_i \tau} \right)^{1/2}, \quad (\text{H.3})$$

L'inertie thermique totale du sol augmente lorsque la glace se forme, ce qui correspond à un assèchement relatif du sol.

# ANNEXE I

## PARAMETERIZATION SCHEMES FOR ISBA-ES

The snow parameterization schemes for ISBA-ES are presented in this section. The snow vertical layer index is denoted by  $j$  as in Chapitre 5.

### 1. Snow viscosity

The snow viscosity is formulated as a function of snow density (Kojima 1967) and temperature (Mellor 1964) as

$$\eta_{sj} = \eta_0 \exp [a_\eta (T_f - T_{sj}) + b_\eta \rho_{sj}] \quad , \quad (\text{I.1})$$

where  $\eta_0 = 3.7 \times 10^7$  Pa s,  $a_\eta = 8.1 \times 10^{-2}$  K<sup>-1</sup> and  $b_\eta = 2.1 \times 10^{-2}$  m<sup>3</sup> kg<sup>-1</sup>. An example of snow compaction for the three layer model is shown in Fig. I.1. The sensitivity to snow temperature (which enters into the compaction calculation via the viscosity coefficient in Eq. I.1) for two arbitrary values is shown. Snow settling is the dominant compaction mechanism initially (see Eq. 5.7) for low density snow, whereas compaction due to overburden is the primary mechanism over longer time periods and for higher density snow.

### 2. Snowfall density

The snowfall density is expressed using the expression from CROCUS as

$$\rho_{\text{new}} = a_{sn} + b_{sn} (T_a - T_f) + c_{sn} (V_a)^{1/2} \quad (\rho_{\text{min}} \geq 50 \text{ kg m}^{-3}) \quad , \quad (\text{I.2})$$

where  $T_a$  represents the air temperature (K), and  $V_a$  is the wind speed (m s<sup>-1</sup>). The coefficients  $a_{sn} = 109$  kg m<sup>-3</sup>,  $b_{sn} = 6$  kg m<sup>-3</sup> K<sup>-1</sup>, and  $c_{sn} = 26$  kg m<sup>-7/2</sup> s<sup>1/2</sup>. The dependence on wind speed results as relatively high winds can break down the falling flakes into finer grains. Snowfall density as a function of temperature and wind speed is shown in Fig. I.2.

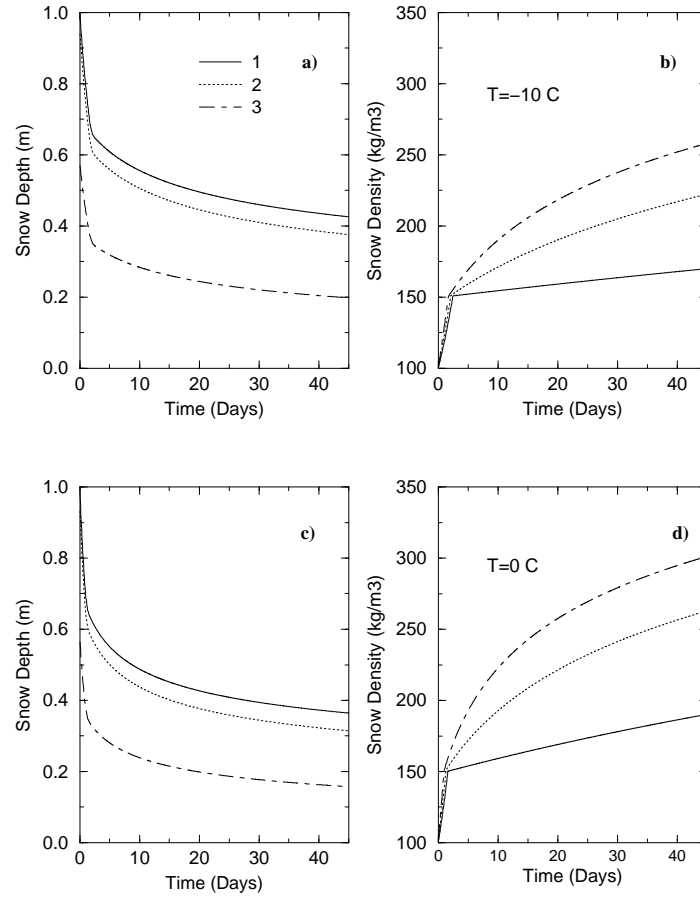


FIG. I.1. Snow compaction for a 1 m snowpack with constant temperature and initial density profiles. The snow depths are shown in the left panels, and the corresponding snow densities are shown on the right for three snow layers. The upper panel tests use a constant snow temperature of -10 C, while the lower panel tests use 0 C.

### 3. Thermal Properties

The snow heat capacity ( $c_n$ ) is defined following Verseghy (1991) as

$$c_{n,j} = c_i \rho_{s,j} / \rho_i \quad (\text{I.3})$$

where the heat capacity of ice is  $c_i = 1883000 \text{ J K}^{-1} \text{ m}^{-3}$ , and the ice density is  $\rho_i = 920 \text{ kg m}^{-3}$ .

The effective thermal conductivity ( $\lambda_s$ ) is defined as

$$\Lambda_{s,j} = \lambda_{s,j} + \lambda_{sv,j} \quad (\text{I.4})$$

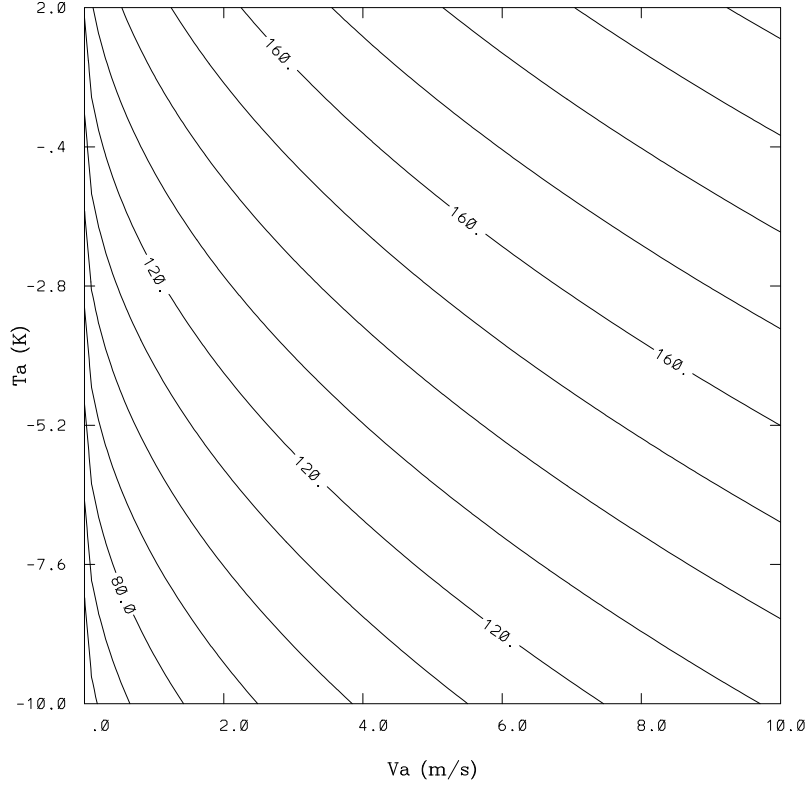


FIG. I.2. The density of snow falling on the surface as a function of air temperature ( $T_a$ ) and wind speed ( $V_a$ ) from Eq. I.2.

$$\lambda_{s j} = a_{\lambda} + b_{\lambda} \rho_{s j}^2 \quad (\text{I.5})$$

$$\lambda_{s v j} = \left( a_{\lambda v} + \frac{b_{\lambda v}}{T_{s j} + c_{\lambda v}} \right) \left( \frac{p_0}{p} \right) \quad (\text{I.6})$$

where Eq. I.5 corresponds to the snow thermal conductivity, and  $a_{\lambda} = 0.02 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$  and  $b_{\lambda} = 2.5 \times 10^{-6} \text{ W m}^5 \text{ K}^{-1} \text{ kg}^{-2}$  (Anderson 1976). Eq. I.6 represents the thermal conductivity from vapor transfer in the snow (Sun et al. 1999), where  $p$  is the atmospheric pressure in hPa, and  $p_0 = 1000 \text{ hPa}$ . The coefficients were determined by Sun et al. (1999) to provide results which best approximated the physically based and more complicated equation of Jordan (1991):  $a_{\lambda v} = -0.06023 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ,  $b_{\lambda v} = -2.5425 \text{ W m}^{-1}$ , and  $c_{\lambda v} = -289.99 \text{ K}$ . The  $\lambda_{s v}$  contribution to the effective thermal conductivity can be significant for fresh snow (i.e. relatively

low snow densities), high altitudes and warm temperatures. A comparison of  $\lambda_s$  and  $\lambda_{sv}$  for various pressures and temperatures are shown in panels g-i of Fig. I.3.

#### 4. Shortwave radiation absorption

In Eq. 5.15,  $\nu_s$  is the extinction coefficient for shortwave radiation ( $\text{m}^{-1}$ ) which is written following Bohren and Barkstrom (1974) as

$$\nu_s = C_\nu \rho_{sj} d_{sj}^{-1/2} , \quad (\text{I.7})$$

where  $C_\nu = 3.8 \times 10^{-3} \text{ m}^{5/2} \text{ kg}^{-1}$ . the extinction coefficient is shown as a function of snow density in Fig. I.3e. The expression for snow grain size  $d_s$  is from Anderson (1976):

$$d_{sj} = a_{sd} + b_{sd} \rho_{sj}^4 , \quad (\text{I.8})$$

where  $a_d = 1.6 \times 10^{-4} \text{ m}$  and  $b_d = 1.1 \times 10^{-13} \text{ m}^{13} \text{ kg}^{-4}$ . The snow grain size is shown as a function of snow density in Fig. I.3b. An example of the shortwave radiation extinction within the snowpack is shown in Fig. I.3d as a function of snow depth for three constant snow density vertical distributions.

#### 5. Snow albedo

The snow albedo is modeled using the same decrease and increase rate formulations as Douville et al. (1995a). A linear decrease rate is used for dry snow (from Baker et al. 1990) and an exponential decrease rate is used to model the wet metamorphism (from Versegny 1991). The snow albedo increases at a rate proportional to the snowfall. The relationships describing the albedo rates of change during a time step are

$$\alpha_{nd}^n = \alpha_n^{n-1} - \tau_a \Delta t / \tau \quad (\text{I.9})$$

$$\alpha_{nw}^n = (\alpha_n^{n-1} - \alpha_{\min}) \exp(-\tau_f \Delta t / \tau) + \alpha_{\min} \quad (\text{I.10})$$

$$\alpha_{n\text{new}} = [P_n \Delta t / (\rho_w W_{crn})] (\alpha_{\max} - \alpha_{\min}) , \quad (\text{I.11})$$

where  $\alpha_{nd}$  corresponds to dry snow and  $\alpha_{nw}$  is used for wet (melting) snow. The following values from Douville et al. (1995a) are used for the model parameters: the time constants  $\tau_a = 0.008 \text{ s}$ ,  $\tau_f = 0.24 \text{ s}$  and  $\tau = 86400 \text{ s}$ , the minimum snow albedo is  $\alpha_{\min} = 0.50$ , and the maximum albedo  $\alpha_{\max}$  is assigned a value of 0.85.

The updated snow albedo is expressed in the current study as

$$\alpha_n^n = (1 - \omega_\alpha) \alpha_{nd}^n + \omega_\alpha \alpha_{nw}^n + \alpha_{\text{new}} \quad (\alpha_{\min} \leq \alpha_n \leq \alpha_{\max}) \quad (\text{I.12})$$

where

$$\omega_\alpha = W_{l1}/W_{l1\max} \quad (0 \leq \omega_\alpha \leq 1) \quad , \quad (\text{I.13})$$

so that the snow albedo decreases more rapidly when the degree of snow saturation with respect to liquid water is larger. In the ISBA-FR scheme, the exponential decrease rate is used if the snow is melting, otherwise the linear decrease rate is used. The decay of snow albedo as a function of time is shown in Fig. I.3a for four different (constant) degrees of snow liquid saturation.

## 6. Snow heat and mass redistribution

The model grid ( $D_j$ ) is reset during each time step to the grid configuration defined from Eq.s (5.3)–(5.5). While the mass and heat content of the entire snowpack are conserved during this transformation, the vertical distribution of snow mass and heat must be adjusted. Using the superscript  $'$  to denote values after the grid transformation (note that  $n$  is equivalent to  $'$  in Eq.s 5.3–5.5), the conservation equations for mass (or equivalently SWE) and heat are, respectively:

$$\sum_{j=1}^{N_s} W'_{sj} = \sum_{j=1}^{N_s} W_{sj} \quad \text{and} \quad \sum_{j=1}^{N_s} H'_{sj} = \sum_{j=1}^{N_s} H_{sj} \quad , \quad (\text{I.14})$$

The transformed SWE for layer  $j$  is updated from

$$W'_{sj} = W_{sj} + \Delta W_{sj} \quad ,$$

which is expressed using Eq. 5.6 for the uppermost and lowest layers as a function of snow density and thickness as

$$\rho'_{s1} D'_{s1} = \rho_{s1} D_{s1} + \Delta D_{s1} [\delta_{s1} \rho_{s1} + (1 - \delta_{s1}) \rho_{s2}] \quad (\text{I.15})$$

$$\rho'_{sN_s} D'_{sN_s} = \rho_{sN_s} D_{sN_s} + \Delta D_{sN_s} [\delta_{sN_s} \rho_{sN_s} + (1 - \delta_{sN_s}) \rho_{sN_s-1}] \quad (\text{I.16})$$

respectively. The grid thickness change ( $\Delta D_j = D'_j - D_j$ ) results from the grid resetting. The function  $\delta_j$  is defined as

$$\delta_j = \begin{cases} 1 & \Delta D_j \leq 0 \\ 0 & \Delta D_j > 0 \end{cases} \quad .$$

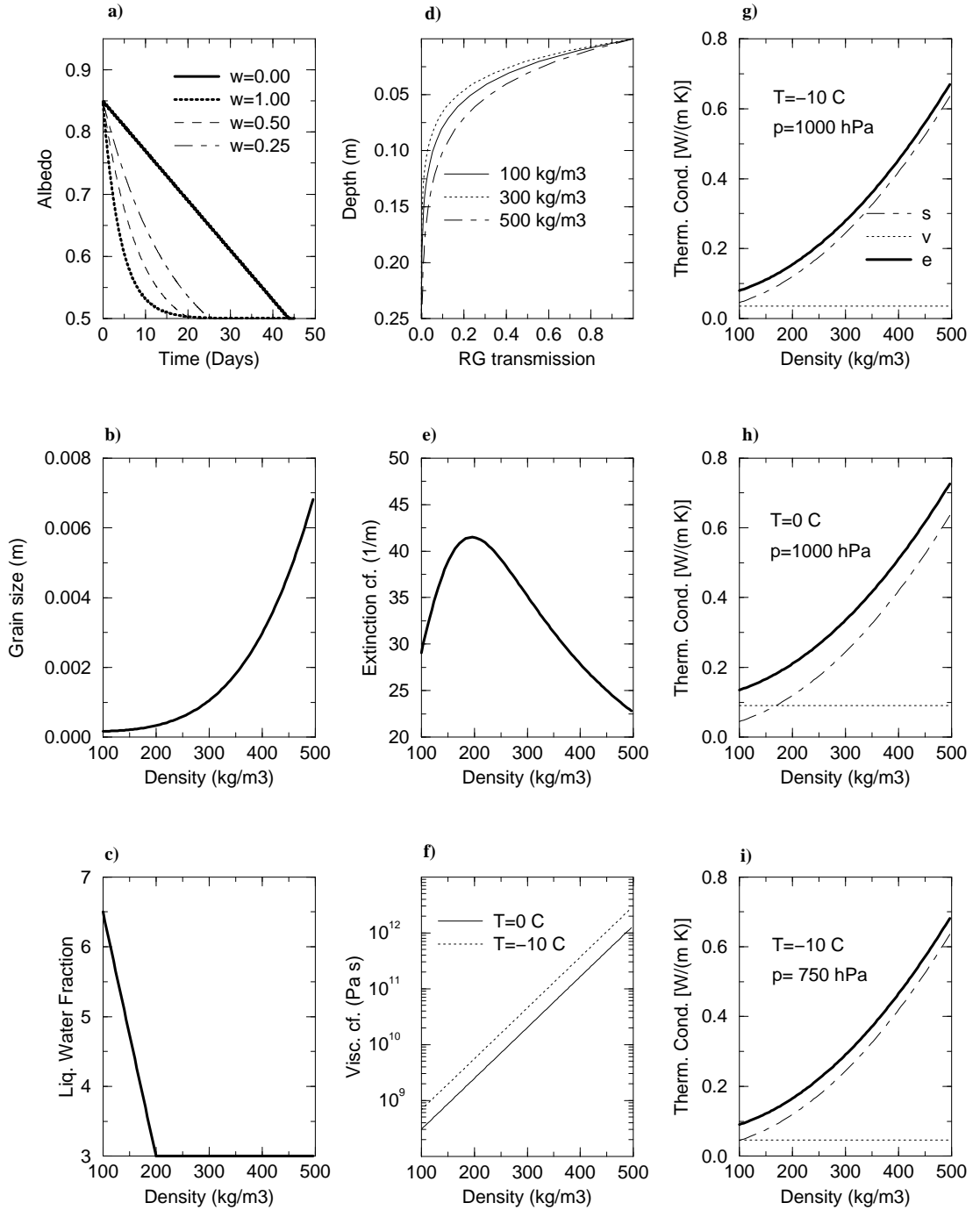


FIG. I.3. Snow physical parameterization schemes and coefficients: Panel a) snow albedo for varying degrees of liquid water saturation,  $w$  (equivalent to  $\omega_\alpha$  in Eq. I.13), b) grain size ( $d_s$ , Eq. I.8), c) liquid water fraction in % (see Eq. 5.20), d)  $R_G$  transmission within the snowpack (see Eq. 5.15), e) radiation extinction coefficient ( $\nu_s$ , Eq. I.7), f) viscosity coefficient ( $\eta_s$ , Eq. I.1), and g)-i) snow ( $\lambda_s$ : dashed line), vapor ( $\lambda_v$ : dotted line) and effective or total ( $\Lambda_s$ : solid line) thermal conductivities for various values of temperature and pressure (Eq. I.4).

From Eq.s I.15 and I.16, if layer 1 or  $N_s$  decrease in thickness, the density remains unchanged and mass (or SWE) reduction is accomplished by reducing the layer thickness. If the layer thickness increases, then both the thickness and density are updated.

A similar expression is used for the snow heat content in the uppermost and lowest layers, respectively:

$$H'_{s1} = H_{s1} + \Delta D_1 \left[ \delta_{s1} \frac{H_{s1}}{D_1} + (1 - \delta_{s1}) \frac{H_{s2}}{D_2} \right]$$

$$H'_{sN_s} = H_{sN_s} + \Delta D_{N_s} \left[ \delta_{sN_s} \frac{H_{sN_s}}{D_{N_s}} + (1 - \delta_{sN_s}) \frac{H_{sN_s-1}}{D_{N_s-1}} \right]$$

Once the mass and heat content of the uppermost and lowest layers have been updated, the mass and heat content of the interior snow layer is updated using Eq. I.14 as

$$\rho'_{s2} D'_2 = \sum_{j=1}^{N_s} \rho_w W_{sj} - \rho'_{s1} D'_1 - \rho'_{sN_s} D'_{N_s} \quad (\text{I.17})$$

$$H'_{s2} = \sum_{j=1}^{N_s} H_{sj} - H'_{s1} - H'_{sN_s} \quad (\text{I.18})$$

The transformed heat content ( $H'_{sj}$ ) is used to update the liquid water content and the temperature of the snow layer. The transformed snow density is updated using Eq.s I.15, I.16 and I.17 as the thickness change is known. The layer SWE is then updated using Eq. 5.6.



## LISTE DES SYMBOLES

$A_n$		assimilation nette de CO <sub>2</sub> par les plantes
$B$		paramètre de ruissellement sous-maille
$C_G, C_v$	m <sup>2</sup> K J <sup>-1</sup>	coefficient de l'inertie thermique du sol et de la végétation
$C_{G\ sat}$	m <sup>2</sup> K J <sup>-1</sup>	coefficient de l'inertie thermique du sol à saturation
$C_H$		coefficient d'échange turbulent pour la température et l'humidité
$C_I, C_n$	m <sup>2</sup> K J <sup>-1</sup>	coefficients de l'inertie thermique de la glace et de la neige
$C_T$	m <sup>2</sup> K J <sup>-1</sup>	coefficient de l'inertie thermique totale du sol
$C_p$	J kg <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>	chaleur spécifique de l'air
$C_1, C_2, C_3, C_4$		coefficients de la méthode "force restore" pour les échanges hydriques dans le sol
$C_{1\ sat}$		valeur de $C_1$ à saturation
$C_{2\ ref}$		valeur de $C_2$ à 50% de la saturation
$C_{4b}, C_{4ref}$		coefficient de diffusion du sol profond dans ISBA-FR
$D_1, D_2$	s <sup>-1</sup>	coefficients de diffusion dans le sol "force-restore"
$D_s$	m	épaisseur de neige total
$D_{1\ max}, D_{crit}$	m	épaisseur de la première couche de neige et épaisseur critique
$D_{\nu\ \psi}$	kg m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>	conductivité hydraulique en phase vapeur
$E_g$	kg m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>	flux d'évaporation total à la surface du sol
$E_{gl}, E_{gf}$	kg m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>	flux d'évaporation et de sublimation à la surface du sol en présence du glace
$E_n$	kg m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>	flux d'évaporation de la neige (sublimation)
$E_r$	kg m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>	flux d'évaporation de l'eau interceptée par la végétation
$E_{tr}$	kg m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>	flux de transpiration

$E_v$	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$	flux d'évapotranspiration par la végétation
$F$	$\text{m s}^{-1}$	flux d'eau dans le sol
$F_n$	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$	flux de fonte de la neige
$F_s$	$\text{W m}^{-2}$	flux de chaleur entre la surface et le sol profond
$F_{\text{max}0}$	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$	d'infiltration flux maximum
$F_{sw}, F_{2w}$	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$	termes de changement de phase globaux dans les réservoirs de surface et profond
$F_{sf}, F_{sm}$	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$	termes de gel et fonte en surface
$F_{2f}, F_{2m}$	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$	termes de gel et fonte dans le sol profond
$F_1, F_2, F_3, F_4$		fonctions de la résistance stomatique
$G$	$\text{W m}^{-2}$	flux de chaleur dans le sol
$G_s$	$\text{W m}^{-2}$	flux de chaleur dans la neige
$H$	$\text{W m}^{-2}$	flux de chaleur sensible
$H_n$	$\text{W m}^{-2}$	flux de chaleur sensible de la neige explicite
$H_s$	$\text{J m}^{-2}$	contenu thermique de la neige
$H_{s\text{new}}$	$\text{J m}^{-2}$	contenu thermique des précipitations neigeuses
$K_e$		nombre de Kersten
$K_{Is}$		coefficient de changement de phase dans le réservoirs de surface
$K_{I2}, K_{I3}$		coefficients d'interception du rayonnement par la végétation influant sur le gel du sol
$K_2, K_3$	$\text{s}^{-1}$	coefficients de drainage "force-restore"
$LAI$	$\text{m}^2 \text{m}^{-2}$	indice foliaire
$LE$	$\text{W m}^{-2}$	flux de chaleur latente
$LE_n$	$\text{W m}^{-2}$	flux de chaleur latente de la neige explicite
$L_f, L_v, L_s$	$\text{J kg}^{-1}$	chaleur latente de fusion, de vaporisation et de sublimation
$M_s$	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$	masse totale de neige au delà d'une profondeur de neige donné
$P$	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$	précipitation totale
$P_{\text{crit}}$	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$	flux d'eau critique
$P_g$	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$	infiltration
$P_r$	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$	précipitation liquide
$P_n$	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$	précipitation solide
$Q_n$	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$	fonte de la neige

$Q_r$	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$	ruissellement de surface sous-maille
$R_A$	$\text{W m}^{-2}$	flux radiatif infrarouge incident
$R_G$	$\text{W m}^{-2}$	flux radiatif solaire incident
$R_{GL}$	$\text{W m}^{-2}$	seuil du rayonnement solaire global dépendant de l'extension verticale de la canopée
$R_a$	$\text{s m}^{-1}$	résistance aérodynamique
$R_n$	$\text{W m}^{-2}$	bilan radiatif
$R_s$	$\text{s m}^{-1}$	résistance stomatique
$R_{Gs}$	$\text{W m}^{-2}$	flux radiatif incident solaire dans la neige
$R_{s \min}$	$\text{s m}^{-1}$	résistance stomatique minimum
$R_t$	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$	potentiel d'infiltration
$R_2, R_3$	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$	ruissellement des zones racinaire (ou profond) et profonde
$R_r$	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$	ruissellement du réservoir d'interception
$S_I$	$\text{kg m}^{-3} \text{s}^{-1}$	source/puit sublimation/condensation
$S_L$	$\text{kg m}^{-3} \text{s}^{-1}$	source/puit évapotranspiration et flux latéral
$S_w$		niveau de saturation du sol
$T_a$	K	température de l'air au voisinage de la surface
$T_c$	K	température profonde ou climatique
$T_f$	K	température de fusion de l'eau
$T_n$	K	température de la neige pour la fonte
$T_s, T_2$	K	température de surface et du sol profond
$V_a$	$\text{m s}^{-1}$	vitesse du vent
$W_{crn}$	$\text{kg m}^{-2}$	contenu en eau ciritque de la neige
$W_l$	m	équivalent en eau de la neige
$W_{l \max}$	m	contenu en eau maximum (liquide) de la neige
$W_n$	$\text{kg m}^{-2}$	équivalent en eau de la masse de la neige
$W_r$	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$	eau interceptée par la végétation
$W_{r \max}$	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$	eau maximum interceptée par la végétation
$W_s$	m	profondeur de la neige maximum ( $W_n/\rho_w$ )
$X_s$	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$	excès d'eau dans le sol
$X_{\text{sand}}$	%	fraction de sable
$X_{\text{clay}}$	%	fraction d'argile
$a, p$		coefficient de l'expression de $w_{geq}$
$a_{sc}, b_{sc}$	$\text{s}^{-1}, \text{K}^{-1}$	coefficient de compactage de la neige

$c_{sc}, \rho_{sc}$	$\text{kg}^{-1}, \text{kg m}^{-3}$	coefficient de compactage de la neige
$a_{sd}, b_{sd}$	$\text{m}, \text{m}^{13} \text{kg}^{-4}$	coefficient de granulométrie
$a_{sn}$	$\text{kg m}^{-3}$	coefficient de précipitation neigeuse
$b_{sn}$	$\text{kg m}^{-3} \text{K}^{-1}$	coefficient de précipitation neigeuse
$c_{sn}$	$\text{kg m}^{-7/2} \text{s}^{1/2}$	coefficient de précipitation neigeuse
$a_{\eta}, b_{\eta}$	$\text{K}^{-1}, \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$	coefficient de viscosité de la neige
$\eta_s, \eta_0$	$\text{Pa s}$	viscosité et coefficient de viscosité de la neige
$a_{\lambda}$	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	coefficient de conductivité de la neige
$b_{\lambda}$	$\text{W m}^5 \text{K}^{-1} \text{kg}^{-2}$	coefficient de conductivité de la neige
$a_{\lambda v}$	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	coefficient de conductivité thermique en phase vapeur de la neige
$b_{\lambda v}$	$\text{W m}^{-1}$	coefficient de conductivité thermique en phase vapeur de la neige
$c_{\lambda v}$	$\text{K}$	coefficient de conductivité thermique en phase vapeur de la neige
$a_{\varphi}$		paramètre pour calculer le coefficient d'impédance de la glace
$b$		coefficient des relations eau volumique potentiel du sol
$b_M$	$\text{kg m}^{-2}$	biomasse effective du surface
$c_g$	$\text{J K}^{-1} \text{m}^{-3}$	capacité thermique du sol
$c_i$	$\text{J K}^{-1} \text{m}^{-3}$	capacité thermique de la glace
$c_n$	$\text{J K}^{-1} \text{m}^{-3}$	capacité thermique de la neige
$c_s$	$\text{J K}^{-1} \text{m}^{-2}$	capacité thermique effective de la surface
$c_{soil}$	$\text{J K}^{-1} \text{m}^{-3}$	capacité thermique du sol sèc
$c_v$	$\text{J K}^{-1} \text{m}^{-2}$	capacité thermique effective de la végétation
$c_w$	$\text{J K}^{-1} \text{m}^{-3}$	capacité thermique de l'eau
$d_1, d_2$	$\text{m}$	profondeur des réservoirs de surface et profond
$d_s$	$\text{m}$	taille des cristaux de neige
$e_a$	$\text{Pa}$	pression vapeur de l'air au voisinage de la surface
$e_{sat}$	$\text{Pa}$	pression vapeur à saturation
$f$		
$g_{sI}$	$\text{m s}^{-1}$	conductance globale du couvert
$h$	$\text{m}$	profondeur totale de la neige
$h_u$		humidité relative de surface (liquide)

$h_{uf}$		humidité relative de surface (glace)
$h_v$		coefficient de Halstead
$k$	$\text{m s}^{-1}$	conductivité hydraulique du sol
$k_{\text{sat}}$	$\text{m s}^{-1}$	conductivité hydraulique du sol à saturation
$p_n$		fraction totale de neige
$p_{ng}$		fraction de neige sur le sol nu
$p_{nv}$		fraction de neige sur la végétation
$q_a$	$\text{kg kg}^{-1}$	humidité spécifique de l'air
$q_{\text{sat}}$	$\text{kg kg}^{-1}$	humidité spécifique à saturation de l'air
$rW_{\text{min}}, rW_{\text{max}}$		paramètres de rétention de l'eau liquide pour la neige
$\rho_r$	$\text{kg m}^{-3}$	paramètre de rétention de l'eau liquide pour la neige
$veg$		fraction de végétation
$w_{Lj}, w_{Ij}$	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	contenu en eau volumique liquide et en glace de la couche j
$w_{fc}$	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	contenu en eau volumique à la capacité au champ
$w_{r \text{ crit}}$	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	contenu en eau volumique critique
$w_s$	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	contenu en eau volumique en surface
$w_2$	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	contenu en eau volumique dans la zone racinaire (ou total)
$w_3$	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	contenus en eau volumique de la zone sous racinaire
$w_{sf}, w_{2f}$	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	contenus en eau volumique équivalent pour la glace en surface et pour le sol profond
$w_{\text{min}}$	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	seuil minimum de contenu en eau liquide du sol
$w_{\text{sat}}$	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	porosité du sol
$w_{\text{sat}}^*$	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	contenu en eau liquide à la saturation en présence de glace
$w_{s \text{ eq}}$	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	contenu en eau volumique de surface à l'équilibre
$w_{\text{wilt}}$	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	contenu en eau volumique au point de flétrissement
$Z$	$\text{m}$	niveau atmosphérique
$z$	$\text{m}$	niveaux du sol
$z_d$	$\text{m}$	profondeur atteinte par le cycle diurne

$z_f$	m	profondeur du front de glace dans le sol
$z_{f \max}$	m	maximum du front de pénétration de la glace dans le sol
$z_r$	m	profondeur de la zone racinaire
$z_T$	m	profondeur de la nappe phréatique
$z_0$	m	longueur de rugosité dynamique
$z_{0h}$	m	longueur de rugosité thermique
$\Delta t$	s	pas de temps du modèle
$\Delta z_j$	s	épaisseur de la couche de sol $j$
$\Lambda_s$	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	conductivité thermique totale de la neige
$\Phi$	$\text{J m}^{-3} \text{s}^{-1}$	source/puit de chaleur associé aux changements de phase
$\Upsilon$		fraction normalisée de racines
$\alpha$		albédo de la végétation et du sol
$\alpha_n$		albédo de la neige
$\alpha_{\max}, \alpha_{\min}$		l'albédo maximum et minimum de la neige
$\alpha_t$		l'albédo total de la surface
$\delta_g$		coefficient d'évaporation à la surface
$\delta_h$		fraction du feuillage recouverte par l'eau interceptée
$\delta_{xs}$		distribution verticale d'excès d'eau
$\delta_\alpha$		fonction de fonte de la neige pour l'albédo
$\delta_\psi$		fonction d'interpolation du potentiel matriciel
$\eta$	$\text{m s}^{-1}$	conductivité hydraulique effective
$\epsilon$		émissivité du sol et de la végétation
$\epsilon_n$		émissivité de la neige
$\epsilon_t$		émissivité globale
$\epsilon$		erreur du modèle
$\epsilon_{F2}$		une valeur numérique très petite: minimum de $F_2$
$\phi_{tr}$		facteur de stress global
$\phi_{xs}$		coefficient normalisés de l'excès d'eau
$\gamma$		constante de temps pour $T_c$
$\gamma_R$		paramètre de résistance stomatique
$\lambda$	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	conductivité thermique du sol
$\lambda_i$	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	conductivité thermique de la glace

$\lambda_s$	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	conductivité thermique de neige
$\lambda_{sv}$	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	conductivité thermique de la neige (vapeur)
$\lambda_{dry}$	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	conductivité thermique du sol sec
$\lambda_o$	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	conductivité thermique des minéraux
$\lambda_q$	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	conductivité thermique du quartz
$\lambda_{sat}$	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	conductivité thermique du sols saturé
$\lambda_{soil}$	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	conductivité thermique des particules solides
$\lambda_w$	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	conductivité thermique de l'eau
$\nu_s, C_\nu$	$\text{m}^{-1}, \text{m}^{5/2} \text{kg}^{-1}$	coefficients d'extinction du rayonnement par la neige
$\mu$		dépendence du changement de phase à la masse d'eau
$\omega_G$		poids de Gauss
$\omega_s$		niveau du saturation de la neige
$\psi$	m	potentiel matriciel du sol
$\psi_{sat}$	m	potentiel du sol à la saturation
$\rho_a$	$\text{kg m}^{-3}$	densité de l'air au voisinage de la surface
$\rho_i$	$\text{kg m}^{-3}$	densité de la glace
$\rho_n$	$\text{kg m}^{-3}$	densité de la neige (ISBA-FR)
$\rho_{max}, \rho_{min}$	$\text{kg m}^{-3}$	densité maximum et minimum de la neige
$\rho_{new}$	$\text{kg m}^{-3}$	densité des précipitations neigeuses
$\rho_s$	$\text{kg m}^{-3}$	densité de la neige (ISBA-ES)
$\rho_{solids}$	$\text{kg m}^{-3}$	poids unitaire des particules de sol
$\rho_{soil}$	$\text{kg m}^{-3}$	densité sèche du sol
$\rho_w$	$\text{kg m}^{-3}$	densité de l'eau liquide
$\sigma$	$\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1} \text{K}^{-4}$	constante de Stefan-Boltzmann
$\tau$	s	constante de un jour
$\tau_a, \tau_f$	s	constantes de temps de la neige
$\tau_i$	s	temps caractéristique pour les changements de phase dans le sol
$\xi$		poids normalisés de la transpiration
$\wp$		coefficient de résistance de la diffusion de l'eau liquide dans le sol en présence de glace

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abdulla, F. A., D. P. Lettenmaier, E. F. Wood, and J. A. Smith, 1996: Application of a macroscale hydrologic model to estimate the water balance of the Arkansas-Red river basin. *J. of Geophys. Res.*, **101**, 7449–7459.
- Abramopoulos, F., C. Rosenzweig, B. Choudhury, 1988: Improved ground hydrology calculations for global climate models (GCMs): soil water movement and evapotranspiration. **1**, 921–941.
- Aguado, E., 1985: Radiation balances of melting snow covers at an open site in the Central Sierra Nevada, California. *Water Resour. Res.*, **21**, 1649–1654.
- Anderson, E. A., 1976: A point energy and mass balance model of a snow cover. *NOAA Tech. Rep. NWS 19*, 150 pp. U.S. Dept. of Commer., Washington, D.C.
- André, J. C., J. P. Goutorbe and A. Perrier, 1986: HAPEX-MOBILHY: A hydrologic atmospheric experiment for the study of water budget and evaporation flux at the climatic scale. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **67**, 138–144.
- , J. C., J.-P. 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. Mazaudier, J. Noilhan, C. Ottlé, M. Payen, T. Phulpin, R. Stull, J. Shuttleworth, T. Schmugge, O. Taconet, C. Tarrieu, R.-M. Thepenier, C. Valencogne, D. Vidal-Madjar and A. Weill, 1988: Evaporation over land surfaces: first results from HAPEX-MOBILHY special observing period. *Ann. Geophys.*, **6**, 477–492.
- Anthes, R. A., 1984: Enhancement of convective precipitation by mesoscale variations in vegetation cover in semiarid regions. *J. Climate Appl. Meteor.*, **23**, 541–554.
- Avissar, R., and R. A. Pielke, 1989: A parameterization of heterogeneous land surfaces for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 2113–2136.



- Al Nakshabandi, G., and H. Kohnke, 1965: Thermal conductivity and diffusivity of soils as related to moisture tension and other physical properties, *Agric. Meteorol.*, **2**, 271–279.
- Bader, H. P., 1992: Modeling temperature distribution, energy and mass flow in a phase-changing snowpack. I Model and case studies. *Cold Reg. Sci. Technol.*, **20**, 157–181.
- Baker, D. G., D. L. Ruschy, and D. B. Wall, 1990: The albedo decay of prairie snows. *J. Appl. Meteor.*, **29**, 179–187.
- Blair, S., P. Lacarrre, J. Noilhan, V. Masson, and J. Stein, 1998: High-resolution simulation of surface and turbulent fluxes during HAPEX-MOBILHY. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2234–2253.
- Betts, A. K., J. H. Ball and A. C. M. Beljaars, 1993: Comparison between the land response of the ECMWF model and the FIFE-1987 data. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **119**, 975–1001.
- , 1999: 'Evaluating the land surface component of NWP models using field experiment data, specifically BOREAS'. Pp. 53–59 in the Proceedings of the ECMWF/GEWEX workshop on land surface processes and assimilation, July 1998, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Shinfield Park, Reading, UK.
- Bhumralkar, C. M., 1975: Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric general circulation model. *J. Appl. Meteor.*, **14**, 67–100.
- Blackadar, A. K., 1979: High resolution models of the planetary boundary layer. *Adv. Environ. Sci. Eng.*, **1**, 50–85.
- Bohren, C. F., and B. R. Barkstrom, 1974: Theory of the optical properties of snow. *J. of Geophys. Res.*, **79**, 4527–4535.
- Bonan, G. B., 1996: *A land surface model (LSM version 1.0) for ecological, hydrological, and atmospheric studies: technical description and user's guide*. National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, Tech. Note TN-417+STR, 150 pp.
- Boone, A. and P. J. Wetzel, 1995: Issues related to low resolution modeling of soil moisture: experience with the PLACE model. *Global and Plan. Change*, **13**, 161–181.

- , and P. J. Wetzel, 1999: A simple scheme for modeling sub-grid soil texture variability for use in an atmospheric climate model. *J. Met. Soc. of Japan*, **77**, 317–333.
- , and P. Etchevers, 2000: An intercomparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land-surface and macroscale hydrologic models. *J. Hydrometeor.*, (submitted).
- , J.-C. Calvet and J. Noilhan, 1999: Inclusion of a third soil layer in a land-surface scheme using the force-restore method, *J. Appl. Meteor.*, **38**, 1611–1630.
- , V. Masson, T. Meyers, and J. Noilhan, 2000: The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil-atmosphere-transfer scheme. *J. Appl. Meteor.*, (in press).
- Braud, I., J. Noilhan, P. Bessemoulin, P. Mascart, R. Haverkamp, and M. Vauclin, 1993: Bareground surface heat and water exchanges under dry conditions: Observations and parameterization. *Bound.-Layer Meteor.*, **66**, 173–200.
- , A. C. Dantas-Antonio, M. Vauclin, J.-L. Thony, and P. Ruelle, 1995: A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT): development and field verification. *J. Hydrol.*, **166**, 213–250.
- Brooks, R. H., and A. T. Corey, 1966: Properties of porous media affecting fluid flow. *J. Irrig. Drain. American Soc. Civil Eng., IR* **2**, 61–88.
- Brun, E., E. Martin, V. Simon, C. Gendre, C. Coleou, 1989: An energy and mass balance model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, **35**, 333–342.
- , P. David, M. Sudul, and G. Brunot, 1992: A numerical model to simulate snow cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, **38**, 13–22.
- , E. Martin, V. Spiridonov, 1997: The coupling of a multi-layered snow model with a GCM. *Ann. Glaciol.*, **25**, 66–72.
- Budyko, M. I., 1956: *The heat balance of the Earth's surface*. Gidrometeoizdat, Leningrad, 255 pp.
- Burt, T. P., and P. J. Williams, 1976: Hydraulic conductivity in frozen soils. *Earth Surf. Processes*, **1**, 349–360.

- Calvet, J. C., J. Noilhan, and P. Bessemoulin, 1998a: Retrieving the root-zone soil moisture from surface soil moisture or temperature estimates: a feasibility study based on field measurements. *J. Appl. Meteor.*, **37**, 371–386.
- , J. Noilhan, J.-L. Roujean, P. Bessemoulin, M. Cabelguenne, A. Olioso and J.-P. Wigneron, 1998b: An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites. *Agric. Forest Meteorol.*, **2564**, 1–23.
- , P. Bessemoulin, J. Noilhan, C. Berne, I. Braud, D. Courault, N. Fritz, E. Gonzalez-Sosa, J.-P. Goutorbe, R. Haverkamp, G. Jaubert, L. Kergoat, G. Lachaud, J.-P. Laurent, P. Mordelet, A. Olioso, P. P  ris, J.-L. Roujean, J.-L. Thony, C. Tosca, M. Vauclin, and D. Vignes, 1999: MUREX: a land-surface field experiment to study the annual cycle of the energy and water budgets. *Ann. Geophys.*, **17**, 838–854.
- Charney, J. G., W. J. Quirks, S. H. Chow, and J. Kornfield, 1977: A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1366–1385.
- Chen, F., K. Mitchell, J. Schaake, Y. Xue, H. L. Pan, V. Koren, Q. Y. Duan, K. Ek and A. Betts, 1996: Modeling of land-surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations. *J. of Geophys. Res.*, **101**, 7251–7268.
- Chen, T. H., A. Henderson-Sellers, P. C. D. Milly, A. J. Pitman, A. C. M. Beljaars, J. Polcher, F. Abramopoulos, A. Boone, S. Chang, F. Chen, Y. Dai, C. E. Desborough, R. E. Dickinson, L. Duemenil, M. Ek, J. R. Garratt, N. Gedney, Y. M. Gusev, J. Kim, R. Koster, E. Kowalczyk, K. Laval, J. Lean, D. Lettenmaier, X. Liang, J.-F. Mahfouf, H.-T. Mengelkamp, K. Mitchell, O. N. Nasonova, J. Noilhan, A. Robock, C. Rosenweig, J. Schaake, C. A. Schlosser, J.-P. Schulz, Y. Shao, A. B. Shmakin, D. L. Verseghy, P. Wetzler, E. F. Wood, Y. Xue, Z.-L. Yang, and Q. Zeng, 1997: Cabauw experimental results from the project for intercomparison of landsurface schemes (PILPS). *J. Climate*, **10**, 1194–1215.
- Cherkauer, K. A., and D. P. Lettenmaier, 1999: Hydrologic effects of frozen soils in the upper Mississippi River basin. *J. of Geophys. Res.*, **104**, D16, 19599–19610.
- Clapp, R., and G. Hornberger, 1978: Empirical equations for some soil hydraulic properties, *Water Resour. Res.*, **14**, 601–604.
- Cogley, J. G., A. J. Pitman and A. Henderson-Sellers, 1990: A land surface for large scale climate models, *Tech. Note 90-1*, Trent Univ., Peterborough, Ont.

- 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.
- Coutier, P., and J.-F. Geleyn, 1988: A global numerical weather prediction model with variable resolution. Applications to the shallow water equations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **114**, 1321–1346.
- Cox, P. M., R. A. Betts, C. B. Bunton, R. L. H. Essery, P. R. Rowntree, and J. Smith, 1999: The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity. *Clim. Dyn.*, **15**, 183–203.
- de Vries, D. A., 1958: Simultaneous transfer of heat and moisture in porous media. *Eos. Trans. Amer. Geophys. Union*, **39**(5), 909–916.
- Deardorff, J. W., 1977: A parameterization of ground surface moisture content for use in atmospheric prediction models. *J. Appl. Meteor.*, **16**, 1182–1185.
- , 1978: Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. of Geophys. Res.*, **83**, 1889–1903.
- Delire, C., J.-C. Calvet, J. Noilhan, I. Wright, A. Manzi, and C. Nobre, 1997: Physical properties of Amazonian soils: A modeling study using the Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study data. *J. of Geophys. Res.*, **102**(D25), 30,119–30,133.
- Desborough, C. E., 1997: The impact of root-weighting on the response of transpiration to moisture stress in a land surface scheme. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1920–1930.
- , 1998: Evaporative surface stress in land-surface models: impact of inter-model parameterization differences. Ph.D. dissertation, Macquarie University, Sydney, Australia.
- , A. J. Pitman, and P. Irannejad, 1996: Analysis of the relationship between bare soil evaporation and soil moisture simulated by 13 land surface schemes for a simple non-vegetated site. *Global and Plan. Change*, **13**, 47–56.
- Dickinson, R. E., 1984: Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. *Climate Processes and Climate Sensitivity, Geophys. Monogr.*, **29**, Maurice Ewing Vol. 5, Amer. Geophys. Union, 58–72.

- , 1988: The force-restore model for surface temperatures and its generalizations. *J. Climate*, **1**, 1086–1097.
- , A. Henderson-Sellers, and P. J. Kennedy, 1993: *Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version 1e as coupled to the NCAR Community Climate Model*, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, Tech. Note TN-387+STR, 72 pp.
- Dirmeyer, P. A., 1997: The Global Soil Wetness Project. *GEWEX News*, **7**, 3–6.
- Douville, H., 1997: *Validation and sensitivity of the global hydrologic budget in stand-alone simulations with the ISBA land-surface scheme*, Note Trav. **55**, GMGEC/ Météo-France, 52 pp.
- , 1998: Validation and sensitivity of the global hydrologic budget in stand-alone simulations with the ISBA land-surface scheme. *Clim. Dyn.*, **14**, 151–171.
- , and J.-F. Royer, 1996: Sensitivity of the Asian summer monsoon to an anomalous Eurasian snow cover within the Meteo-France GCM. *Clim. Dyn.*, **12**, 449–466.
- , and J.-F. Royer, 1997: Influence of the temperate and boreal forests on the Northern Hemisphere climate in the Meteo-France climate model. *Clim. Dyn.*, **13**, 57–74.
- , Royer J.-F., Mahfouf, J.-F., 1995a: A new snow parameterization for the Meteo-France climate model. Part 1: validation in stand-alone experiments. *Clim. Dyn.*, **12**, 21–35.
- , Royer J.-F., Mahfouf, J.-F., 1995b: A new snow parameterization for the Meteo-France climate model. Part 2: validation in a 3-D GCM experiment. *Clim. Dyn.*, **12**, 37–52.
- , E. Bazile, P. Caille, D. Giard, J. Noilhan, L. Peirone and F. Taillefer, 1999: Global Soil Wetness Project: Forecast and assimilation experiments performed at Mto-France. *J. Met. Soc. of Japan*, **77**, 305–316.
- Ducoudre, N. I., K. Laval, and A. Pierrier, 1993: SECHIBA: A new set of parameterizations of the hydrologic exchanges at the land-atmosphere interface within the LMD atmospheric general circulation model. *J. Climate*, **6**, 248–273.
- Dumenil, H. and E. Todoni, 1992: A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model. *Adv. Theor. Hydrol.*, **9**, 129–157.

- Durand, Y., E. Brun, L. Mérindol, G. Guyomarc'h, B. Lesaffre, and E. Martin, 1993: A meteorological estimation of relevant parameters for snow schemes used with atmospheric models. *Ann. Glaciol.*, **18**, 65–71.
- Ek, M. and R. H. Cuenca, 1994: Variation in soil properties: implications for modeling surface fluxes and atmospheric boundary-layer development. *Bound.-Layer Meteor.*, **70**, 369–383.
- Essery, R., E. Martin, H. Douville, A. Fernández, and E. Brun, 1999: A comparison of four snow models using observations from an alpine site. *Clim. Dyn.*, **15**, 583–593.
- Etchevers, P., 2000: *Modélisation du cycle continental de l'eau á l'échelle régional: Impact de la modélisation de l'enneigement sur l'hydrologie du bassin versant du Rhône*. (Modeling the continental water cycle at a regional scale: Impact of the snow simulation on the hydrology of the Rhone basin.) Ph.D. Thesis, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, France.
- , Douville H., and Martin E., 1999: Simulation of the northern hemisphere snow cover. IAHS Publications No. 256, 3–10.
- , C. Colaz, F. Habets, 2000: Simulation of the water budget and the river flows of the Rhone basin from 1981 to 1994. *J. Hydrol.*, (submitted).
- Farouki, O. T., 1986: *Thermal properties of soils*, Series on Rock and Soil Mechanics, **11**, Trans Tech Publications, Germany, 136 pp.
- Fuchs, M., G. S. Campbell, and R. I. Papendick, 1978: an analysis of sensible and latent heat flow in a partially frozen unsaturated soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **42**, 379–385.
- Giard, D., and E. Bazile, 2000: Implementation of a new assimilation scheme for soil and surface variables in a global NWP model. *Mon. Wea. Rev.*, (in press).
- Giordani, H., 1993: *Description du codage du schema de surface NP89 aux normes ARPEGE: Premieres Validations*. Note Trav. **15**, GMME/Météo-France, 62 pp.
- , J. Noilhan, P. Lacarrère, and P. Bessemoulin, 1996: Modeling the surface processes and the atmospheric boundary layer for semi-arid conditions. *Agric. Forest Meteorol.*, **80**, 263–287.

- Girard, G., 1974: Modèle global ORSTOM. Première application du modèle journalier à discretisation spatiale sur le bassin versant de la crique Grégoire en guyane. Technical report, ORSTOM, Paris. Atelier hydrologique sur les modèles mathématiques.
- Gonzalez-sosa, E., I. Braud, J.-L. Thony, M. Vauclin, P. Bessemoulin, and J.-C. Calvet, 1999: Modeling heat and water exchanges of fallow land covered with plant-residue mulch. *Agric. Forest Meteorol.*, **2682**, 1–19.
- Goutorbe, J.-P., 1991: A critical assessment of the SAMER network accuracy. *Land surface evaporation. Measurement and parameterization.*, T. J. Schugge and J. C. André, Eds., Springer-Verlag, 171–182.
- , J. Noilhan, C. Valancogne and R. H. Cuenca, 1989: Soil moisture variations during HAPEX-MOBILHY. *Ann. Geophys.*, **7**, 415–426.
- Habets, F. and J. Noilhan, 1997: *Resultats des simulations d'ISBA dans la phase PILPS2c: bilan hydrique du bassin de l'Arkansas*, Note Trav. **50**, GMME/Météo-France, 59 pp.
- , J. Noilhan, C. Golaz, J.P. Goutorbe, P. Lacarrère, E. Leblois, E. Ledoux, E. Martin, C. Ottlé, and D. Vidal-Madjar, 1999a: The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the HAPEX-MOBILHY area Part 1: Model and database. *J. Hydrol.*, **217**, 75–96.
- , J. Noilhan, C. Golaz, J.P. Goutorbe, P. Lacarrère, E. Leblois, E. Ledoux, E. Martin, C. Ottlé, and D. Vidal-Madjar, 1999b: The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the HAPEX-MOBILHY area Part 2: Simulation of streamflows and annual water budget *J. Hydrol.*, **217**, 97–118.
- , R. Etchevers, C. Golaz, E. Leblois, E. Ledoux, E. Martin, J. Noilhan, and C. Ottlé, 2000: Simulation of the water budget and the river flows of the Rhone basin. *J. of Geophys. Res.*, (accepted).
- Henderson-Sellers, A., Z.-L. Yang and R. E. Dickinson, 1993: The project for intercomparison of land–surface parameterization schemes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 1335–1349.
- , A., A. Pitman, P. Love, P. Irannejad, and T. Chen, 1995: the project of intercomparison of land-surface parameterization schemes (PILPS): Phases 2 and 3. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **94**, 489–503.
- Hillel, D., 1982: *Introduction to soil physics*, Academic Press, New York, 364 pp.

- Irannejad, P. and Y. Shao, 1996: *The atmosphere-landsurface interaction scheme (ALSIS): Description and validation*. Centre for Advanced Numerical Computation in Engineering and Science, Univ. of New South Wales, Sydney, Australia. CANCES TR96-2, 25 pp.
- Jacobs, C. M. J., 1994: direct impact of atmospheric CO<sub>2</sub> enrichment on regional transpiration. Ph.D. Thesis. Agricultural University, Wageningen, the Netherlands, 179 pp.
- Jacquemin, B. and J. Noilhan, 1990: Sensitivity study and validation of a land surface parameterization using the HAPEX-MOBILHY data set. *Bound.-Layer Meteor.*, **52**, 93–134.
- Jame, Y.- W., and D. I. Norum, 1980: Heat and mass transfer in a freezing unsaturated porous medium. *Water Resour. Res.*, **16**(4), 811-819.
- Jarvis, P. G., 1976: The interpretation of leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, **273B**, 593–610.
- Ji, J.J., 1995: A climate-vegetation interaction model: simulating physical and biological processes at the surface. *J. Biogeography*, **22**, 445–451.
- Johansen, O., 1975: Thermal conductivity of soils. Ph.D. thesis, Trondheim, Norway. (CRREL Draft Translation 637, 1977) ADA 044002.
- Johnsson, H., and L.-C. Lundin, 1991: Surface runoff and soil water percolation as affected by snow and soil frost. *J. Hydrol.*, **122**, 141–158.
- Jordan, R., 1991: A one-dimensional temperature model for a snow cover. *CRREL, Special Report*, 91-1b.
- Kane, D. L., 1980: Snowmelt infiltration into seasonally frozen soils. *Cold Reg. Sci. Technol.*, **3**, 153–161.
- , and J. Stein, 1983: Water movement into seasonally frozen soils. *Water Resour. Res.*, **19**, 1547–1557.
- King, J. C., 1990: Some measurements of turbulence over an Antarctic ice shelf. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **116**, 379–400.
- Kojima, K., 1967: Densification of a seasonal snow cover, *Physics of Snow and Ice, Proc. Int. Conf. Low Temp. Sci.*, **1**(2), S.929–S.952.



- Kondo, J., and H. Yamazawa, 1986: Bulk transfer coefficient over a snow surface. *Bound.-Layer Meteor.*, **34**, 123–135.
- , and H. Yamazaki, 1990: A prediction model for snowmelt, snow surface temperature and freezing depth using a heat balance method. *J. Appl. Meteor.*, **29**, 375–384.
- Konrad, J.-M., and C. Duquennoi, 1993: a model for water transport and ice lensing in freezing soils. *Water Resour. Res.*, **29**(9), 3109–3124.
- Koren, V., J. Schaake, K. Mitchell, Q.-Y. Duan, F. Chen and J. M. Baker, 1999: A parameterization of snowpack and frozen ground intended for NCAP weather and climate models. *J. of Geophys. Res.*, **104**, 19,569–19,585.
- Koster, R. D. and M. J. Suarez, 1996: *Energy and water balance calculations in the Mosaic LSM*. NASA Tech. Memo. 104606, Vol. 9., 58 pp.
- , and P. C. D. Milly, 1997: The interplay between transpiration and runoff formulations in land surface schemes used with atmospheric models. *J. Climate*, **10**, 1578–1591.
- Kunkel, K. E., S. A. Isard, S. E. Hollinger, B. Gleason, and M. Belding, 1999: spatial heterogeneity of albedo over a snow-covered agricultural landscape. *J. of Geophys. Res.*, **104**, 19551–19557.
- Ledoux, E., G. Girard, G. de Marsilly, J. Deschenes, 1989: Spatially distributed modeling: conceptual approach, coupling surface water and ground water, NATO, ASI Series C. In: Morel-Seytoux, X. (Ed.). *Unsaturated Flow Hydrologic Modeling-theory and Practice*, 275 pp. Kluwer Academic, Dordrecht pp. 435–454.
- Liang, Xu, E. Wood and D. Lettenmaier, 1996: Surface soil moisture parameterization of the VIC-2L model: Evaluation and modification. *Global and Plan. Change*, **13**, 195–206.
- , E. F. Wood, D. Lettenmaier, D. Lohmann, A. Boone, S. Chang, F. Chen, Y. Dai, C. Desborough, Q. Duan, M. Ek, Y. Gusev, F. Habets, P. Irannejad, R. Koster, O. Nasanova, J. Noilhan, J. Schaake, A. Schlosser, Y. Shao, A. Shmakin, D. Verseghy, J. Wang, K. Warrach, P. Wetzels, Y. Xue, Z.-L. Yang and Q. Zeng, 1998: The Project for Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes (PILPS) Phase-2c Red-Arkansas River Basin experiment:

2. spatial and temporal analysis of energy fluxes. *Global and Plan. Change*, **19**, 137–159.
- Lehnings, M., P. Bartlet, and B. Brown, 1998: Operational use of a snowpack model for the avalanche warning service in Switzerland: Model development and first experiences. *Norwegian Geotechnical Institute*, **203**, 169–174.
- Lohmann, D., X. Liang, E. F. Wood, D. Lettenmaier, A. Boone, S. Chang, F. Chen, Y. Dai, C. Desborough, Q. Duan, M. Ek, Y. Gusev, F. Habets, P. Irannejad, R. Koster, O. Nasanova, J. Noilhan, J. Schaake, A. Schlosser, Y. Shao, A. Shmakin, D. Verseghy, J. Wang, K. Warrach, P. Wetzel, Y. Xue, Z.-L. Yang and Q. Zeng, 1998: The Project for Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes (PILPS) Phase-2c Red-Arkansas River Basin experiment: 3. spatial and temporal analysis of water fluxes. *Global and Plan. Change*, **19**, 161–179.
- Loth, B., H.-F. Graf, and J. M. Oberhuber, 1993: Snow cover model for global climate simulations. *J. of Geophys. Res.*, **98**, 10,451–10,464.
- , and H.-F. Graf, 1998a: Modeling the snow cover in climate studies. Part 1: Long-term integrations under different climatic conditions using a multi-layered snow-cover model. *J. of Geophys. Res.*, **103**, 11,313–11,327.
- , and H.-F. Graf, 1998b: Modeling the snow cover in climate studies. Part 2: Sensitivity to internal snow parameters and interface processes. *J. of Geophys. Res.*, **103**, 11,329–11,340.
- Louis, J. F., 1979: A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound.-Layer Meteor.*, **17**, 187–202.
- Lundin, L.-C., 1990: Hydraulic properties in an operational model of frozen soil. *J. Hydrol.*, **118**, 289–310.
- Lynch-Stieglitz, M., 1994: The development and validation of a simple snow model for the GISS GCM. *J. Climate*, **7**, 1842–1855.
- Mahfouf, J.-F., 1987: The influence of soil and vegetation on the development of mesoscale circulations. *J. Climate Appl. Meteor.*, **26**, 1483–1495.
- , 1990: A numerical simulation of the surface moisture budget during HAPEX-MOBILHY. *Bound.-Layer Meteor.*, **53**, 201–222.

- , and J. Noilhan, 1991: Comparative study of various formulations of evaporation from bare soil using in situ data. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 351–362.
- , and J. Noilhan, 1996: Inclusion of gravitational drainage in a land surface scheme based on the force-restore method. *J. Appl. Meteor.*, **35**, 987–992.
- , A. O. Manzi, J. Noilhan, H. Giordani, and M. Dqu, 1995: The land surface scheme ISBA within the Mto-France climate model ARPEGE. Part I: Implementation and preliminary results. *J. Climate*, **8**, 2039–2057.
- , C. Ciret, A. Ducharne, P. Irannejad, J. Noilhan, Y. Shao, P. Thornton, Y. Xue, and Z.-L. Yang, 1996: Analysis of transpiration results from the RICE and PILPS workshop. *Global and Plan. Change*, **13**, 73–88.
- Mahrt, L. and H. Pan, 1984: A two-layer model of soil hydrology. *Bound.-Layer Meteor.*, **29**, 1–20.
- Manabe, S., 1969: Climate and ocean circulation 1. The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 739–805.
- Martin, E., and Y. Lejeune, 1998: Turbulent fluxes above the snow surface. *Ann. Glaciol.*, **26**, 179–183.
- McCumber, M. C. and R. A. Pielke, 1981: Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model. *J. of Geophys. Res.*, **86** (C10), 9929–9938.
- McNider, R. T., A. J. Song, D. M. Casey, P. J. Wetzel, W. L. Crosson, and R. M. Rabin, 1994: Toward a dynamic-thermodynamic assimilation of satellite surface temperature in numerical atmospheric models. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 2784–2803.
- Mellor, M., 1964: Properties of snow, *Cold Reg. Sci. Eng. Monogr. III-A1*, 105 pp.
- Meyers, T. P., and S. Hollinger, 1998: Wintertime surface energy budget within the GCIP domain. *GEWEX News*, WCRP, **8**(1), 10–13.
- Mihailovic, D. T., 1996: Description of a land-air parameterization scheme (LAPS). *Global and Plan. Change*, **13**, 207–215.
- Milly, P. C. D., 1982: Moisture and heat transport in hysteretic, inhomogeneous porous media: a matric head-based formulation and a numerical model. *Water Resour. Res.*, **18**(3), 489–498.

- Mougin, E., D. Lo Seen, S. Rambal, A. Gaston, P. Hiernaux, 1995: A regional Sahelian grassland model to be coupled with multispectral satellite data. I. model description and validation. *Remote Sens. Environ.*, **52**, 181–193.
- Nash, J. E., and J. V. Sutcliffe, 1970: River flow forecasting through conceptual models, 1, a discussion of principles. *J. Hydrol.*, **10**, 282–290.
- Niyogi, D. S. and S. Raman, 1997: Comparison of four different resistance schemes using FIFE observations. *J. Appl. Meteor.*, **36**, 903–917.
- Noilhan, J. and S. Planton, 1989: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 536–549.
- and J.-F. Mahfouf, 1996: The ISBA land surface parameterization scheme. *Global and Plan. Change*, **13**, 145–159.
- , and P. Lacarrère, 1995: GCM gridscale evaporation from mesoscale modeling. *J. Climate*, **8**(2), 206–223.
- , P. Lacarrère, and P. Bougeault, 1991: An experiment with an advanced surface parameterization in a meso- $\beta$ -model. Part III: Comparison with the HAPEX-MOBILHY dataset. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2392–2413.
- Pahaut E., 1976: La mtamorphose des cristaux de neige. *Monographie de la Mtorologie Nationale*, CEN, Mto-France, Grenoble.
- Pan, H., and L. Mahrt, 1987: Interaction between soil hydrology and boundary layer development. *Bound.-Layer Meteor.*, **38**, 185–202.
- Peters-Lidard, C. D., E. Blackburn, X. Liang and E. F. Wood, 1998: The effect of soil thermal conductivity parameterization on surface energy fluxes and temperatures. *J. Atmos. Sci.*, **55** (7), 1209–1224.
- Philip, J. R., and D. A. de Vries, 1957: Moisture movement in porous materials under temperature gradients. *Eos. Trans. Amer. Geophys. Union*, **38**(2), 222–232.
- Pitman, A. J., Z-L. Yang, J. G. Cogley and A. Henderson-Sellers, 1991: Description of bare essentials of surface transfer for the bureau of meteorology research centre AGCM. *BMRC Research Report No. 32*, various pagings.
- , A. Henderson-Sellers, C. E. Desborough, F. Abramopoulos, A. Boone, R. E. Dickinson, N. Gedney, R. Koster, E. Kowalczyk, D. Lettenmaier, X. Liang, J.-F. Mahfouf, J. Noilhan, J. Polcher, W. Qu, A. Robock, C. Rosenzweig, C.

- A. Schlosser, A. B. Shmakin, J. Smith, M. Suarez, D. Verseghy, P. Wetzels, E. Wood, Y. Xue, 1999: Key results and implications from phase 1(c) of the Project for Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes. *Clim. Dyn.*, **15**, 673–684.
- Polcher, J., K. Laval, L. Dumenil, J. Lean, and P. R. Rowntree, 1996: Comparing three land surface schemes used in general circulation models. *J. Hydrol.*, **180**, 373–394.
- Richards, L. A., 1931: Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, **1**, 318–333.
- Rutter, A. J., 1975: The hydrological cycle in vegetation. *Vegetation and the atmosphere, Vol. 1*, J. L. Monteith, Ed., Academic Press, 111–154.
- Salvucci, G. D., and D. Entekhabi, 1994: Equivalent steady soil moisture profile and the time compression approximation in water balance modeling. *Water Resour. Res.*, **30**, 2737–2749.
- Schaake, J. C., V. I. Koren, Q.-Y. Duan, K. Mitchell, and F. Chen, 1996: Simple water balance model for estimating runoff at different spatial and temporal scales. *J. of Geophys. Res.*, **101**, 7461–7475.
- Schlosser, C. A., A. G. Slater, A. Robock, A. J. Pitman, K. Y. Vinnikov, A. Henderson-Sellers, N. A. Speranskaya, K. Mitchell, A. Boone, H. Braden, F. Chen, P. Cox, P. de Rosnay, C. E. Desborough, R. E. Dickinson, Y.-J. Dai, Q. Duan, J. Entin, P. Etchevers, N. Gedney, Y. M. Gusev, F. Habets, J. Kim, V. Koren, E. Kowalczyk, O. N. Nasonova, J. Noilhan, J. Schaake, A. B. Shmakin, T. G. Smirnova, D. Verseghy, P. Wetzels, Y. Xue, and Z.-L. Yang, 2000: Simulations of a boreal grassland hydrology at Valdai, Russia: PILPS Phase 2(d). *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 301–321.
- Sellers, P. J., Y. Mintz, Y. C. Sud and A. Dalcher, 1986: A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 505–531.
- , D. A. Randall, C. J. Collatz, J. A. Berry, C. B. Field, D. A. Dazlich, C. Zhang, G. Colle, and L. Bounoua, 1996: A revised land-surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs, 1, Model formulation. *J. Climate*, **9**, 676–705.
- Shao, Y. and A. Henderson-Sellers, 1996: Validation of soil moisture simulation in landsurface parameterization schemes with HAPEX data. *Global and Plan. Change*, **13**, 11–46.

- , R. D. Anne, A. Henderson-Sellers, P. Irannejad, P. Thornton, X. Liang, T. H. Chen, C. Ciret, C. Desborough, O. Balachova, A. Haxeltine and A. Ducharne, 1994: Soil moisture simulation: a report of the RICE and PILPS workshop. Tech. Rep. GEWEX, PILPS, Climatic Impact Centre, IGPO publication No. 14, 179 pp.
- Slater, A. G., A. J. Pitman and C. E. Desborough, 1998: Simulation of freeze-thaw cycles in a general circulation model land surface scheme. *J. of Geophys. Res.*, **103**, 11303–11312.
- Spans, E. J. A., and J. M. Baker, 1996: The soil moisture characteristic: Its measurement and similarity to the soil moisture characteristic. *Soil Sci. Am.*, **60**, 13–19.
- Stieglitz, M., D. Rind, J. Flamiglietti, C. Rosenzweig, 1997: An efficient approach to modeling the topographic control of surface hydrology for regional and global climate modeling. *J. Climate*, **10**, 118–137.
- Slater, A. G., A. J. Pitman, and C. E. Desborough, 1998: The validation of a snow parameterization designed for use in general circulation models. *Int. J. Climatol.*, **18**, 595–617.
- Sud, Y. C., and D. M. Mocko, 1999: New snow-physics to complement SSiB, Part I: Design and evaluation with ISLSCP initiative I datasets. *J. Met. Soc. of Japan*, **77**(1B), 335–348.
- Sun, S., J. Jin, and Y. Xue, 1999: A simple snow-atmosphere-soil transfer (SAST) model. *J. of Geophys. Res.*, **104**, 19587–19579.
- Thompson, S. L., and D. Pollard, 1995: A global climate model (GENESIS) with a land-surface scheme (LSX), 1, Present climate simulation. *J. Climate*, **8**, 732–761.
- Verseghy, D. L., 1991: CLASS - A Canadian land surface scheme for GCMs. I. Soil Model. *Int. J. Climatol.*, **11**, 111–133.
- , N. A. McFarlane, and M. Lazare, 1993: CLASS - A Canadian land surface scheme for GCMS: II Vegetation model and coupled runs. *Int. J. Climatol.*, **13**, 347–370.
- Viterbo, P. and A. C. M. Beljaars, 1995: An improved land surface parameterization scheme in the ECMWF model and its validation. *J. Climate*, **8**, 2716–2748.

- , A. Beljaars, J.-F. Mahfouf, and J. Teixeira, 1999: The representation of soil moisture freezing and its impact on the stable boundary layer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 2401–2426.
- Walker, J., and P. R. Rowntree, 1977: The effect of soil moisture on circulation and rainfall in a tropical model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **103**, 29–46.
- Wetzel, P. J., and J.-T. Chang, 1987: Concerning the relationship between evapotranspiration and soil moisture. *J. Climate Appl. Meteor.*, **26**, 18–27.
- , and A. Boone, 1995: A parameterization for land-cloud-atmosphere exchange (PLACE): Documentation and testing of a detailed process model of the partly cloudy boundary layer over heterogeneous land. *J. Climate*, **8**, 1810–1837.
- , X. Liang, P. Irannejad, A. Boone, J. Noilhan, Y. Shao, C. Skelly, Y. Xue and Z. L. Yang, 1996: Modeling vadose zone liquid water fluxes: Infiltration, runoff, drainage, interflow. *Global and Plan. Change*, **13**, 57–71.
- Wood, E., D. Lettenmaier, and V. Zartarian, 1992: A land-surface hydrology parameterization with subgrid variability for general circulation models. *J. of Geophys. Res.*, **97**, 2717–2728.
- , D. Lettenmaier, X. Liang, D. Lohmann, A. Boone, S. Chang, F. Chen, Y. Dai, C. Desborough, Q. Duan, M. Ek, Y. Gusev, F. Habets, P. Irannejad, R. Koster, O. Nasanova, J. Noilhan, J. Schaake, A. Schlosser, Y. Shao, A. Shmakin, D. Verseghy, J. Wang, K. Warrach, P. Wetzel, Y. Xue, Z.-L. Yang and Q. Zeng, 1998: The Project for Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes (PILPS) Phase-2c Red-Arkansas River Basin experiment: 3. experiment description and summary intercomparisons. *Global and Plan. Change*, **19**, 115–135.
- Xue, Y., P. J. Sellers, J. L. Kinter III, and J. Shukla, 1991: A simplified biosphere model for global climate studies. *J. Climate*, **4**, 345–364.
- , F. Zeng and C. A. Schlosser, 1996: SSiB and its sensitivity to soil properties - a case study using HAPEX-Mobilhy data. *Global and Plan. Change*, **13**, 183–194.
- Yang, Z.-L., R. E. Dickinson, A. Henderson-Sellers, A. J. Pitman, 1995: Preliminary study of spin-up processes in land surface models with the first stage data of Project for Intercomparison of Land Surface Parameterization Schemes Phase 1(a), *J. of Geophys. Res.*, **100**, 16,553–16,578.

- , R. E. Dickinson, A. Robock, and K. Y. Vinnikov, 1997: Validation of snow submodel of the biosphere-atmosphere transfer scheme with Russian snow-cover and meteorological observations data. *J. Climate*, **10**, 353–373.
- Yeh, T. C., R. T. Wetherald, S. Manabe, 1983: A model study of the short-term climatic and hydrologic effects of sudden snow cover removal. *Mon. Wea. Rev.*, **11**, 1013–1024.
- Zhao, R. J., 1992: The Xinanjiang model applied in China. *J. Hydrol.*, **134**, 317–381.



## LISTE DES PUBLICATIONS

- Boone, A. and P. J. Wetzels, 1996: Issues related to low resolution modeling of soil moisture: Experience with the PLACE model. *Global and Plan. Change*, **13**, 161–181.
- Boone, A. and P. J. Wetzels, 1999: A simple scheme for modeling sub-grid soil texture variability for use in an atmospheric climate model. *J. Met. Soc. Japan*, **77**(1B), 317–333.
- Boone, A., J.-C. Calvet, and J. Noilhan, 1999: Inclusion of a Third Soil Layer in a Land-Surface Scheme using the Force-Restore method. *J. Appl. Meteor.*, **38**, 1611–1630.
- Boone, A., V. Masson, T. Meyers, and J. Noilhan, 2000: The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil-vegetation-atmosphere transfer scheme. *J. Appl. Meteor.*, (in press).
- Chen, T. H., A. Henderson-Sellers, P. C. D. Milly, A. J. Pitman, A. C. M. Beljaars, J. Polcher, F. Abramopoulos, A. Boone, S. Chang, F. Chen, Y. Dai, C. E. Desborough, R. E. Dickinson, L. Duemenil, M. Ek, J. R. Garratt, N. Gedney, Y. M. Gusev, J. Kim, R. Koster, E. Kowalczyk, K. Laval, J. Lean, D. Lettenmaier, X. Liang, J.-F. Mahfouf, H.-T. Mengelkamp, K. Mitchell, O. N. Nasonova, J. Noilhan, A. Robock, C. Rosenweig, J. Schaake, C. A. Schlosser, J.-P. Schulz, Y. Shao, A. B. Shmakin, D. L. Verseghy, P. Wetzels, E. F. Wood, Y. Xue, Z.-L. Yang, and Q. Zeng, 1997: Cabauw experimental results from the project for intercomparison of landsurface schemes (PILPS). *J. Climate*, **10**, 1194–1215.
- Kumar, P., M. Jasinski, P. J. Wetzels, M. Karyampudi, A. Boone, and E. Engman, 1995: Implementation of PLACE Land Surface Hydrology in MM5. MM5 Mesoscale Modeling System Users' Workshop, NCAR, Boulder, Colorado, pp. 121-124.
- Liang, X., E. F. Wood, D. Lettenmaier, D. Lohmann, A. Boone, S. Chang, F. Chen, Y. Dai, C. Desborough, Q. Duan, M. Ek, Y. Gusev, F. Habets, P. Irannejad,

- R. Koster, O. Nasanova, J. Noilhan, J. Schaake, A. Schlosser, Y. Shao, A. Shmakin, D. Verseghy, J. Wang, K. Warrach, P. Wetzel, Y. Xue, Z.-L. Yang and Q. Zeng, 1998: The Project for Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes (PILPS) Phase-2c Red-Arkansas River Basin experiment: 2. spatial and temporal analysis of energy fluxes. *Global and Plan. Change*, **19**, 137–159.
- Lohmann, D., X. Liang, E. F. Wood, D. Lettenmaier, A. Boone, S. Chang, F. Chen, Y. Dai, C. Desborough, Q. Duan, M. Ek, Y. Gusev, F. Habets, P. Irannejad, R. Koster, O. Nasanova, J. Noilhan, J. Schaake, A. Schlosser, Y. Shao, A. Shmakin, D. Verseghy, J. Wang, K. Warrach, P. Wetzel, Y. Xue, Z.-L. Yang and Q. Zeng, 1998: The Project for Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes (PILPS) Phase-2c Red-Arkansas River Basin experiment: 3. spatial and temporal analysis of water fluxes. *Global and Plan. Change*, **19**, 161–179.
- Mohr, K. I., J. Famiglietti, A. Boone, and P. Starks, 2000: Modeling soil moisture and surface flux variability with an untuned land surface scheme: A case study from the Southern Great Plains 1997 Hydrology Experiment. *J. Hydrometeorol.*, **1**, 154–169.
- Pitman, A. J., A. Henderson-Sellers, F. Abramopoulos, R. Avvisar, G. Bonan, A. Boone, J. G. Cogley, R. E. Dickinson, M. Ek, D. Entekhabi, J. Famiglietti, J. R. Garratt, M. Frech, A. Hahmann, R. Koster, E. Kowalczyk, K. Laval, L. Lean, T. J. 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. W. Running, A. Schlosser, R. Scott, M. Suarez, S. Thompson, D. Verseghy, P. Wetzel, E. Wood, Y. Xue, Z-L. Yang, L. Zhang, 1993: Results from the off-line Control Simulation Phase of the Project for Intercomparison of Landsurface Parameterization Schemes (PILPS), *GEWEX Tech. Note*, IGPO Publ. Series, 7, 47 pp.
- Pitman, A. J., A. Henderson-Sellers, C. E. Desborough, F. Abramopoulos, A. Boone, R. E. Dickinson, N. Gedney, R. Koster, E. Kowalczyk, D. Lettenmaier, X. Liang, J-F. Mahfouf, J. Noilhan, J. Polcher, W. Qu, A. Robock, C. Rosenzweig, C. A. Schlosser, A. B. Shmakin, J. Smith, M. Suarez, D. Verseghy, P. Wetzel, E. Wood, Y. Xue, 1999: Key results and implications from phase 1(c) of the Project for Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes. *Climate Dyn.*, **15**, 673–684.
- Schlosser, C. A., A. G. Slater, A. Robock, A. J. Pitman, K. Y. Vinnikov, A. Henderson-Sellers, N. A. Speranskaya, K. Mitchell, A. Boone, H. Braden, F.

- Chen, P. Cox, P. de Rosnay, C. E. Desborough, R. E. Dickinson, Y.-J. Dai, Q. Duan, J. Entin, P. Etchevers, N. Gedney, Y. M. Gusev, F. Habets, J. Kim, V. Koren, E. Kowalczyk, O. N. Nasonova, J. Noilhan, J. Schaake, A. B. Shmakin, T. G. Smirnova, D. Verseghy, P. Wetzel, Y. Xue, and Z.-L. Yang, 1999: Simulations of a boreal grassland hydrology at Valdai, Russia: PILPS Phase 2(d). *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 301–321.
- Weiqing, Q., A. Henderson-Sellers, A. J. Pitman, T. H. Chen, F. Abramopoulos, A. C. M. Beljaars, A. Boone, S. Chang, F. Chen, Y. Dai, C. E. Desborough, R. E. Dickinson, L. Dumenil, M. Ek, J. R. Garratt, N. Gedney, Y. M. Gusev, J. Kim, R. Koster, E. A. Kowalczyk, K. Laval, J. Lean, D. Lettenmaier, X. Liang, J.-F. Mahfouf, H.-T. Mengelkamp, P. C. D. Milly, K. Mitchell, O. N. Nasonova, J. Noilhan, J. Polcher, A. Robock, C. Rosenzweig, J. Schaake, C. A. Schlosser, J.-P. Schulz, A. B. Shmakin, D. L. Verseghy, P. Wetzel, E. F. Wood, Y. Xue, Z.-L. Yan and Q. Zeng, 1997: Sensitivity of latent heat flux from PILPS land-surface schemes to perturbations of surface air temperature. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 1909–1927.
- Wetzel, P. J. and A. Boone, 1993: A 1-D model study of the sensitivity of the atmosphere to heterogeneous precipitation, including the effect of downdrafts. AMS Conference on Hydroclimatology, Anaheim, CA., January 17–22, Preprint 104–105.
- Wetzel, P. J. and A. Boone, 1995: A parameterization for Land-Atmosphere-Cloud-Exchange (PLACE): Documentation and testing of a detailed process model of the partly cloudy boundary layer over heterogeneous land. *J. Climate*, **8**, 1810–1837.
- Wetzel, P., S. Argentini and A. Boone, 1995: The role of the land surface in controlling daytime cloud amount: Two case studies in the GCIP-SW area. *J. of Geophys. Res.*, **101**, 7359–7370.
- Wetzel, P. J., X. Liang, P. Irannejad, A. Boone, J. Noilhan, Y. Shao, C. Skelly, Y. Xue and Z. L. Yang, 1995: Modeling vadose zone liquid water fluxes: Infiltration, runoff, drainage, interflow. *Global and Plan. Change*, **13**, 57–71.
- Wood, E. F., D. Lettenmaier, X. Liang, D. Lohmann, A. Boone, S. Chang, F. Chen, Y. Dai, C. Desborough, Q. Duan, M. Ek, Y. Gusev, F. Habets, P. Irannejad, R. Koster, O. Nasonova, J. Noilhan, J. Schaake, A. Schlosser, Y. Shao, A. Shmakin, D. Verseghy, J. Wang, K. Warrach, P. Wetzel, Y. Xue, Z.-L. Yang and Q. Zeng, 1998: The Project for Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes (PILPS) Phase-2c Red-Arkansas River Basin experiment:

3. experiment description and summary intercomparisons. *Global and Plan. Change*, **19**, 115–139.

**Publications Currently under review:**

- Baker, R. D., B. Lynn, A. Boone, and W.-K. Tao, 2000: The influence of soil moisture, coastline curvature, and land-breeze circulations on sea-breeze initialized precipitation. *J. Hydrometeor.*, (submitted).
- Boone, A., P. Etchevers, 2000: An inter-comparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land-surface and macroscale hydrologic models. *J. Hydrometeor.*, (submitted).
- Lynn, B. H., D. Stauffer, P. Wetzel, W.-K. Tao, P. Alpert, N. Perlin, D. Baker, R. Munoz, A. Boone and Y. Jia, 2000: Improved Simulation of Florida Summer Convection Using the PLACE Land Model and a 1.5-Order Turbulence Parameterization Coupled to the Penn State/NCAR Mesoscale Model. *Mon. Wea. Rev.*, (submitted).
- Mohr, K. I., J. Famiglietti, and A. Boone, 2000: The effect of field-scale sub-grid variability of soil moisture on the simulation of soil moisture and heat fluxes for a mesoscale watershed: A case study from the Southern Great Plains 1997 Hydrology Experiment. *Observations and Modeling of Land Surface Hydrologic Processes*. American Geophys. Union, Wash., DC. (submitted).