



**HAL**  
open science

# Le programme d'intercomparaison de schémas de surface PILPS : Description des résultats obtenus avec ISBA

Jean-Francois Mahfouf, Joël Noilhan

## ► To cite this version:

Jean-Francois Mahfouf, Joël Noilhan. Le programme d'intercomparaison de schémas de surface PILPS : Description des résultats obtenus avec ISBA. Note de Centre GMME N°17, Centre National de Recherches Météorologiques; Groupe de Météorologie à Moyenne Echelle. 1993. hal-04390124

**HAL Id: hal-04390124**

**<https://hal.science/hal-04390124>**

Submitted on 12 Jan 2024

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Distributed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License



*NOTES DE CENTRE*

N°17

GROUPE DE METEOROLOGIE A MOYENNE ECHELLE

LE PROGRAMME D'INTERCOMPARAISON DE SCHEMAS DE  
SURFACE PILPS : DESCRIPTION DES RESULTATS  
OBTENUS AVEC ISBA

J.F. MAHFOUF, J. NOILHAN

JUILLET 1993

MINISTERE DE L'EQUIPEMENT, DU LOGEMENT,  
DES TRANSPORTS ET DE L'ESPACE

DIRECTION DE LA METEOROLOGIE NATIONALE

**CENTRE NATIONAL  
DE RECHERCHES  
METEOROLOGIQUES**



MINISTERE DE L'EQUIPEMENT, DES TRANSPORTS  
ET DU TOURISME

DIRECTION DE LA METEOROLOGIE NATIONALE

CENTRE NATIONAL  
DE RECHERCHES METEOROLOGIQUES

**NOTE DE TRAVAIL**  
**DU GROUPE DE METEOROLOGIE A MOYENNE ECHELLE**

N°17

**LE PROGRAMME D'INTERCOMPARAISON DE SCHEMAS DE  
SURFACE PILPS : DESCRIPTION DES RESULTATS  
OBTENUS AVEC ISBA**

Par

J.-F. MAHFOUF et J. NOILHAN

JUILLET 1993

METEO-FRANCE / C.N.R.M. / P.A.D.

PAD

# 1 Introduction

Le programme PILPS (Project for Intercomparison of Land-surface Schemes) (Henderson-Sellers and Brown, 1992) est un projet de la composante GEWEX Continental-scale International Project (GCIP) du programme GEWEX (Chahine, 1992). Le programme, planifié sur plusieurs années, vise l'évaluation de paramétrisations des processus de surface continentales dans les modèles de circulation générale. Une trentaine de groupes (Tableau 1) participent à PILPS. Lors de la réunion des 24-26 juin 1992 à Columbia/Washington, trois phases ont été définies (Tableau 2). La première phase correspondant à la description des divers schémas par les participants eux-mêmes est maintenant terminée. La deuxième phase correspond à l'intercomparaison des divers schémas de surface en mode forcé ("stand-alone comparisons"). Il s'agit donc de comparer la réponse des paramétrisations à un forcing atmosphérique prescrit (cycles annuels de la température et de l'humidité de l'air, vitesse du vent, précipitations, rayonnements solaire et atmosphérique incidents). Dans un premier temps, les organisateurs de PILPS (le Climatic Impacts Centre, Macquarie University, Australie) ont préparé trois séries annuelles de forcing atmosphérique issues du modèle CCM1 du NCAR correspondant à des zones climatiques très différentes (forêt tropicale, prairie tempérée, toundra boréale). Cette phase consistera donc uniquement à intercomparer les différents modèles puisqu'on utilise un jeu de données "synthétique". L'examen portera principalement sur les moyennes mensuelles des composantes des bilans hydrique et énergétique. L'objectif de cette note est de présenter les résultats obtenus avec le schéma ISBA (Noilhan and Planton, 1989). Pour une simulation convenable des sites de prairie et de toundra, nous avons été conduit à interfacer ISBA avec le schéma de neige utilisé dans les modèles EMERAUDE et ARPEGE (Annexe 2). La seconde étape du programme concerne la mise en place d'une base de données réelles (expérience ARME84, HAPEX-MOBILHY86, FIFE87,...) pour une intercomparaison plus réaliste. La troisième phase vise l'évaluation des schémas couplés avec des modèles atmosphériques (uni et tridimensionnels) dont le protocole reste à définir.

Dans cette note, nous décrivons tout d'abord les conditions des différents tests (initialisations, forcages). Les résultats obtenus avec ISBA sont ensuite présentés ainsi qu'une évaluation du schéma de surface utilisé dans les modèles opérationnels de Météo-France.

Scheme	Respondee	Number of canopy layers	Interception treated	Number of soil columns per area	Number of soil layers for:		
					Temperature	Moisture	Roots
LSX	G. Bonan	2	yes	1	6	6	6
SGS/CSIRO	J. Garratt	1	yes	1	3	2	1
Arne Scheme	L. Dumenil	—	yes	1 (more in prep.	5	1	0
PSUBAMS	T. Carlson	1	no	>1	5	2	1
NMC	H-L. Pan	—	—	—	—	—	—
NMC or NFS	Mitchell/Schaake	1	yes	1	0	1	1
ISBA	J. Noilhan	1	yes	1	2 meso/ 3 GCM	2	1
BEST	A. Pitman	1 (2 for rad)	yes	1	3	2	2
BATS	R. Dickinson	1 ET, 5 rad	yes	>1	2	3	2
SiB	P. Sellers	2	yes	1	2	3	2
SiB2	P. Sellers	1	yes	1	2	3	2
CLASS	D. Verseghy	1	yes	1-4	3	3	3
SiB/JMA	N. Sato	2	yes	1	3	3	—
CAPS	M. Ek/ L. Mahrt	1	yes	1	2-10+	2-10+	1
SESHIBA	N. Ducoudré/ K. Laval	1	yes	1	2	2	1
Mosaic-SiB	R. Koster M. Suarez	1	yes	several	2	3	2
HBATS	M. Lakhtakia	4	yes	—	2	3	2
GFDL 1 and 2	C. Milly	0	no	1	0	1	1

Scheme	Respondee	Number of canopy layers	Interception treated	Number of soil columns per area	Number of soil layers for:		
					Temperature	Moisture	Roots
SSiB	Y. Xue	1	yes	1	2	3	1
PU-1	J. Famiglietti	1	yes	50	1	2	1
LEAF	Avissar, Lee, Pielke	1	yes	>1	7	7	3
LEAF-Mosaic	Avissar	1	yes	unlimited	unlimited	unlimited	unlimited
UKMO scheme	Cox, Lean	1	yes	1	4	1	1
PLACE	Wetzel	1	yes	1-12	15	2	2
GISS	Rosenzweig, Abramopoulos	1	yes	1-2	6	6	6
BIOME-BGC	Running	1	yes	1	1	1	1

Tableau 1: Liste des participants au projet PILPS.

**PILPS: Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes**

**Phase 1:**

- \* description of existing models
- \* reports on existing sensitivity studies
- \* framework for intercomparison of models

**Phase 2: simple intercomparisons**

- \* stand-alone (or off-line) comparisons
- \* data needs for intercomparisons

**Phase 3: coupled intercomparisons**

- A. single-column model selection (one or many?)  
data needs for forcing/validation  
method of intercomparison: disseminate SCM or collect PILPS codes
- B. Mesoscale model selection (one or many?)  
data needs for forcing/validation  
method of intercomparison
- C. GCM model selection (one or many?)  
data needs for validation and input  
method of intercomparison

**PILPS SCIENCE PLAN TIMELINES**

1992 1993 1994 1995 1996 1997 1998 1999

**TASK**

Phase 1

Documentation

Phase 2

(a) Stand-alone intercomparisons

(b) Feasibility studies

(i) Evaluation data

(ii) Coupling tests

Phase 3

(a) Second stage stand-alone intercomparisons

(b) Evaluation data sets for extended areas/time periods

(c) Coupled intercomparisons with 1-D and 2-D models

(d) Coupled intercomparisons in 3-D models

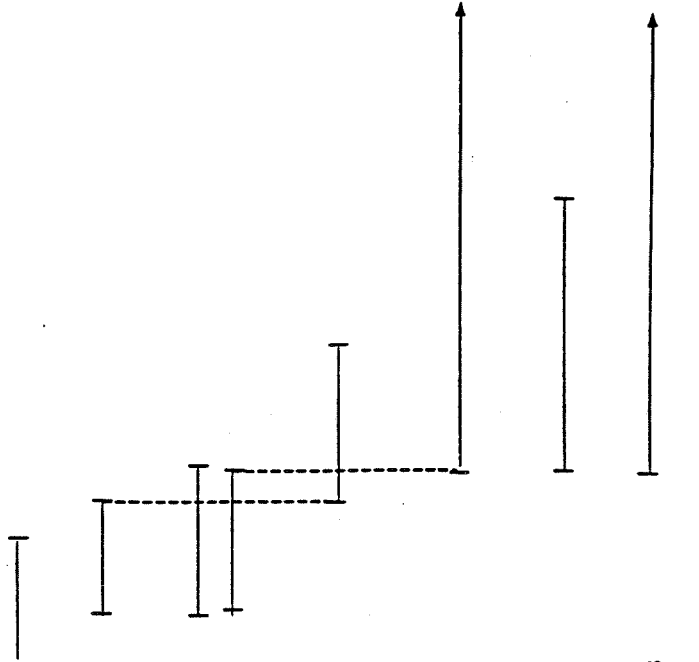


Tableau 2: Description des différentes phases du projet PILPS (Henderson-Sellers et Brown, 1992).

## 2 Description des conditions expérimentales

L'ensemble des conditions des tests proposés aux participants de l'expérience PILPS nous a été fourni sous forme d'une note présentant les données météorologiques (fichiers ASCII rapatriés via ftp depuis une station de travail en Australie), les paramètres caractérisant la surface, ainsi que les formats de lecture/écriture des fichiers (voir Annexe 1).

Trois surfaces contrastées ont été retenues:

- Une forêt tropicale localisée en Amazonie (3S, 60W) (TRF)
- Une prairie des latitudes tempérées localisée en Grande-Bretagne (52N, 0W) (GRA)
- Une toundra localisée dans le Nord Canada (65N, 95W) (TUN)

On peut regretter qu'un site désertique des latitudes sub-tropicales n'ait pas été ajouté afin d'examiner la représentation des transferts sur sol nu par les divers schémas.

Les données de forçage pour chacun des sites (vent, température, humidité, précipitation, rayonnement) ont été fournies pour un cycle annuel à diverses cadences temporelles (5, 15, 30 et 60 mn). Nous avons retenu les valeurs toutes les 30 minutes pour contraindre ISBA. Ces quantités ne correspondent pas à des observations réelles, mais sont extraites d'une simulation climatique effectuée avec le modèle de circulation générale du NCAR (CCM1). Elles sont reproduites sur les Figures 1 à 6. Les paramètres météorologiques sont estimés au premier niveau du modèle, soit 45 mètres au dessus du sol. Afin d'estimer le réalisme du forçage proposé, nous présentons sur la Figure 7 les cycles annuels des précipitations issues de diverses climatologies observées (Jaeger, 1983; Rudolf et al., 1991). Il apparaît que pour les sites TRF et GRA, on a des quantités assez fortement surestimées et une mauvaise prévision de leur répartition temporelle (Figures 8a et 9a). Pour TRF, la période humide vers le mois d'octobre est beaucoup moins pluvieuse dans la réalité, alors que pour GRA on n'observe pas d'intensification du régime des pluies durant la période estivale. Sur ce site on observe d'autres aberrations: sa localisation géographique entre Londres et Cambridge indique une altitude d'environ 200 m, alors que la pression de surface qui nous est fournie est en moyenne de 850 hPa (Figure 6). On peut également constater sur la Figure 3 que le vent dans la CLS peut atteindre des valeurs supérieures à 20 m/s en moyenne diurne.

Le point le plus délicat, pour que les résultats des différents modèles puissent être comparés, est la spécification des propriétés de surface compte tenu de la variété des schémas en présence. On sait de plus que certains paramètres portant la même dénomination d'un



Paramètre	TRF	GRA	TUN
Type de sol	7	7	7
$d_2$ (m)	1.5	1.0	0.5
veg (%)	99	80	60
LAI ( $m^2/m^2$ )	5	(*)	3
$R_{smin}$ (s/m)	250	200	250
$Z_0$ (m)	2	0.082	0.040
$\alpha$ (%)	13.8	22	17
$\varepsilon$	1	1	1
$C_{veg}$	2E-5	2E-5	2E-5
$\alpha_n$ (%)	-	75	75
$Z_{0n}$ (m)	-	2.4E-4	2.4E-4
$h_{ref}$	27	45	45
$T_s$ (Deg. C)	27	3	-28
$T_p$ (Deg. C)	27	3	-28

Tableau 3: Propriétés de surface et conditions initiales pour les trois types de couvert.

(\*) Pour GRA on a imposé le cycle saisonnier de l'indice foliaire proposé pour SiB (Figure A1).

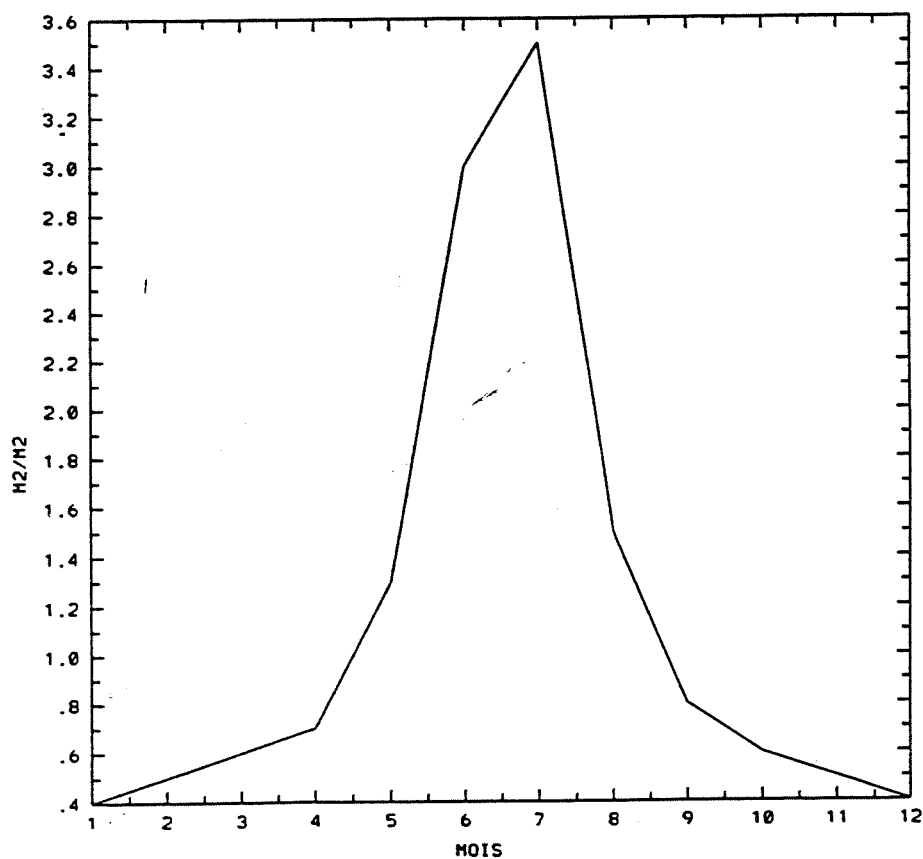


Figure A1: Cycle annuel de l'indice foliaire imposé pour la prairie (GRA)

schéma à un autre, n'interviennent pas toujours de façon identique dans les équations (ex: la fraction de végétation ou la résistance stomatique minimale). Les organisateurs de PILPS n'ont pris en compte que trois grandes classes de modèles: le modèle de Budyko-Manabe, le modèle BATS de Dickinson (1984) et le modèle SiB de Sellers et al. (1986), pour lesquels ils présentent un ensemble complet de paramètres pour chacune des surfaces. Pour les autres modèles, on doit chercher dans ces informations les quantités utiles pour définir sa propre initialisation. C'est ce que nous avons fait pour ISBA avec comme résultat le Tableau 3. Nous avons plutôt utilisé les informations données pour BATS (voir le Tableau 1 de Wilson et al., 1987) dans la mesure où les paramètres à spécifier étaient plus proches de ceux du schéma ISBA. Pour la forêt tropicale, nous avons toutefois utilisé les paramètres issus de la calibration de ISBA sur les données de la campagne ARME (Noilhan et al., 1992) en ce qui concerne la fraction de végétation ( $veg=0.99$ ) et la résistance de surface minimale ( $R_{s,min}=250 s/m$ ). De même, pour la capacité maximale du réservoir d'interception et la fraction de végétation mouillée nous avons repris les propositions de Manzi et Planton (1992). Cette façon de procéder est cohérente avec les paramètres proposés pour le modèle SiB qui sont eux issus d'une calibration sur le même jeu de données (Sellers et al., 1989). La difficulté principale a concerné la définition du type de sol. Au lieu de proposer un type dans une classification texturale, ont été fournies les valeurs issues du Tableau 1 de Wilson et al. (1987): porosité, conductivité hydraulique à saturation, exposant "B" dans la relation entre l'eau du sol et le potentiel hydrique. Ces valeurs sont assez différentes de celles de la classification de Clapp et Hornberger (1978) utilisée par Noilhan et Planton (1989) pour estimer les paramètres thermo-hydriques de ISBA. Nous avons choisi le type 7 de cette classification (silty clay loam) comme étant le meilleur compromis entre les différents paramètres de sol utilisés pour BATS et SiB pour l'ensemble des sites.

Quatre expériences étaient demandées pour les trois surfaces. Chaque simulation débute le 1er Janvier et dure "n" cycles annuels jusqu'à l'obtention d'un régime stationnaire (résultats identiques pour deux années consécutives).

- Expérience 1: Contrôle. Initialisation des réservoirs d'eau à 50 % de leur capacité maximale
- Expérience 2: Sol sec. Initialisation des réservoirs d'eau à zéro (ou extrêmement faible)
- Expérience 3: Sol humide. Initialisation des réservoirs d'eau à leur capacité maximale
- Expérience 4: Pas de précipitations. Initialisation des réservoirs d'eau à leur valeur

d'équilibre au 1er Janvier dans l'expérience 1. Forçage atmosphérique sans pluies, les autres paramètres restant inchangés

### 3 Description des résultats

#### 3.1 Expériences de contrôle

Les résultats des intégrations de contrôle sont présentés aux Figures 8 (TRF), 9 (GRA) et 10 (TUN) concernant le cycle annuel des prévisions mensuelles moyennes à l'équilibre (deuxième année d'intégration). Cet équilibre rapide s'explique par l'intensité du régime des pluies. D'autre part, les Figures 11 (TRF), 12 (GRA) et 13 (TUN) présentent quelques cycles diurnes des quantités examinées (flux turbulents, ruissellement, température de surface) les 15 janvier, 15 avril, 15 juillet et 15 octobre de l'année à l'équilibre. Cas de la forêt tropicale (TRF)

Le régime des précipitations (Figure 8a) fait apparaître deux saisons humides bien marquées (début et fin d'année) encadrant une saison sèche avec un taux de précipitation environ 5 fois plus faible. Le ruissellement prévu est fortement corrélé avec les précipitations (maximum en février et octobre, valeur nulle de juin en août). On peut également apprécier la forte corrélation temporelle entre précipitations et ruissellement aux Figures 11d et 11f. Le Tableau 4 montre que le ruissellement annuel représente  $\approx 50\%$  des précipitations. La majeure partie de l'année, le contenu en eau du sol est supérieur à la capacité au champ (voir Figure 14) entraînant une valeur élevée du flux d'évaporation  $\approx 120W/m^2$  et une faible valeur du flux de chaleur sensible  $\approx 10W/m^2$ . La faible valeur du rapport de Bowen ( $\approx 0.2$ ) est la conséquence d'un flux de transpiration important (forte densité de végétation) dans ces conditions environnementales non limitantes ainsi que de l'interception des précipitations par le couvert forestier. Une illustration de ce dernier mécanisme est donné à la Figure 11 pour les 15 avril et 15 octobre. Les précipitations soudaines du 15 avril vers 1400 TU entraînent une augmentation brutale du flux de chaleur latente, essentiellement constitué de l'évaporation de l'eau interceptée par la forêt. Le taux d'évaporation est alors potentiel, atteignant une valeur très forte vers 1400 TU ( $\approx 800W/m^2$ ) car le rayonnement solaire prescrit à ce moment là demeure élevé, et ceci malgré la forte intensité des pluies (ce point de détail pose le problème de l'homogénéité du forcing). Les apports radiatifs en surface ne sont plus suffisants pour compenser le refroidissement associé à l'évaporation ce qui entraîne de fortes valeurs négatives du flux de chaleur sensible (Figure 11b). Dans le cas du 15 octobre, le taux de précipitation est plus uniforme sur la journée (Figure 11d) et suffisant pour maintenir le réservoir d'interception à saturation. Là encore, on note les valeurs négatives du flux

	ASTECC			ISBA		
	TRF	GRA	TUN	TRF	GRA	TUN
$P$ (mm)	3267	1266	674	3267	1266	674
$E_{tot}$ (mm)	1103	581	181	1587	707	150
$R_{tot}$ (mm)	2157	683	491	1679	560	520
$Y$ (mm)	7	2	2	1	-1	4
$W_n$ (mm)	-	243	98	-	177	197
$\bar{T}_s$ (K)	300.5	281.6	268.5	299.7	280.8	266.3
$\bar{H}$ (W/m <sup>2</sup> )	22.1	2.6	-4.8	7.2	-6	-9
$E_g$ (mm)	1103	581	181	194	395	84
$E_i$ (mm)	-	-	-	567	201	39
$E_{tr}$ (mm)	-	-	-	827	109	27
$R_{surf}$ (mm)	2157	683	491	65	0	132

Tableau 4: Comparaison des bilans hydriques annuels simulés par les schémas de surface ASTEC et ISBA pour la forêt tropicale (TRF), la prairie (GRA) et la toundra (TUN).  $P$  représente les précipitations cumulées,  $E_{tot}$  l'évaporation totale cumulée,  $R_{tot}$  le ruissellement total,  $Y$  le résidu du bilan hydrique,  $\bar{W}_n$  le contenu en eau moyen du réservoir de neige,  $\bar{T}_s$  la température de surface moyenne,  $\bar{H}$  le flux de chaleur sensible moyen,  $E_g$  l'évaporation du sol nu cumulée,  $E_i$  l'évaporation cumulée de l'eau interceptée par la végétation,  $E_{tr}$  la transpiration cumulée de la végétation et  $R_{surf}$  le ruissellement du réservoir de surface

de chaleur sensible tout au long de la journée. Ce sont les mécanismes d'interception qui expliquent en partie les valeurs négatives du flux de chaleur sensible de mai à juillet (Figure 8b). La seule période où les réserves en eau deviennent légèrement limitantes est prévue en août, ce qui se caractérise par un minimum mensuel d'évaporation au voisinage de  $100W/m^2$  (Figure 8b). La variation annuelle de la température de surface (Figure 8c) présente un cycle peu marqué (minimum en saison sèche) conformément au cycle du forçage (Figure 1a). Les cycles diurnes de la figure 11c montrent des amplitudes maximum d'environ  $10K$  pour des valeurs moyennes de l'ordre de  $298 K$ . Cette figure fait également apparaître la sensibilité de  $T_s$  à l'interception.

#### Cas de la prairie (GRA)

Le régime des pluies présente un maximum bien marqué lors des mois d'été (de juillet en septembre), assez décourageant pour le tourisme, mais cependant fort différent de la climatologie (Figure 7). Le ruissellement est pratiquement concentré à cette époque, atteignant 44% du flux de précipitation (Figure 9a). Notons la présence de neige au sol en début d'année (10 mm en janvier et février) (ce qui correspond à une couverture neigeuse au sol prévue d'environ 50%) (Figure 9d). Suite au cycle annuel très marqué du forçage atmosphérique (température et humidité de l'air, rayonnement solaire), la température de surface et le flux d'évaporation prévus sont minimum au cours des mois d'hiver et maximum en juillet (Figures 9b et 9c). Le flux de chaleur sensible prévu est en moyenne mensuelle négatif l'été, là encore à cause des processus d'interception. Le cas du 15 juillet (Figures 12a,b etd) illustre ce mécanisme. En présence d'un faible manteau neigeux lors du 15 janvier (Figure 12e), il est intéressant d'observer que la température de surface prévue présente un cycle diurne bien marqué (Figure 12 c)(amplitude de l'ordre de  $6 K$ ). La couverture de neige est alors discontinue et l'albédo de surface (moyenne entre l'albédo de la neige et de l'albédo du sol) suffisamment faible pour assurer un gain radiatif en surface.

#### Cas de la toundra (TUN)

Ce cas est fortement influencé par la présence de neige au sol (Figure 10d). L'accumulation des précipitations neigeuses de janvier à avril (Figure 10a) conduit à une épaisseur de neige de  $250 mm$  en avril (Figure 10d). La fonte de la neige débute alors lentement, puis s'accélère en juin, pour disparaître totalement en juillet. Une nouvelle accumulation est prévue en fin d'année. La Figure 10e compare les évolutions quotidiennes du réservoir de neige prévues par ISBA et le modèle CROCUS du CEN (Brun et al., 1992). Ce modèle a été forcé avec le même jeu de données sur une période de un an débutant le 1er août. Compte-tenu du niveau

de détail de CROCUS (100 niveaux de calcul dans le manteau neigeux), il peut être considéré comme une référence pour le schéma de neige intégré dans ISBA. Les phases d'accumulation et de fonte des deux modèles se comparent favorablement. Le schéma ISBA surestime la quantité de neige accumulée de 30 mm (jour 280) et produit une fonte plus lente (environ une semaine de décalage en fin de période vers le jour 308) que le modèle CROCUS. L'essentiel du ruissellement est constitué par la fonte des mois de mai et juillet (Figure 10a). Les flux turbulents (Figure 10b) sont faibles et négatifs en présence de neige ( $LE \approx -2W/m^2$ ,  $H \approx -20W/m^2$ ) et deviennent positifs au cours de l'été boréal. Le flux de chaleur latente atteint alors une valeur mensuelle moyenne de  $70W/m^2$  et le flux de chaleur sensible reste faiblement positif. Notons l'augmentation rapide des flux et de la température de surface d'avril à juillet, provoquée en partie par le passage de la nuit au jour polaire (Figure 5c). L'examen des cycles diurnes de la Figure 13 montre des variations significatives des flux et de  $T_s$  uniquement le 15 juillet pour lequel l'augmentation des flux le matin est remarquable (variation très rapide de la hauteur du soleil à cette époque de l'année pour la latitude considérée). Les fluctuations sur les flux prévus le 15 janvier correspondent à des fluctuations présentes dans le forcing de la température de l'air et de l'humidité (il y a du  $2 \Delta t$  dans l'atmosphère du GCM/NCAR!). Ces fluctuations sont donc la conséquence du bruitage du forcing et non une oscillation numérique du schéma.

### 3.2 Expériences perturbées

Nous avons tout d'abord examiné la sensibilité des résultats au contenu initial des réservoirs d'eau du sol. En partant soit de sols saturés soit de sols secs, on retrouve dès la seconde année des résultats identiques à ceux de la situation de contrôle pour l'ensemble des composantes des bilans énergétique et hydrique. Cette remise à l'équilibre rapide est illustrée sur la Figure 14 représentant l'évolution de contenu en eau moyen pour TRF au cours de deux années d'intégration en partant d'un sol initialement très sec. Les précipitations très abondantes au cours des deux premiers mois d'intégration conduisent à saturer le réservoir total au bout d'une soixantaine de jours. Ce niveau atteint, les courbes d'évolution de l'eau du sol pour la première et la seconde année se confondent. La quantité de pluie qui alimente le réservoir d'eau du sol, réduit d'autant le ruissellement la première année. Sur les autres sites, comme les précipitations sont moins intenses, le retour à l'équilibre en partant d'un sol sec est plus long (5 mois). Par exemple sur TUN, il faut attendre la fonte de la neige au printemps pour réalimenter le réservoir d'eau. Les résultats de la deuxième année ne sont pas présentés (bien que demandés pour PILPS) puisqu'ils sont strictement identiques à ceux de la situation de

contrôle.

Dans le second type d'expérience perturbée les précipitations sont annulées et le schéma est intégré jusqu'à l'obtention d'un régime stationnaire. Cet état, qui ne correspond pas à des valeurs nulles de l'eau du sol, a été obtenu après dix ans d'intégration pour TRF et cinq ans pour les autres surfaces en partant de conditions saturées. L'évolution de l'eau du sol au cours de cette période est présentée pour les trois surfaces sur les Figures 15, 16 et 17. Sur la forêt tropicale, on enlève rapidement, en moins de 6 mois, la moitié de l'eau du réservoir total car l'énergie radiative en surface est importante. L'extraction de l'eau du sol est ensuite beaucoup plus lente car on est en deça du point de flétrissement. La transpiration est alors nulle, et l'évaporation du sol nu très faible étant donnée l'importante couverture végétale. On perd environ 20 mm d'eau par an. L'existence de transferts d'eau dans le sol sous forme vapeur (qui ne sont pas pris en compte dans cette version de ISBA) pourraient permettre une diminution plus rapide du réservoir total. Le réservoir superficiel se met en équilibre avec le réservoir total, et on atteint un régime stationnaire à la fin de la première année. Les fluctuations de petite échelle temporelle suivent assez fidèlement l'évolution de l'humidité atmosphérique (Figure 2) qui permet d'alimenter le réservoir de surface par flux de rosée. L'évolution temporelle de ces quantités pour GRA et TUN est assez similaire au cas de forêt tropicale. Le sol profond perd son eau plus lentement la première année car le forçage radiatif en surface est plus faible. On atteint un régime stationnaire après 5 années pour lequel les pertes hydriques relativement faibles durant la période estivale sont compensées par un flux de rosée venant de l'atmosphère en automne. Compte-tenu du forçage atmosphérique imposé, on ne pourra donc jamais assécher les réservoirs d'eau du sol. Le cycle annuel de l'année d'équilibre pour les valeurs mensuelles des flux de chaleurs sensible et latente, et de la température de surface (Figures 18, 19 et 20) sont à comparer avec les évolutions de la simulation de référence (Figures 8, 9 et 10). Le rapport de Bowen est inversé, l'évaporation étant toujours très faible (positive et négative suivant la période de l'année) au profit du flux de chaleur sensible. C'est sur la toundra que les différences de flux avec la référence sont les moins importantes puisque durant la moitié de l'année (nuit polaire), ces quantités ne sont pas dépendantes de l'eau du sol. Pour TRF, la température de surface augmente en moyenne de 2 K, alors que l'anomalie est de 4 K au maximum d'insolation sur la prairie, et qu'elle peut atteindre jusqu'à 10 K au mois d'avril pour la tundra. Cette augmentation de température liée à la très forte diminution d'albédo lorsque la neige est absente apparaît clairement sur l'examen des quatre cycles diurnes sélectionnés

(Figure 23). Pour la journée du 15 Avril, la température reste stationnaire à -22 Deg. C dans la simulation de contrôle, alors qu'on a un cycle diurne de 10 Deg. C d'amplitude autour d'une valeur moyenne de -10 Deg. C en l'absence de neige au sol. Par contre, les évolutions diurnes pour les trois autres périodes de l'année sont très voisines dans les deux expériences. Pour ce qui est de l'évolution des flux turbulents, la différence la plus notable concerne la journée du 15 Juillet où l'énergie solaire est la plus forte. Le 15 Avril, les flux turbulents sont légèrement positifs en cours de journée suite à l'augmentation de température. Pour les autres couverts (TRF et GRA), on constate certaines incohérences produites par des variations de nébulosité visibles sur les flux radiatifs, bien qu'il ne pleuve jamais (Figures 21 et 22). C'est ainsi que le 15 Avril pour TRF, la flux de chaleur sensible décroît fortement en début d'après-midi. Ces valeurs restent positives en fin d'après-midi contrairement au contrôle où les précipitations conduisaient à une augmentation très forte de l'évaporation de l'eau interceptée au dépens de la chaleur sensible. De même, pour TUN les flux turbulents augmentent brutalement en milieu d'après-midi le 15 Juillet suite à un accroissement du rayonnement solaire. Dans l'expérience de référence, seul le flux d'évaporation augmentait à cette période car toute la journée était pluvieuse conduisant à des flux de chaleur sensible négatifs via la mécanisme d'interception. Notons que l'augmentation d'énergie radiative est associée à une augmentation des précipitations dans l'expérience de contrôle (ce site est vraiment plein de surprises).

## 4 Comparaison ISBA/ASTECC

Une première intercomparaison des résultats obtenus avec ISBA à ceux obtenus à l'aide de la version opérationnelle ASTEC (Ancien Schéma de Traitement de l'Evaporation Continentale) est présentée. L'objectif est ici, d'apprécier les différences de prévisions produites par deux schémas conceptuellement similaires, du moins pour la représentation du sol (gestion de l'eau du sol à partir de deux réservoirs: voir Annexe 3).

### 4.1 Le schéma ASTEC et les conditions de tests

ASTECC ne considère pas de couche de végétation. Les équations d'évolution des températures superficielle et profonde sont similaires à ISBA à l'exception du coefficient thermique du sol  $C_g$  pris constant et égal à  $1.210^{-6} J^{-1}m^2K$ . Les deux réservoirs d'eau du sol sont indépendants alors que dans ISBA le réservoir profond englobe le réservoir de surface. La capacité maximum des réservoirs est de  $W_{smax} = 20 mm$  (réservoir de surface) et de  $W_{pmax} = 100 mm$



(réservoir profond). Le réservoir superficiel évolue sous l'action du forçage de surface et des échanges avec le réservoir profond avec une constante de temps de 1 jour. Ce dernier transfert est le seul mécanisme d'évolution du réservoir profond. L'humidité relative de la surface  $H_u$  a une forme identique à celle d'ISBA. Cependant, elle ne fait pas intervenir de seuil de saturation (capacité au champ) tant que  $W_s$  est inférieur à  $W_{smax}$ .

## 4.2 Tests de ASTEC et comparaison aux sorties d'ISBA

Les tests d'ASTEC sont réalisés avec les mêmes paramétrisations des coefficients d'échanges et de la neige, ainsi que le même algorithme de résolution de la température de surface utilisés dans les runs ISBA. La pourcentage de végétation est pris égal à 0. Les réservoirs d'eau sont initialisés à la moitié de leur capacité maximum. Les trois expériences de contrôle (TRF, GRA et TUN) ont été réalisées (2 ans d'intégration) en utilisant le forcing atmosphérique décrit au chapitre 2.

### Evolution annuelle de l'eau du sol

Les figures 24, 25, 26 donnent les variations annuelles des contenus en eau relatifs (contenu en eau prévu sur contenu en eau maximum) superficiel et profond pour les trois intégrations de contrôle. D'une manière générale, il apparaît clairement que les prévisions ASTEC sont considérablement plus bruitées que celles d'ISBA, particulièrement pour le réservoir superficiel. Ce résultat peut sembler surprenant car le réservoir superficiel d'ASTEC est environ 5 fois plus important que celui d'ISBA et que les constantes de temps de l'équation d'évolution de  $W_s$  dans ASTEC sont constantes, laissant à penser à une plus faible sensibilité d'ASTEC au cycle diurne. En fait, la constante de temps entre les deux réservoirs d'ASTEC (1 jour) n'autorise pas de transferts rapides vers le réservoir profond et revient à isoler la surface du sol profond au cours du cycle diurne. De ce fait, en régime de précipitations abondantes, le réservoir superficiel est rapidement rempli (faible capacité) et l'excédent contribue au ruissellement superficiel sans diffuser vers les couches profondes. De la même manière, en période de ciel clair,  $W_s$  décroît fortement car la perte d'eau par évaporation n'est que très faiblement compensée par les apports du réservoir profond. Il en découle des variations diurnes très importantes de  $W_s$ . Ces variations sont limitées dans ISBA, essentiellement par la rapide mise à l'équilibre entre  $W_s$  et  $W_p$  pour ces conditions de sol très humides (la constante de temps étant de quelques heures pour le type de sol considéré).

Les Figures 24, 25 et 26 montrent aussi que le réservoir profond d'ASTEC n'est jamais saturé quelque soit le forcing de surface (précipitations abondantes, présence de neige, fonte de la neige). Il s'agit là d'un comportement attendu compte tenu de l'équation d'évolution

de  $W_p$  prévenant toute possibilité de saturation de  $W_p$  (et ceci, quelque soit la valeur de  $W_{pmax}$ ). ASTEC n'autorise donc aucun ruissellement profond (bien que ce calcul soit prévu dans la version opérationnelle du schéma !!!). Il s'agit d'une différence essentielle avec ISBA où le ruissellement est principalement constitué du ruissellement profond. Les mécanismes que l'on vient de décrire expliquent que le sol est en moyenne plus sec dans ASTEC que dans ISBA induisant une répartition différente des flux de chaleur latente entre les deux schémas.

#### Variations mensuelles des flux de surface

Les moyennes mensuelles des différentes composantes des bilans d'énergie et hydrique prévues par ASTEC sont données aux Figures 27, 28 et 29 pour comparaison aux prévisions ISBA (chapitre 3). Les valeurs du ruissellement annuel pour chaque expérience sont données au Tableau 4.

En l'absence d'un manteau neigeux important, le ruissellement d'ASTEC est beaucoup plus fort que celui d'ISBA (25% d'augmentation dans le cas de la forêt tropicale). D'autre part l'évaporation d'ASTEC est fortement réduite. La répartition des flux de chaleur sensible et latent est très différentes entre les deux modèles. Alors qu'ISBA prévoit un rapport de Bowen de l'ordre de 0.1 à peu près constant sur l'année dans le cas de la forêt tropicale, ASTEC fait apparaître un cycle annuel très marqué (Rapport de Bowen  $\beta \approx 0.2$  en saison humide,  $\beta \approx 1.0$  en saison sèche). La diminution rapide du flux de chaleur latente dans ASTEC est liée au fort assèchement des réservoirs dont la capacité totale est environ 6 fois plus faible que dans ISBA. On observe un comportement identique dans le cas de la prairie et de façon moins nette dans la cas de la toundra.

En présence de neige en surface (cas de la toundra), les deux schémas ont un comportement identique en phase d'accumulation. En revanche, la période de fonte est significativement différente. La fonte de la neige dans ASTEC est plus rapide du fait de la plus forte inertie thermique du sol que dans ISBA (coefficient  $C_g$  plus faible dans ASTEC). Le ruissellement résultant se produit alors sur un seul mois (mai), alors que ce dernier est étalé sur 2 mois dans ISBA. Il en résulte un plus faible ruissellement annuel dans ASTEC, contrairement aux deux autres cas examinés. Dans le cas de la toundra, notons aussi que le flux d'évaporation est largement positif en début de période, contrairement à ISBA (évaporation constante et légèrement négative).

En conclusion de cette intercomparaison, le Tableau 4 résume cumuls hydriques et moyennes annuelles de la température de surface et du flux de chaleur sensible pour ISBA et ASTEC:

(i) en l'absence de neige, ASTEC sur-estime le ruissellement et sous-estime l'évaporation totale par rapport à ISBA (environ 30% dans TRF).

(ii) la fonte de la neige est plus rapide dans ASTEC

(iii) Les échanges thermiques sont plus élevés dans ASTEC. La température de surface moyenne annuelle est supérieure d'au moins de  $1K$  à celle d'ISBA. De la même manière, le flux de chaleur sensible moyen annuel est plus fort dans ASTEC ( $\approx 300\%$  d'augmentation dans le cas de la forêt tropicale)

## 5 Conclusion

Dans les tests proposés par PILPS nous avons étudié le schéma ISBA forcé par les sorties du modèle climatique du NCAR. Quelques aspects peu réalistes de ce forçage ont été trouvés, avec notamment des précipitations excessives sur les sites de forêt et de prairie, ainsi que des oscillations numériques sur la température de l'air pour la toundra. Les précipitations toujours très abondantes dans les trois tests, font que les conditions hydriques ne sont que très rarement limitantes pour l'évaporation. Ce forçage est donc bien adapté pour étudier les processus de ruissellement, mais pas pour examiner les transferts d'eau dans le sol et les stress hydrique des plantes. Le comportement du schéma ISBA en mode unidimensionnel a été testé dans des conditions assez différentes des études effectuées jusqu'à présent (simulation de plusieurs cycles annuels et prise en compte d'un réservoir de neige). Bien qu'il n'y ait pas dans cette étude de "vérité-terrain", les résultats du schéma sont tout à fait vraisemblables. Le schéma atteint rapidement une situation d'équilibre en deux ans. La sensibilité à l'initialisation de l'eau du sol a montré qu'il fallait environ une saison pour revenir à l'équilibre (ce temps assez court s'explique par le forçage hydrique très important). Lorsque l'on supprime les apports hydriques sous forme de pluies, le schéma met cinq années pour trouver un régime d'équilibre. Dans ce régime, l'eau du sol est non nulle (l'atmosphère n'étant pas sèche, elle peut alimenter la surface par flux de rosée). La comparaison d'ISBA avec le schéma opérationnel ASTEC a mis en évidence des différences assez importantes: les transferts très lents entre les deux réservoirs font que le réservoir superficiel se remplit et se vide très rapidement en fonction des pluies incidentes. Le ruissellement est beaucoup plus important avec ASTEC et provient uniquement du réservoir superficiel.

Nous allons prochainement comparer les résultats fournis par ISBA avec les modèles d'autres participants à PILPS afin de mieux situer son comportement. La suite du programme étant l'utilisation de jeux de données réelles, on pourrait envisager la prépara-

tion d'un ensemble assez complet issu de la campagne HAPEX-MOBILHY (forçage atmosphérique, bilan énergétique et eau du sol) sur quelques sites contrastés.

## Bibliographie

Chahine, M.T., 1992: GEWEX: The global energy budget and water cycle experiment, *EOS*, **73(2)**, 9-14

Clapp, R.B. and G.M. Hornberger, 1978: Empirical equations for some hydraulic properties. *Water Resour. Res.*, **14**, 601-604

Brun E., P. David, M. Sudul and G. Brunot, 1992: A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, **38**, No 128, 13-22

Henderson-Sellers, A. and V.B. Brown, 1992: Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes (PILPS). Workshop Report and First Science Plan, 64pp.

Jaeger, L., 1983: Monthly and areal patterns of mean global precipitation. *Variations in The Global Water Budget*, pages 129-140, Ed. Reidel

Manzi, A.O. and S. Planton, 1992: Implementation of the ISBA parameterization scheme for land surface processes in a GCM: An annual cycle experiment. Note de centre GMGEC n° 11, 38pp.

Noilhan, J. and S. Planton, 1989: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 536-549

Noilhan, J., J.F. Mahfouf, A. Manzi and S. Planton, 1992: Validation of land-surface parameterizations: Developments and experiments at the French Weather Service. Proceedings of the ECMWF Seminar "Validation of Models over Europe", 7-11 Sept 1992.

Rudolf, B., Hauschild H., M. Reiss, and U. Schneider, 1991: Operationnal global analysis of monthly precipitation totals planned by the Global Precipitation Climatology Centre. *Dyn. Atmos. Oceans*, **16**, 17-32

Sellers, P.J., W.J. Shuttleworth, J.L. Dorman, A. Dalcher and J.M. Roberts, 1989: Cali-

brating the Simple Biosphere model for Amazonian tropical forest using field and remote sensing data. Part I: Average calibration with field data. *J. Appl. Meteor.*, **28**, 727-759

Wilson, M.F., A. Henderson-Sellers, R.E. Dickinson and P.J. Kennedy, 1987: Sensitivity of the Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) to the inclusion of variable soil characteristics, *J. Clim. Appl. Meteor.*, **26**, 341-362

## Annexe 1 (lettre d'information PILPS - phase 2)

THERE NOW FOLLOWS FIVE APPENDICES:

1. HOW TO WRITE OUT THE RESULTS
2. A DESCRIPTION OF WHAT EXPERIMENTS WE WANT YOU TO RUN
3. THE FORCING DATA YOU SHOULD USE
4. PARAMETER VALUES YOU NEED TO USE

Only if you cannot perform these experiments should you go to Appendix 5

### APPENDIX 1 WRITING OUT RESULTS

Please write out the following, in the following units in ASCII to sensibly named files.

We need three sets of output:

*Set 1.* MONTHLY MEANS for one equilibrated year (January to December).

```
WRITE(1,1000) HEADER  
WRITE(1,1009) LABEL, MONTH, IYEAR, PPT, TRAD, ETR, H, R, SN
```

Please use the following format statements.

```
1000 FORMAT(A134)  
1009 FORMAT(A5, 2I4, 6E20.10)
```

where

HEADER is who you are

LABEL is the ECOTYPE (i.e. TRF or GRA)

MONTH is the month (1 - 12)

IYEAR is the year of simulation

PPT is the precipitation amount (mm/month). We know we gave you this but write it out anyway as a check for us all

TRAD is the effective temperature (K) for whole area

ETR is the mean monthly evapotranspiration ( $W m^{-2}$ ) for whole area

H is the mean monthly sensible heat flux ( $W m^{-2}$ ) for whole area

R is the total runoff (mm/month) for whole area

SN is the mean monthly snow amount (water equivalent depth in mm) for whole area

*Set 2.* As Set 1 but for the total time of the spin-up period as monthly means.

*Set 3.* Instantaneous values for 15th Jan, 15th April, 15th July and 15th October at every timestep you calculate from the final (equilibrated) year.

```
WRITE(2,1000) LABEL, ISTEP, IDAY, MONTH, IYEAR, PPT, TRAD, ETR, H, R, SN
```

Please use the following format statement.

1000 FORMAT(A5, 4I4, 6E20.10)

where the new variables are

ISTEP is the timestep (number of timesteps from midnight on the day in question)

IDAY is the Julian day

#### *Other Output*

If you want to send other output, please write it to a completely separate file. This file might contain the values for parameters you used (name, description, units). Then e-mail pilps@mqmet.cic.mq.edu.au to explain your extra information.

## **APPENDIX 2 THE 4 EXPERIMENTS FOR PILPS MODEL INTERCOMPARISON**

All experiments should be run for the following locations and, if your model is able, for the following surface types:

ECOTYPE	Latitude	Longitude	Initial Temperature (K)
Tropical forest	3S	60W	300
Grassland	52N	0W	275

#### *EXPERIMENT 1 The Control*

Initialise for January 1st. All soil moisture stores are initialised as 50% of full capacity (all layers, liquid or frozen are half full). Initialise canopy as 50% full. Snow mass and snow age (if any) are initialised as zero. All temperatures are initialised the same.

Using the supplied one-year data at the right time resolution for your model, run your scheme for as many years as needed for it to equilibrate (and define this if it doesn't mean year n identical to year n-1).

For the forcing weather data, parameters and output format, please see Appendix 3.

#### *EXPERIMENT 2 The Dry Soil*

Exactly as Experiment 1 except initialise ALL soil moisture stores and canopy (if any) store as ZERO.

#### *EXPERIMENT 3 The Wet Soil*

Exactly as Experiment 2 except initialise ALL moisture stores at their full capacity.

#### *EXPERIMENT 4 Zero Precipitation*

Start from 1 January from the equilibrated climate from Experiment 2. Set precipitation to zero throughout. Run the scheme until all moisture stores are zero (or as close as you can possibly get and say how close this is).

#### *EXPERIMENT 5: OPTIONAL EXTRA*

If equilibrated climates from EXPERIMENT 2 and EXPERIMENT 3 differ, re-run EXPERIMENT 4 a second time from end of EXPERIMENT 3.



## APPENDIX 3 THE FORMAT OF THE WEATHER DATA

Please read the directions carefully.

Two basic forcing data sets have been produced.

GRA.DAT	Temperate grassland (UK)
TRF.DAT	Tropical forest (Amazonia)
TUN.DAT	Tundra (Northern Canada) [SEE APPENDIX 5]

These data files are available at 60 minute, 30 minute, 15 minute and 5 minute time steps.

GRA.DAT.60	GRA.DAT.30	GRA.DAT.15	GRA.DAT.5
TRF.DAT.60	TRF.DAT.30	TRF.DAT.15	TRF.DAT.5

For UNIX users, these 8 files are also available in a COMPRESSED form. These all have the .Z extension and must be UNCOMPRESSED on a UNIX system (these files will FTP much faster for those of you able to handle them).

All these files can be acquired from our SUN workstation mqmet.cic.mq.edu.au (IP: 137.111.91.14) through anonymous ftp site (use ftp and change directory (cd) to pilps.data).

### INPUT DATA

The data sets are for one year. They can be read with the following READ in FORTRAN

```
OPEN(77, FILE='filename', STATUS='UNKNOWN')
READ(77,1000) SW, RDOWN, PR, TS, US, VS, PRES, QS
1000 FORMAT(2F7.1,E14.3,3F10.3,F10.1,E10.3)
```

where

SW	is the downward shortwave radiation ( $W m^{-2}$ )
RDOWN	is the downward longwave radiation ( $W m^{-2}$ )
PR	is the precipitation rate ( $kg m^{-2} s^{-1}$ ) (=snowfall if $TS = -2^{\circ}C$ ; =rainfall otherwise)
TS	is the air temperature at the lowest model layer (K)
US	is the wind speed in the 'U' direction at the lowest model layer (m/s)
VS	is the wind speed in the 'V' direction at the lowest model layer (m/s)
PRES	is the surface pressure at the lowest model layer (Pa)
QS	is the specific humidity at the lowest model layer (kg/kg)

This provides all the atmospheric forcing data you should need.

### APPENDIX 4 PARAMETER DATA

We know that this section looks intimidating!!!

We want all the models to be run with, as far as is possible, identical values for all parameters. We have therefore tried to list sensible values for as many of the parameters all the models

need as we could identify.

**WE KNOW WE WILL HAVE MISSED SOME. IF YOU KNOW SOME WE HAVE MISSED PLEASE TELL US WHAT IT IS, AND WHAT VALUE IT SHOULD HAVE AND WE WILL E-MAIL IT TO EVERYONE**

This Appendix is split into four sections

BUCKET type models,  
SiB type models,  
BATS type models,  
OTHER type models.

**WE KNOW ALL THE MODELS ARE DIFFERENT.  
THIS WAS JUST AN EASY WAY OF AVOIDING HAVING EVERYONE  
READ THROUGH THIS WHOLE APPENDIX**

Only data for tropical forest and grassland are provided.

If possible, you should try to set your model up so that, finally, you use the OVERALL given roughness and albedo defined for the bucket model.

Note that some values are unknown at the moment; they are left to be decided by all the participants. The values will be determined by the first PILP\_er who supplies them to us. Then will then be circulated to the other participants.

*(A) FOR ALL MODELS*

Height of the lowest model level (m)	45
Near infra-red albedo of fresh snow	0.65
Visible albedo of fresh snow	0.85
Thermal emissivity for all substances	1.0
Fraction of precipitation coverage	1.0
Topography height (m)	0.0

*(B) FOR BUCKET MODEL*

	GRA	TRF
Bucket depth (mm)	150	150
Critical soil moisture (mm)	0.75*150	0.75*150
Roughness length (m)	0.082	1.801
Surface albedo (snow free)	0.22	0.138
Surface albedo (snow covered)	0.75	0.75
Budyko's runoff coefficient	0.2	0.6

**IF YOU USE A BUCKET TYPE MODEL YOU DO NOT NEED TO READ FURTHER**

**FOR NON-BUCKET MODELS**

What we want to achieve is an albedo, roughness length ... which matches those given for the bucket model (i.e. the average roughness length of the canopy, snow, soil etc. equals 0.082 for GRA and 1.801 for TRF.

### SiB TYPE MODELS (e.g. SiB, SSiB ...)

You only need to read this section if you are using a SiB type model, otherwise skip a few pages to the BATS type model. The following values (for tropical forest and grassland only) are taken from Sellers et al. (1989): Calibrating the Simple Biosphere Model for Amazonian tropical forest using field and remote sensing data. Part I: average calibration with field data. J. Appl. Meteor., 28, 727-759

Note that a number of values including canopy VIS+NIR albedos, vegetation cover, roughness, zero displacement height, depths of soil layers, rooting depth, soil porosity, hydraulic conductivity at saturation, soil wetness component (B parameter), have been set to be equal to values for BATS type models. The diffuse components of radiation forcings may be assumed to be zero.

### TROPICAL FOREST

	Live (Green)			Dead (stems and trunk)		
	VIS	NIR	Thermal	VIS	NIR	Thermal
Leaf Transmittance Top Storey	0.0500	0.2500	0.0000	0.0010	0.0010	0.0000
Leaf Transmittance Bottom Storey	0.0010	0.0010	0.0000	0.0010	0.0010	0.0000
Leaf Reflectance Top Storey	0.0400	0.2000	0.0000	0.1600	0.3900	0.0000
Leaf Reflectance Bottom Storey	0.0010	0.0010	0.0000	0.0010	0.0010	0.0000

### PAR-dependent leaf stomatal resistance coefficients a b c factors

	a ( $J m^{-3}$ )	b ( $W m^{-2}$ )	c ( $s m^{-1}$ )
Top Storey	2335.8999	0.0145	153.4900
Bottom Storey	2335.8999	0.0145	153.4900

	VIS	NIR	Thermal
Soil Reflectance	0.1100	0.2250	0.0000

Leaf angle distribution factor (Top, Bottom)	0.10	0.10
Optimum temperature for stomatal functioning (K) (Top, Bottom)	303.0	303.0
Lower temperature limit for stomatal functioning (K) (Top, Bottom)	273.0	273.0
Upper temperature limit for stomatal functioning (K) (Top, Bottom)	318.0	318.0
Vapour pressure deficit parameter ( $mb^{-1}$ ) (Top, Bottom)	0.0273	0.0273
Lower leaf water potential limit (m) (Top, Bottom)	-100.0	-100.0
Upper leaf water potential limit (m) (Top, Bottom)	-500.0	-500.0
Rooting depth (m) (Top, Bottom)	1.5	1.5
Cross-sectional root area (Top, Bottom)	0.38400E-06	0.38400E-06
Root resistance ( $s m^{-1}$ ) (Top, Bottom)	0.75000E+13	0.75000E+13
Plant resistance (s) (Top, Bottom)	0.24500E+09	0.24500E+09
Soil wetness exponent (B parameter)	9.2	
Hydraulic conductivity at saturation (mm/s)	0.16E-2	
Soil porosity	0.60	
Slope	0.1736	

Depth of 3 soil moisture layers (m) 0.1, 1.4, 8.5

The following values are the same in all months from January to December

Leaf area index (Top, Bottom) 5.01416 0.00010  
 Green leaf fraction (Top, Bottom) 0.90500 0.00010  
 Height of canopy top (m) 35.0000  
 Height of canopy bottom (m) 1.0000  
 Vegetation cover fraction (Top, Bottom) 0.90000 0.00010  
 Roughness length (Top) 2.0  
 Zero Displacement Height (Top) 18.0  
 Root length density ( $\text{m m}^{-3}$ ) (Top, Bottom) 19738. 1.

### GRASSLAND

		Live (Green)			Dead (stems and trunk)		
		VIS	NIR	Thermal	VIS	NIR	Thermal
Leaf Transmittance Top Storey		0.0700	0.2475	0.0000	0.2200	0.3750	0.0000
Leaf Transmittance Bottom Storey		0.0010	0.0010	0.0000	0.0010	0.0010	0.0000
Leaf Reflectance Top Storey		0.1000	0.3000	0.0000	0.3600	0.5775	0.0000
Leaf Reflectance Bottom Storey		0.0010	0.0010	0.0000	0.0010	0.0010	0.0000

PAR-dependent leaf stomatal resistance coefficients a b c factors

		a ( $\text{J m}^{-3}$ )	b ( $\text{W m}^{-2}$ )	c ( $\text{s m}^{-1}$ )
Top Storey		2582.0100	1.0900	110.0000
Bottom Storey		2582.0100	1.0900	110.0000

	VIS	NIR	Thermal
Soil Reflectance	0.1000	0.2000	0.0000
Leaf angle distribution factor (Top, Bottom)			-0.30 -0.30
Optimum temperature for stomatal functioning (K) (Top, Bottom)			313.0 313.0
Lower temperature limit for stomatal functioning (K) (Top, Bottom)			283.0 283.0
Upper temperature limit for stomatal functioning (K) (Top, Bottom)			328.0 328.0
Vapour pressure deficit parameter ( $\text{mb}^{-1}$ ) (Top, Bottom)			0.0238 0.0238
Lower leaf water potential limit (m) (Top, Bottom)			-120.0 -120.0
Upper leaf water potential limit (m) (Top, Bottom)			-230.0 -230.0
Rooting depth (m) (Top, Bottom)			1.0 1.0
Cross-sectional root area (Top, Bottom)			0.38400E-06 0.38400E-06
Root resistance ( $\text{s m}^{-1}$ ) (Top, Bottom)			0.40000E+13 0.40000E+13
Plant resistance (s) (Top, Bottom)			0.25000E+09 0.25000E+09
Soil wetness exponent (B parameter)			6.8
Hydraulic conductivity at saturation (mm/s)			0.45E-2
Soil porosity			0.5100
Slope			0.1736
Depth of 3 soil moisture layers (m)			0.1, 0.9, 9.0

The following values are functions of month (from January to December) Units are as above. Roughness length and zero displacement height are set to 0.1m and 0m respectively, independent of month, to aid model intercomparison.

*Month 1*

Leaf area index (Top, Bottom)	0.70400	0.00010
Green leaf fraction (Top, Bottom)	0.56818	0.00010
Height of canopy top	0.6000	
Height of canopy bottom	0.1000	
Vegetation cover fraction (Top, Bottom)	0.80000	0.00010
Root length density (Top, Bottom)	5500.	1.

*Month 2*

Leaf area index (Top, Bottom)	0.80400	0.00010
Green leaf fraction (Top, Bottom)	0.62189	0.00010
Height of canopy top	0.6000	
Height of canopy bottom	0.1000	
Vegetation cover fraction (Top, Bottom)	0.80000	0.00010
Root length density (Top, Bottom)	5625.	1.

*Month 3*

Leaf area index (Top, Bottom)	0.90400	0.00010
Green leaf fraction (Top, Bottom)	0.66372	0.00010
Height of canopy top	0.6000	
Height of canopy bottom	0.1000	
Vegetation cover fraction (Top, Bottom)	0.80000	0.00010
Root length density (Top, Bottom)	5750.	1.

*Month 4*

Leaf area index (Top, Bottom)	1.00400	0.00010
Green leaf fraction (Top, Bottom)	0.69721	0.00010
Height of canopy top	0.6000	
Height of canopy bottom	0.1000	
Vegetation cover fraction (Top, Bottom)	0.80000	0.00010
Root length density (Top, Bottom)	5875.	1.

*Month 5*

Leaf area index (Top, Bottom)	1.60400	0.00010
Green leaf fraction (Top, Bottom)	0.81047	0.00010
Height of canopy top	0.6000	
Height of canopy bottom	0.1000	
Vegetation cover fraction (Top, Bottom)	0.80000	0.00010
Root length density (Top, Bottom)	6625.	1.

*Month 6*

Leaf area index (Top, Bottom)	3.30400	0.00010
Green leaf fraction (Top, Bottom)	0.90799	0.00010
Height of canopy top	0.6000	
Height of canopy bottom	0.1000	
Vegetation cover fraction (Top, Bottom)	0.80000	0.00010
Root length density (Top, Bottom)	8750.	1.

*Month 7*

Leaf area index (Top, Bottom)	4.30400	0.00010
Green leaf fraction (Top, Bottom)	0.81320	0.00010
Height of canopy top	0.6000	
Height of canopy bottom	0.1000	
Vegetation cover fraction (Top, Bottom)	0.80000	0.00010
Root length density (Top, Bottom)	9375.	1.

*Month 8*

Leaf area index (Top, Bottom)	3.80400	0.00010
Green leaf fraction (Top, Bottom)	0.39432	0.00010
Height of canopy top	0.6000	
Height of canopy bottom	0.1000	
Vegetation cover fraction (Top, Bottom)	0.80000	0.00010
Root length density (Top, Bottom)	6875.	1.

*Month 9*

Leaf area index (Top, Bottom)	1.80400	0.00010
Green leaf fraction (Top, Bottom)	0.44346	0.00010
Height of canopy top	0.6000	
Height of canopy bottom	0.1000	
Vegetation cover fraction (Top, Bottom)	0.80000	0.00010
Root length density (Top, Bottom)	6000.	1.

*Month 10*

Leaf area index (Top, Bottom)	1.10400	0.00010
Green leaf fraction (Top, Bottom)	0.54348	0.00010
Height of canopy top	0.6000	
Height of canopy bottom	0.1000	
Vegetation cover fraction (Top, Bottom)	0.80000	0.00010
Root length density (Top, Bottom)	5750.	1.

*Month 11*

Leaf area index (Top, Bottom)	0.90400	0.00010
Green leaf fraction (Top, Bottom)	0.55310	0.00010
Height of canopy top	0.6000	
Height of canopy bottom	0.1000	
Vegetation cover fraction (Top, Bottom)	0.80000	0.00010
Root length density (Top, Bottom)	5625.	1.

*Month 12*

Leaf area index (Top, Bottom)	0.80400	0.00010
Green leaf fraction (Top, Bottom)	0.49751	0.00010
Height of canopy top	0.6000	
Height of canopy bottom	0.1000	
Vegetation cover fraction (Top, Bottom)	0.80000	0.00010
Root length density (Top, Bottom)	5500.	1.

In the following '?' means we are unsure of the appropriate value and invite you to provide us with the 'right' value. We will then pass this onto all other participants.

	TRF	GRA
Height of maximum canopy density (m)	28.2	?
Subcanopy aerodynamic resistance parameters (2 parameters)	??	??
Intercepted precipitation characteristic (m)	$0.1 \times 10^{-3} A$ , LAI	?
VPD critical	?	?
A (for exponential wind profile)	?	?
Interstream distance	?	?
Bedrock slope	?	?
Surface heat capacity	?	?
Canopy heat capacity	?	?
Critical leaf water potential (m)	-300.0	-175.0
(Dry) Canopy heat capacity ( $J m^{-2} K^{-1}$ )	$1.6744 \times 10^5$	$1.6744 \times 10^4$
Maximum above-surface mass	?	?
No. of mosaic tiles and their percentage	?	?
Constant deep soil temperature (annual mean) (K)	299.6	274.6

(where  $A_v$  is vegetation cover fraction, LAI is canopy leaf area index).

## THAT IS ALL YOU NEED TO READ FOR SIB TYPE MODELS

### BATS TYPE MODELS

You only need to read this section if you are using a BATS type model (i.e. 1 canopy layer, 2-3 soil layers ...).

In the following, parameters (in the order for GRASSLAND, TROPICAL FOREST) are taken from BATS, Dickinson et al. (1986), Biosphere Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model, NCAR Technical Note, NCAR, TN275+STR, 69pp

GRA TRF

(\*) Maximum fractional cover of vegetation .8, .9

Difference between maximum vegetation cover and fractional cover at 269 K (i.e. seasonality is HIGH, LOW) 0.7, 0.3

(\*) Aerodynamic roughness length (m) 0.1, 2.0

(\*) Displacement height (m) 0.0, 18.0

(\*) Minimum stomatal resistance (s/m) 200.0, 150.0

Maximum leaf area index (ratio unit cover per unit ground) 2., 6.

Minimum leaf area index 0.5, 5.

Stem area index (projected area of non-transpiring surfaces) 4.0, 2.0

Inverse square root of leaf dimension (needed by some canopy models) 5.0, 5.0

Light dependence of stomatal resistance ( $m^2 W^{-1}$ ) 0.02, 0.06

Use the following soil depths if possible

(\*) Depth of top soil layer(mm) 100., 100.

(\*) Depth of rooting zone (mm) 1000. 1500.

(\*) Total soil depth (mm) 10000., 10000.

Soil characteristics

- (\*) Soil porosity 0.51, 0.6  
Minimum soil suction (mm) 200., 200.  
Maximum hydraulic conductivity (mm/s) 0.45E-2, 0.16E-2  
(\*) Fraction of water content at which permanent wilting occurs 0.378, .487  
Clapp and Hornberger "B" parameter 6.8, 9.2  
Ratio of soil thermal conductivity to that of loam 0.95, .80
- Canopy visible albedo .1, .04  
Canopy near infra-red albedo .3, .20
- Soil colour index (for soil albedo) (8 classes, =1-light, =8 dark) 2, 3  
Texture classes (12 classes, =1 sand, =12 clay) 5, 10
- (\*) Root distribution (fraction of total roots to be found in the top soil layer) .80, .80

Parameters independent of canopy/land-cover types

- Maximum stomatal resistance ( $s\ m^{-1}$ ) 20000  
Bare soil roughness length (m) 0.01  
Snow roughness length (m) 0.00024  
von Karman constant 0.378

**THAT IS ALL YOU NEED TO READ FOR BATS TYPE MODELS**

**OTHER TYPE MODELS**

We rather hope nobody reads this section, but we guess it is inevitable that some of you will not get all you need from the above.

You have two choices:

1. Try to synthesise your parameter values from either the SiB or BATS type model values
2. Select your own parameters and E-MAIL US WHAT THEY ARE AND A VALUE FOR THEM. This will be mailed to all participants.

You do not have the option to decide that, for instance, the albedo value we provide is 'not right' and to select one of your own as this totally defeats the exercise.

Finally, ANY questions, problems, confusions E-MAIL US !!!  
Send e-mail to pilps@mqmet.cic.mq.edu.au

Deadline for results 15th December, 1992

Deadline for offer of papers (Title and 100 word abstract please) 15th December, 1992



## APPENDIX 5

If you cannot set your model up to perform with our parameter values we would like you to do the following. You are *strongly* encouraged to perform this simulation even if you have done all the above.

1. Use the data set TUN.DAT.xx (tundra ecotype)
2. Run all the experiments described above (CONTROL, "dry soil", "wet soil" and "zero precipitation") USING YOUR OWN CHOSEN PARAMETER VALUES.

This experiment therefore requires you to

1. Initialise your model as requested above
2. READ in the data from TUN.DAT.xx
3. WRITE out the required variables with the FORMAT requested.

[Those of you who have already done these experiments with our parameter values just need to re-run the basic version of your model using a version of TUN.DAT.xx]

The required data for this tundra experiment is:

ECOTYPE	Latitude	Longitude	Initial Temperature (K)
Tundra	65N	95W	245

However, we really would prefer that you do the main set of experiments described in Appendix 2 using the parameter values we have given. We know how much harder this is, but we also know how much more valuable the resulting intercomparisons will be.

## Annexe 2: Introduction d'un réservoir de neige dans ISBA

On a introduit dans ISBA le schéma de neige à une couche développé pour les modèles de prévision de Météo-France.

On gère un réservoir  $W_n$  représentant une hauteur d'eau équivalente par l'équation d'évolution suivante:

$$\frac{\partial W_n}{\partial t} = P_n - E_n - F$$

où  $P_n$  représente le flux de précipitations neigeuses,  $E_n$  le flux de sublimation sur la neige et  $F$  un terme de fonte éventuel lorsque la température du sol  $T_s$  est diagnostiquée supérieure à  $T_{00}=273.16$  K.

La flux de sublimation  $E_n$  s'écrit de manière classique au moyen des formules aérodynamiques de masse de la CLS:

$$E_n = p_n \rho_a \frac{q_{sat}(T_s) - q_a}{r_a}$$

La fraction  $p_n$  de sol recouverte de neige est estimée empiriquement comme suit:

$$p_n = \frac{W_n}{W_n + W_{crn}}$$

où  $W_{crn}$  est une hauteur de neige critique pour laquelle  $p_n = 50\%$  et vaut 10 mm.

La présence de neige modifie les flux en surface:

1) La résistance de surface  $r_a$  prend en compte une rugosité totale définie par:

$$Z_{0t} = (1 - p_n z_0) Z_0 + p_n z_0 Z_{0n}$$

avec

$$p_n z_0 = \frac{W_n}{(W_n + W_{crn} + \beta g Z_0)}$$

où le paramètre  $\beta$  est fixé à 0.408

2) Le rayonnement net en surface

$$R_n = (1 - \alpha_t) R_G + \varepsilon_t (R_A - \sigma T_s^4)$$

prend en compte un albédo et une émissivité totales définies par

$$\alpha_t = (1 - p_n) \alpha + p_n \alpha_n$$

et

$$\varepsilon_t = (1 - p_n) \varepsilon + p_n \varepsilon_n$$

Les flux d'évaporation sur sol nu  $E_g$  et végétation  $E_v$  sont pondérés par la fraction  $(1-p_n)$ :

$$E_g = (1 - p_n)(1 - veg)\rho_a \frac{h_u q_{sat}(T_s) - q_a}{r_a}$$

$$E_v = (1 - p_n)(1 - veg)\rho_a h_v \frac{q_{sat}(T_s) - q_a}{r_a}$$

Finalement les équations d'évolution de la température et de l'eau du sol en surface s'expriment:

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = C_T(R_n - H - L_v E_g - L_v E_v - L_s E_n) - \frac{2\pi}{\tau}(T_s - T_2)$$

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w d_1}(P_g + F - E_g) - \frac{C_2}{\tau}(w_g - w_{geq})$$

où  $L_v$  et  $L_s$  sont respectivement les chaleurs latentes de vaporisation et de sublimation ( $L_s = L_f + L_v$ ).

La capacité thermique du sol n'est pas modifiée en présence de neige (ce qui est bien sûr une approximation).

L'évolution temporelle du réservoir de neige est discrétisée comme suit:

$$W_n^{+*} = W_n^- + 2\Delta t(P_n - E_n)$$

En fonction de cette nouvelle valeur et de celle de température de surface  $T_s^{+*}$  issue de la résolution du bilan d'énergie (qui pourra être modifiée et valoir finalement  $T_s^+$ ), quatre configurations peuvent apparaître:

- $T_s^{+*} < T_{00}$

- $W_n^{+*} > 0$ : Tout se passe bien, le réservoir de neige se remplit ou se vide en fonction de ses apports nets. La fonte est nulle et la tendance de température n'est pas modifiée (3)

- $W_n^{+*} < 0$ : On ramène le réservoir de neige à une valeur nulle en extrayant de l'eau du sol que l'on congèle. La fonte sera alors négative et on réchauffe le sol par congélation (4)

- $T_s^{+*} > T_{00}$ : On va faire fondre de la neige pour ramener la température au point de congélation, nous donnant ainsi une nouvelle valeur  $W_n$  du réservoir:  $W_n^+ = W_n^{+*} - (T_s^{+*} - T_{00})/C_T L_f$

- $W_n^+ > 0$ : Il y a assez de neige. On en fond une partie. On modifie la tendance de la température et du réservoir de neige et on a un terme de fonte positif (1)

-  $W_n^+ < 0$ : Il n'y a pas assez de neige. On la fond toute (réservoir nul en fin de parcours) mais la température de surface finale sera supérieure au point de congélation. On a un terme de fonte positif (2)

Les calculs effectués dans chacun des cas sont rassemblés sur l'organigramme du Tableau 5

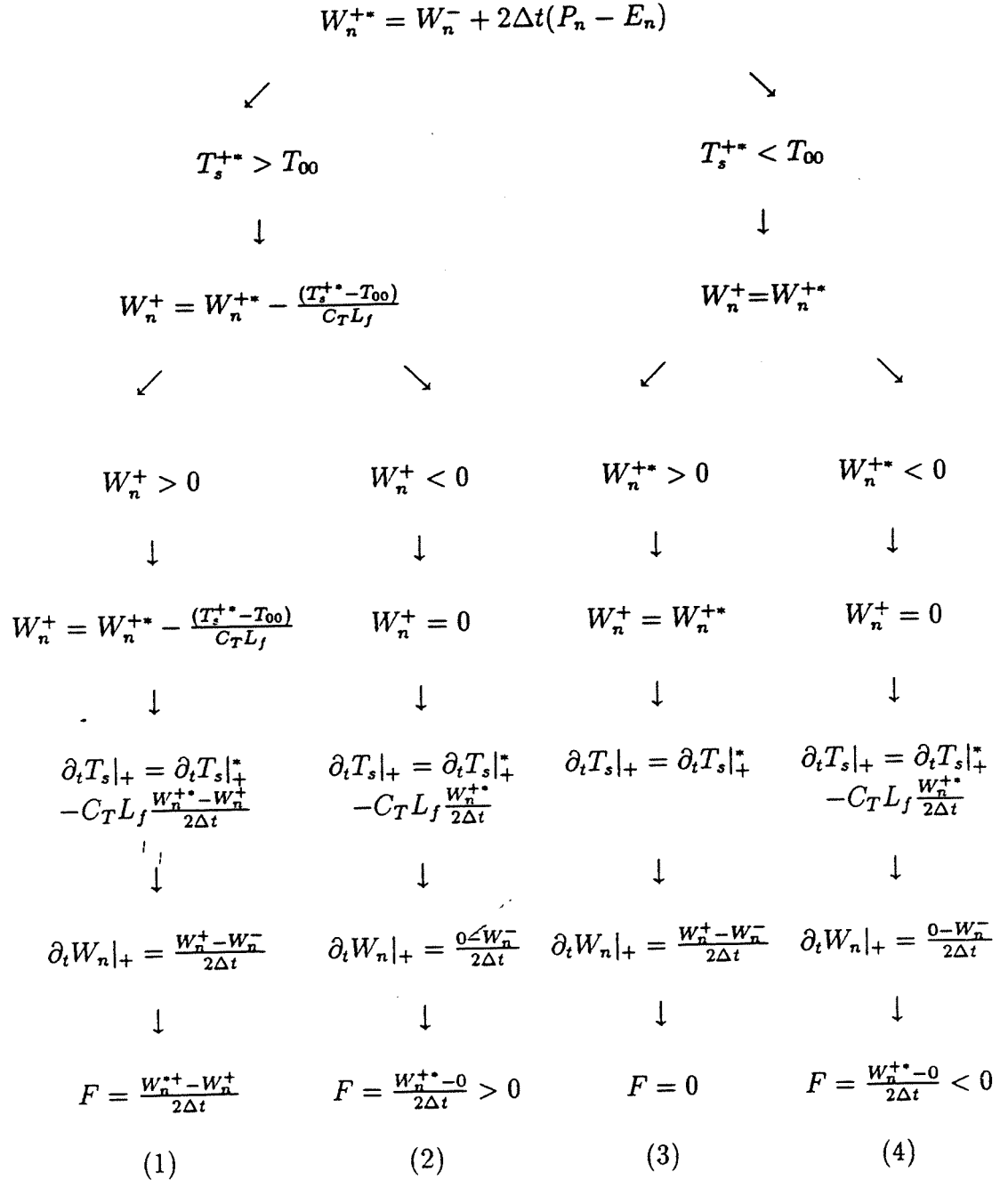


Tableau 5: Evolution du réservoir de neige  $W_n$ . Modifications éventuelles de la tendance température  $\partial_t T_s$  et calcul du terme de fonte  $F$ .

### Annexe 3: Description du schéma de surface ASTEC

Le schéma ASTEC gère le contenu en eau du sol pour deux réservoirs complémentaires: un réservoir de surface  $W_s$  de capacité maximale  $W_{smax} = 20$  mm et un réservoir profond  $W_p$  de capacité maximale  $W_{pmax} = 100$  mm. Les équations d'évolution pour des deux quantités sont données par:

$$\frac{\partial W_s}{\partial t} = P - E - \frac{W_s - W_p(W_{smax}/W_{pmax})}{\tau_1}$$
$$\frac{\partial W_p}{\partial t} = \frac{W_s - W_p(W_{smax}/W_{pmax})}{\tau_1}$$

La constante de temps pour le transfert entre les deux réservoirs est prise égale à un jour:  $\tau_1 = 86400$  sec.

Le flux d'évaporation  $E$  s'exprime comme le flux d'évaporation sur sol nu  $E_g$  dans ISBA:

$$E = \rho_a \frac{H_u q_{sat}(T_s) - q_a}{r_a}$$

avec

$$H_u = \frac{1}{2} \left[ 1 - \cos \left( \frac{\pi W_s}{W_{smax}} \right) \right]$$

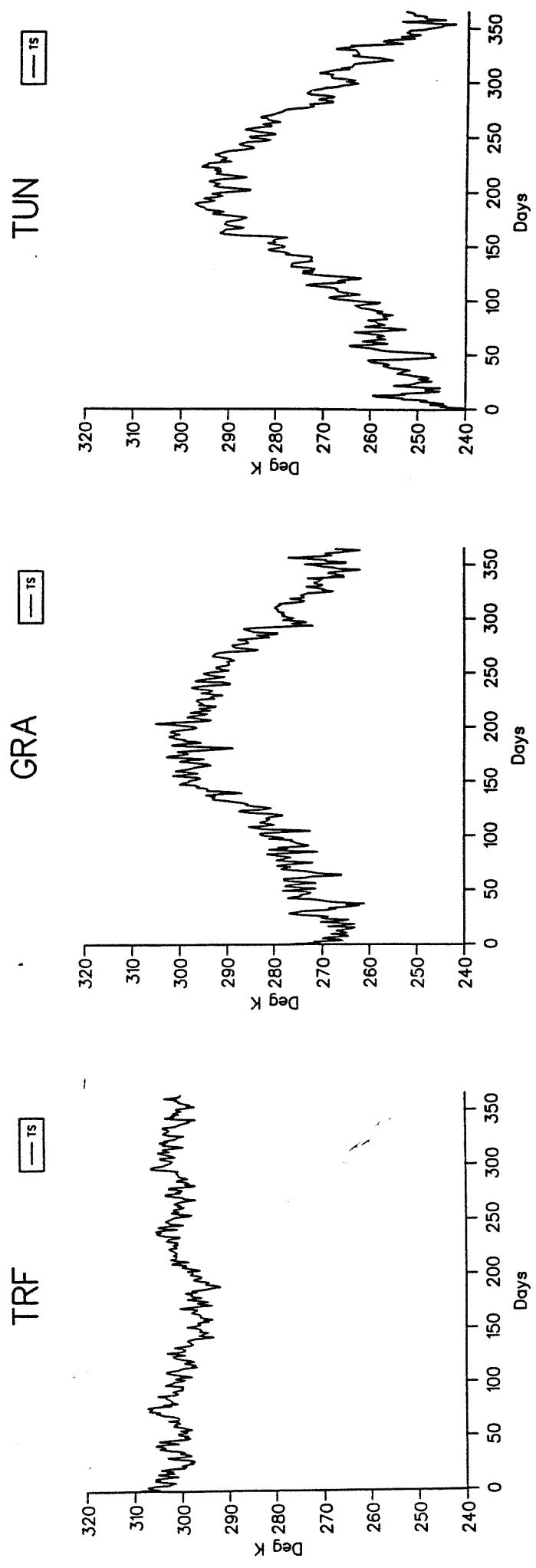


Figure 1: Forcing atmosphérique PILPS (sorties du CCM1/NCAR): Variations annuelles de la moyenne journalière de la température de l'air à 45m: (a) forêt tropicale (TRF), (b) prairie (GRA), (c) toundra (TUN).

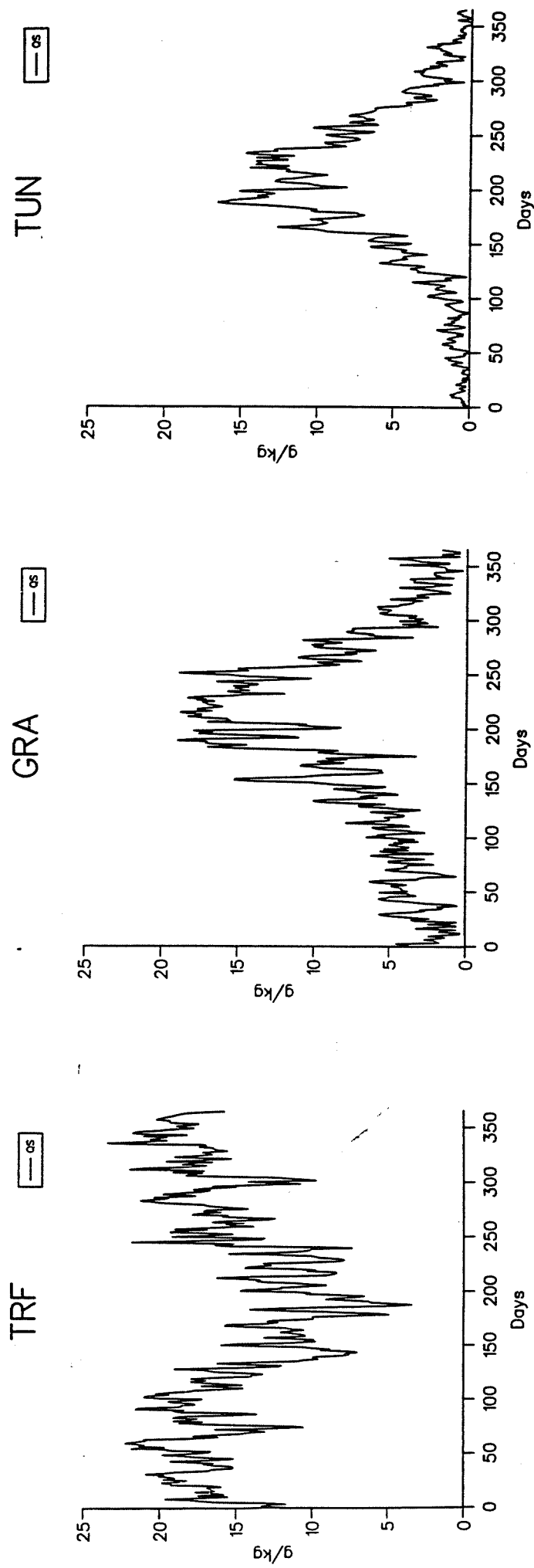


Figure 2: Même légende que Figure 1 mais pour l'humidité spécifique.

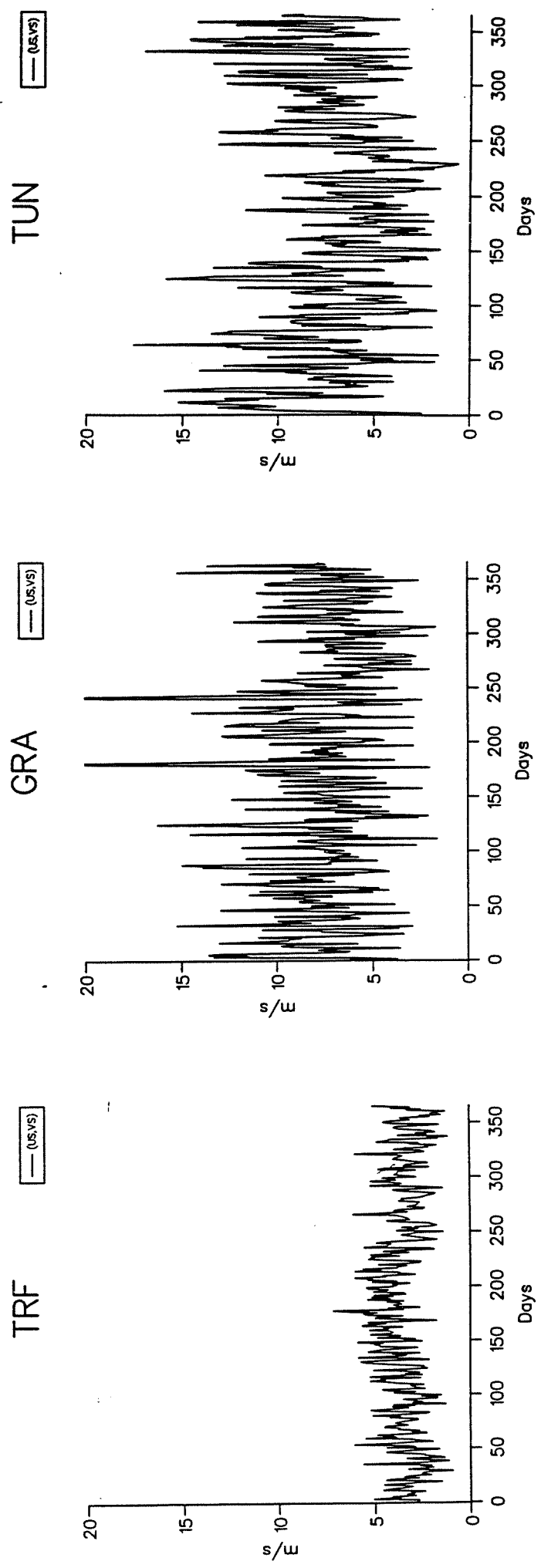


Figure 3: Même légende que Figure 1 mais pour la force du vent.



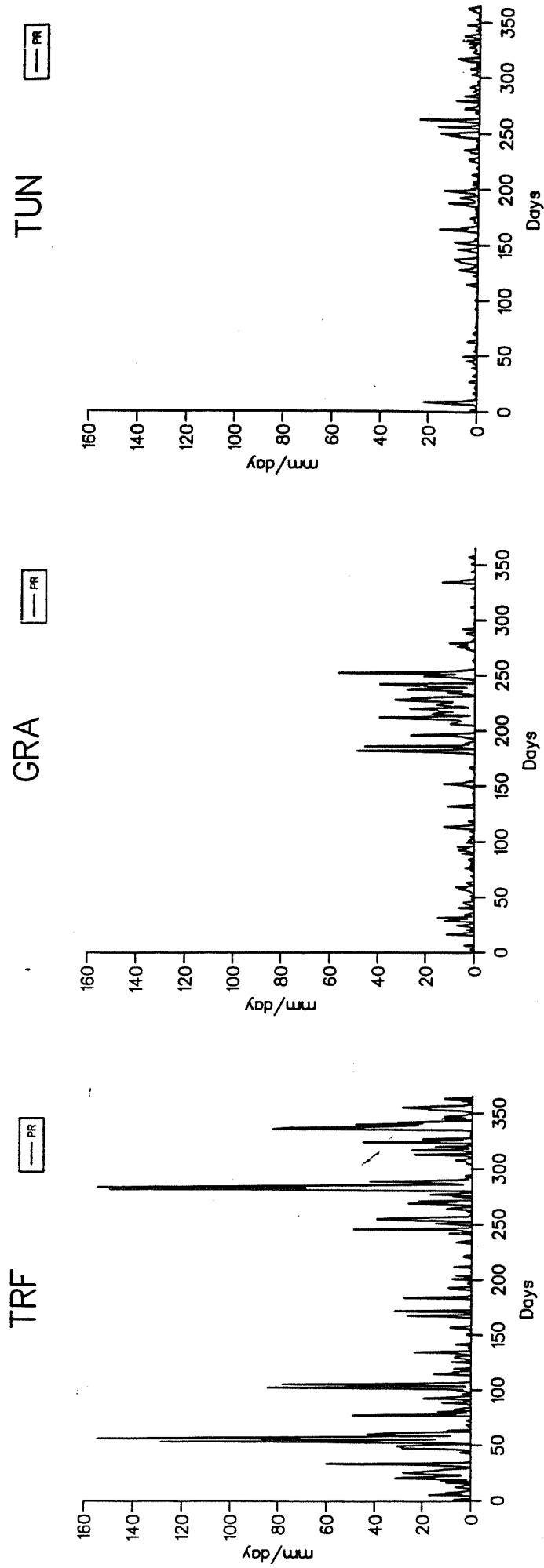


Figure 4: Même légende que Figure 1 mais pour les précipitations.

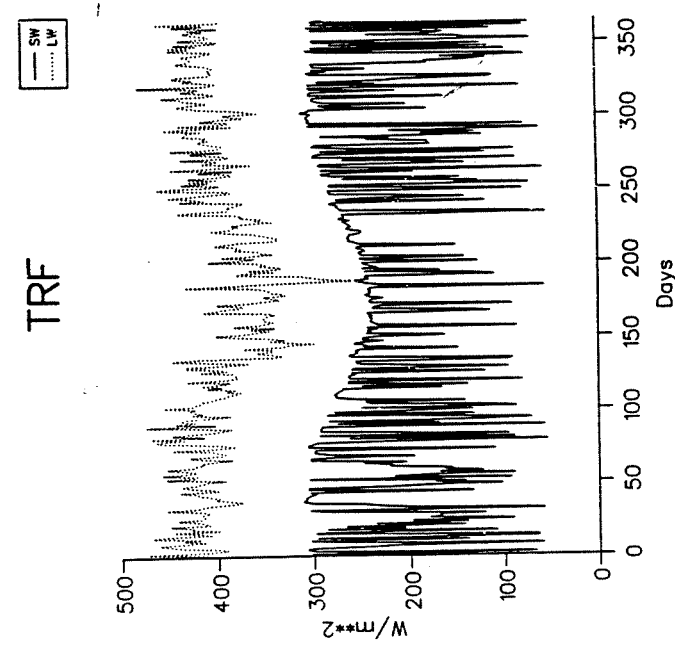
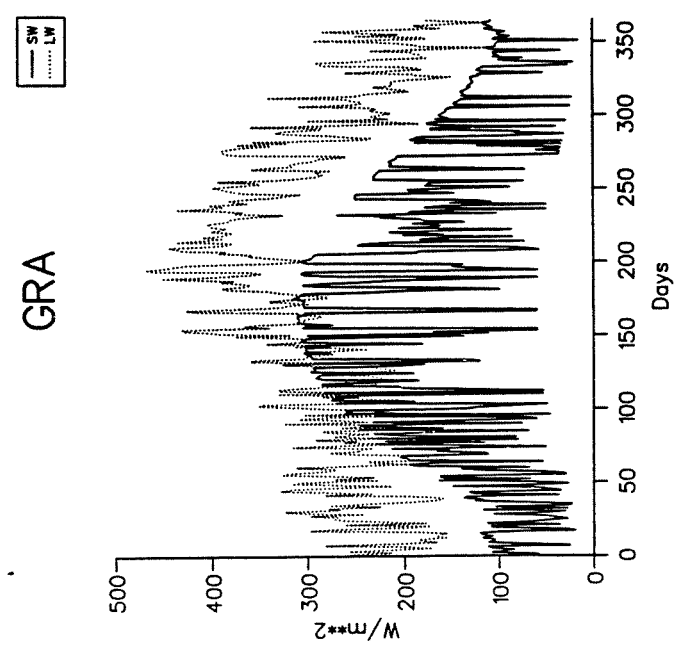
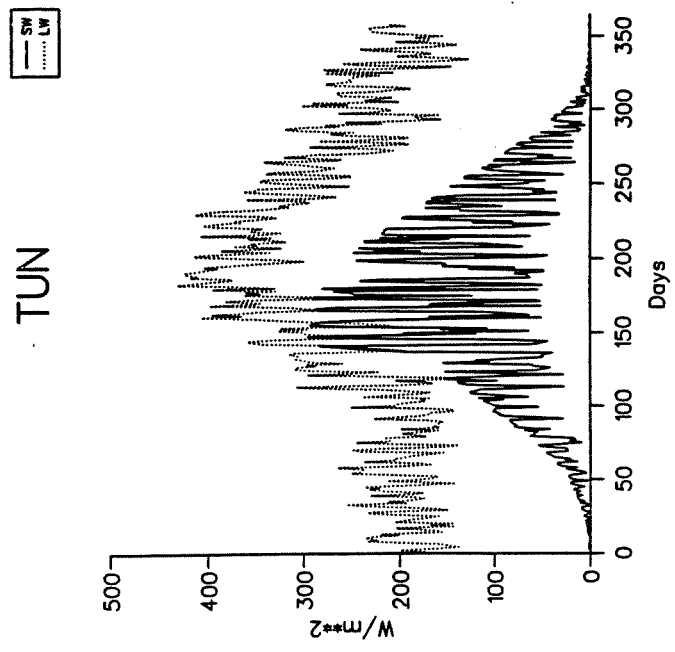


Figure 5: Même légende que Figure 1 mais pour les rayonnements solaire (trait continu) et atmosphérique (tiretés).

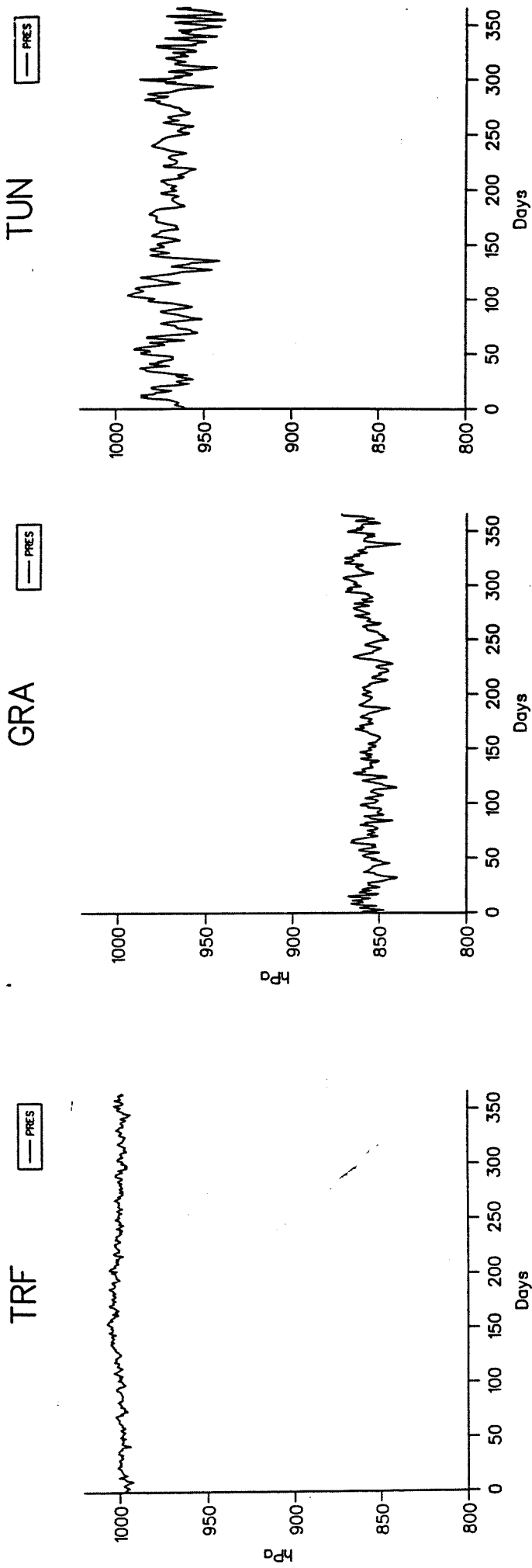
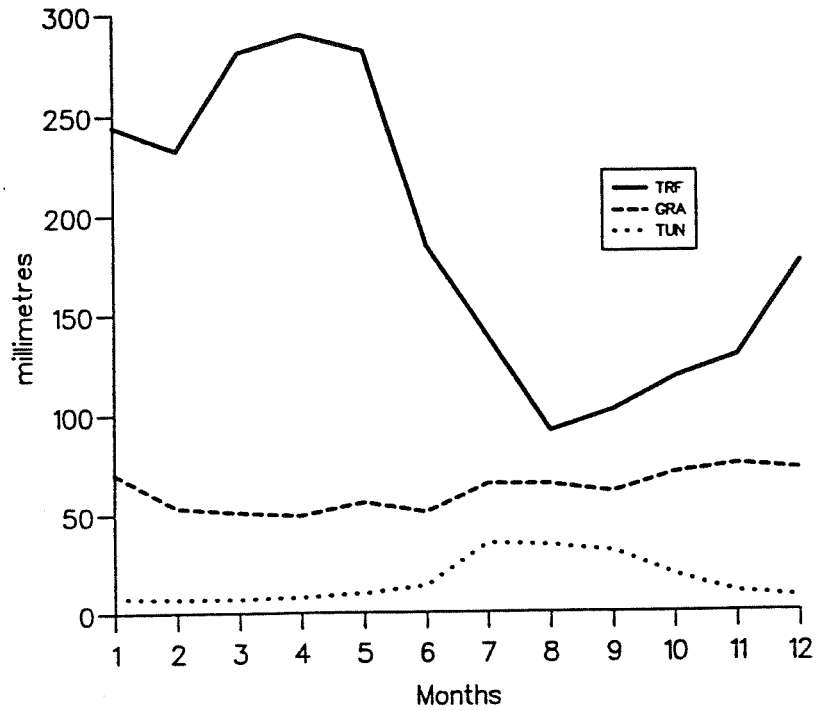


Figure 6: Meme légende que Figure 1 mais pour la pression atmosphérique.

## Precipitation JAEGER



## Precipitation GPCC

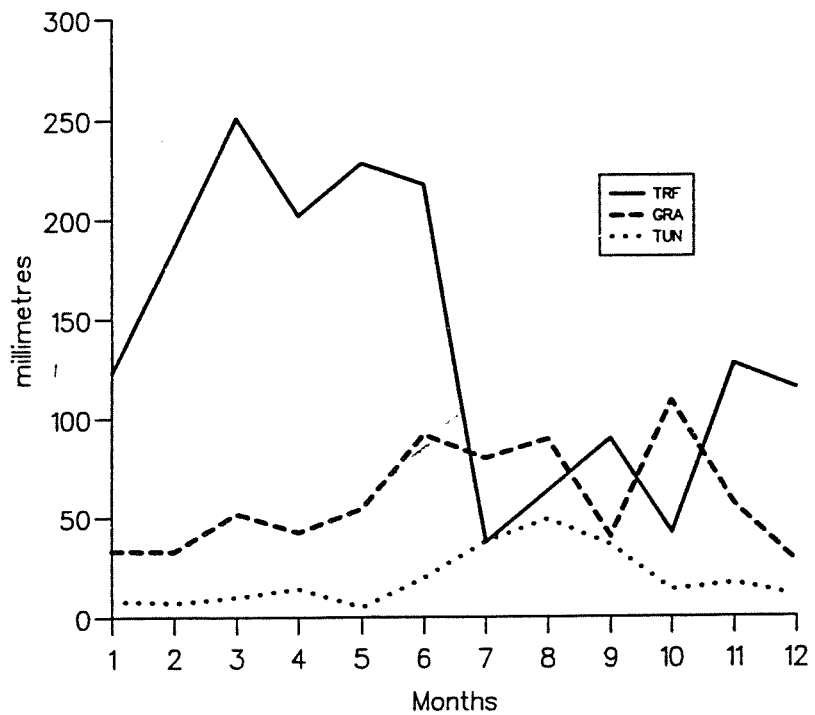


Figure 7: Climatologies des précipitations pour les trois sites concernés (TRF, GRA et TUN): (a) d'après Jaeger, (b) climatologie GPCC.

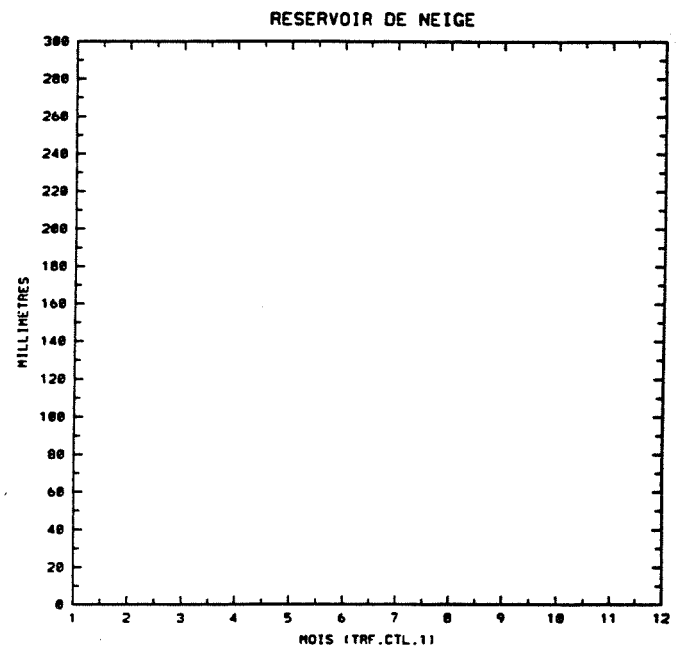
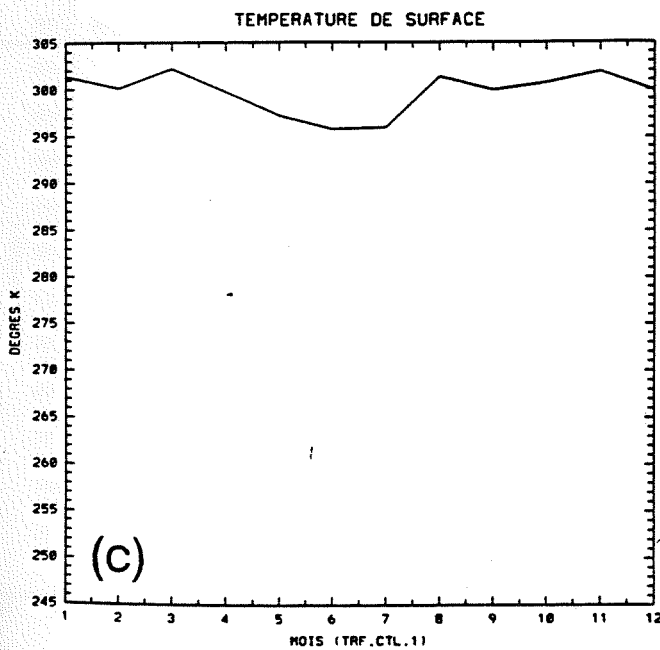
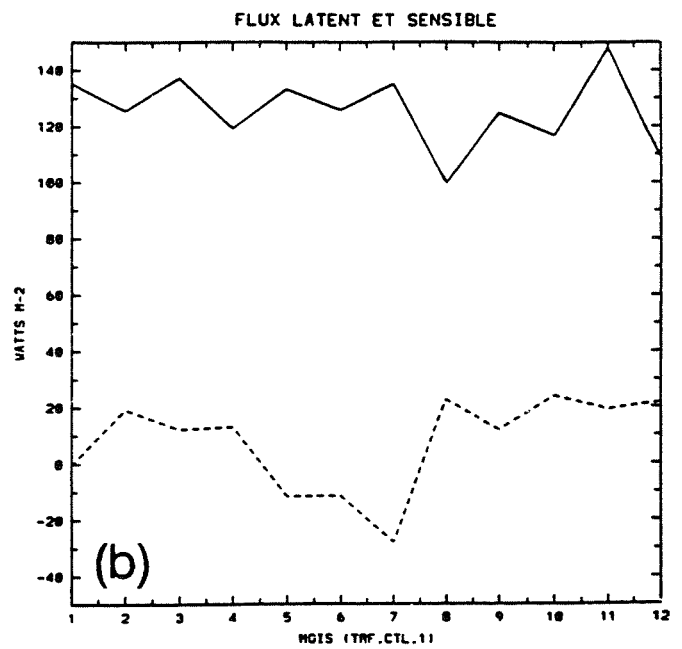
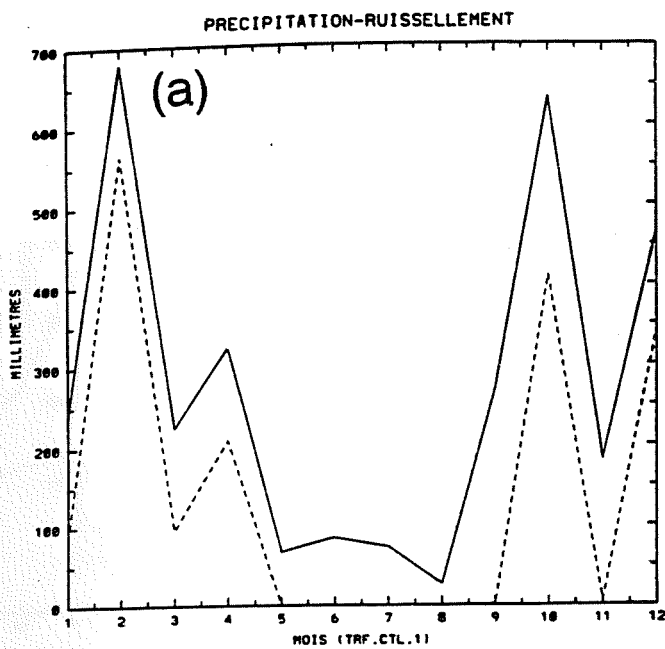


Figure 8: Variations annuelles des quantités mensuelles prévues par ISBA dans le cas de la forêt tropicale (TRF) et pour l'expérience de contrôle (ctl): (a) cumuls mensuels des précipitations totales (trait plein) et du ruissellement total (tiretés); (b) moyennes mensuelles des flux de chaleur latente (trait plein) et sensible (tiretés); (c) moyenne mensuelle de la température de surface; (d) moyenne mensuelle du réservoir de neige

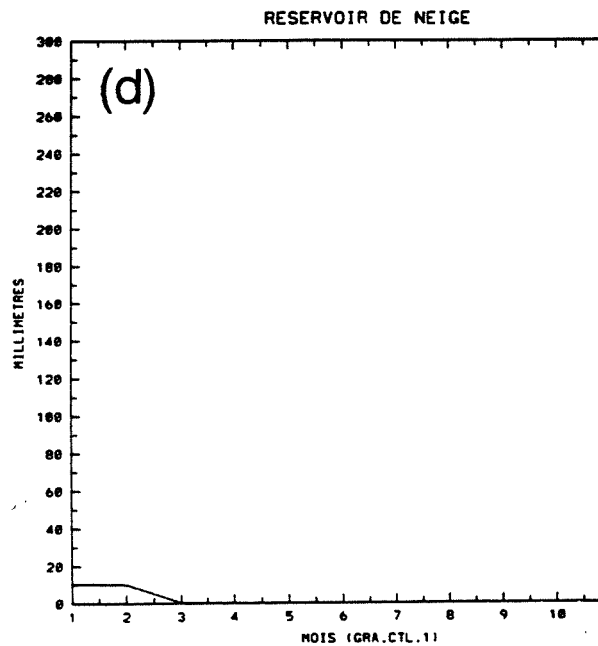
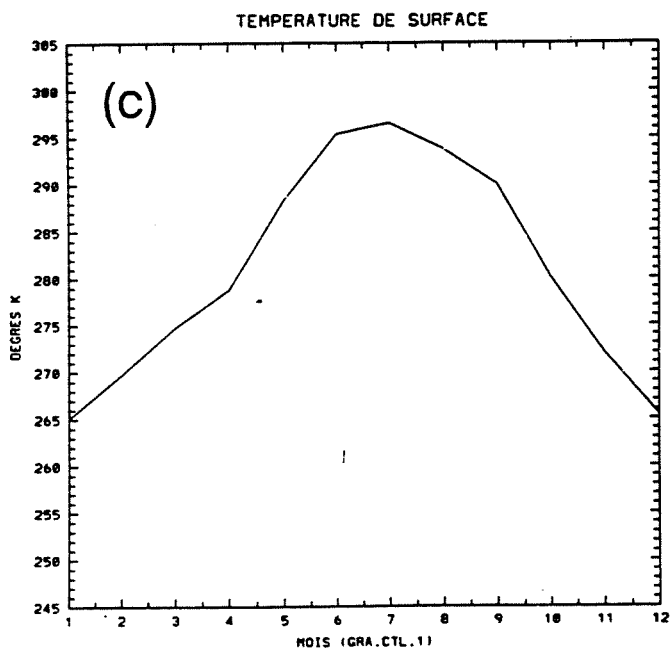
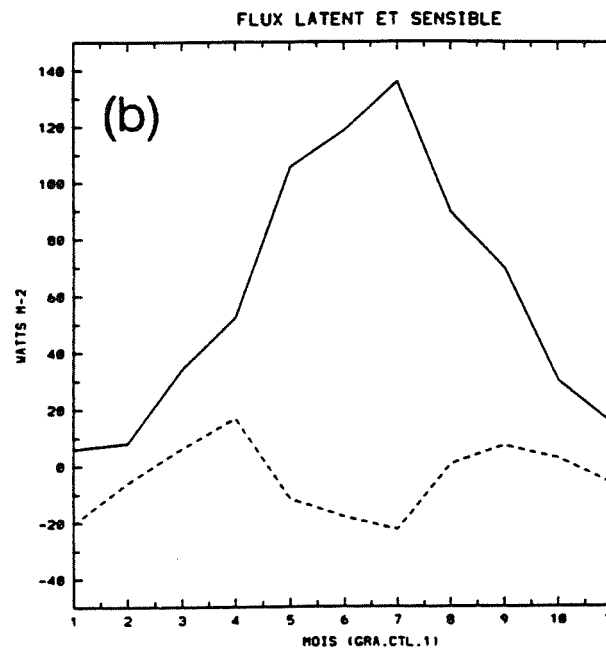
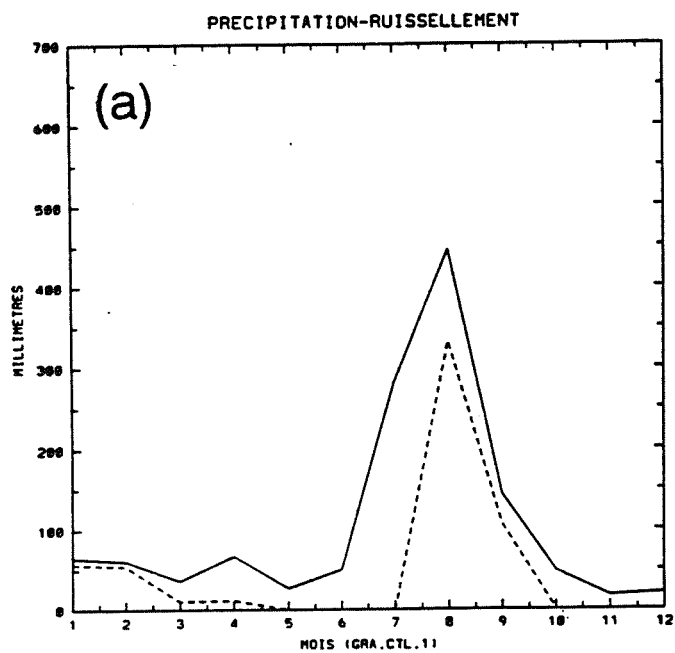


Figure 9: Même légende que Figure 8 mais dans le cas de la prairie (GRA).

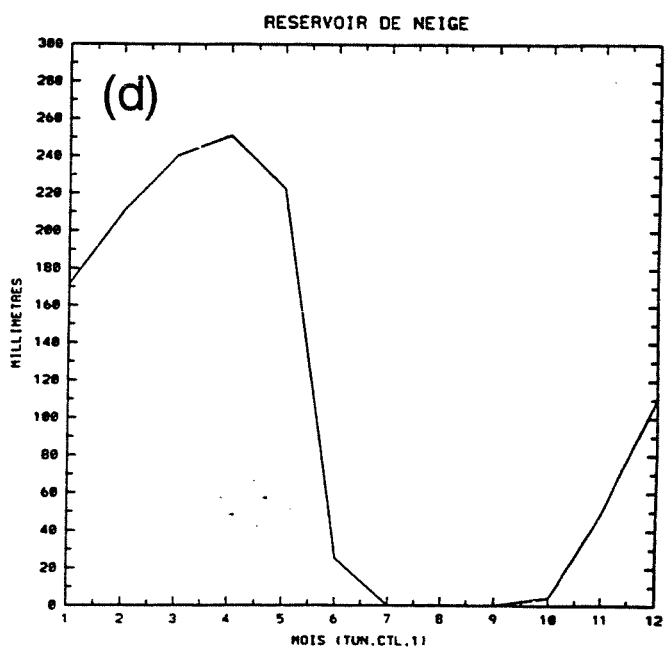
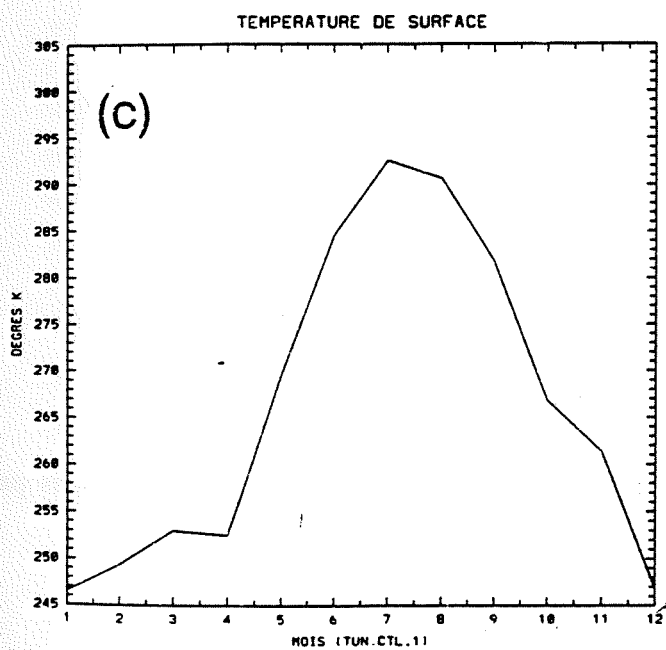
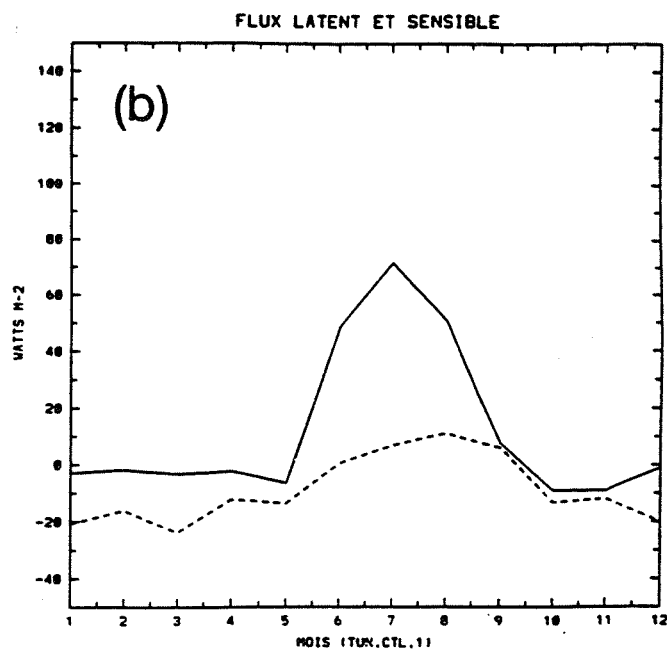
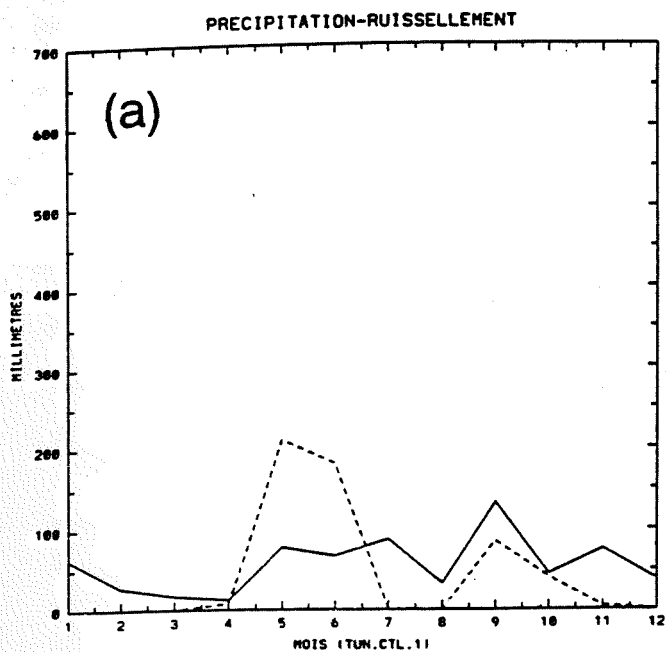


Figure 10: Même légende que Figure 8 mais dans le cas de la toundra (TUN).

## RESERVOIR DE NEIGE

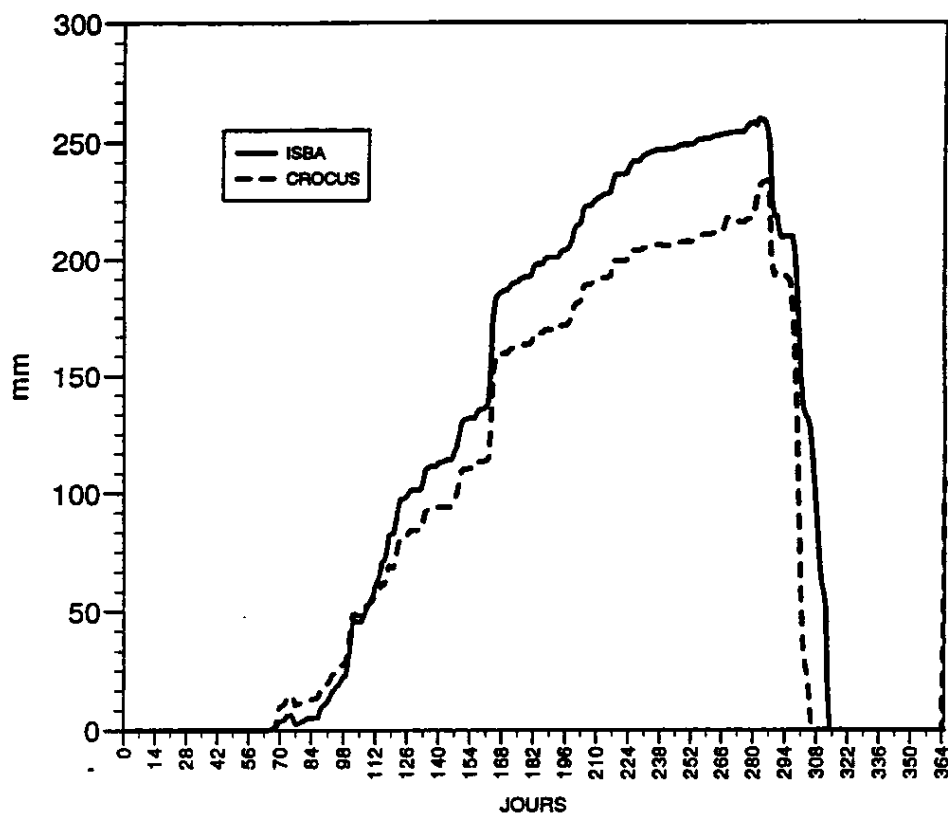


Figure 10e: Comparaison de la variation annuelle des réservoirs de neige prévus par ISBA et CROCUS dans le cas de la toundra.



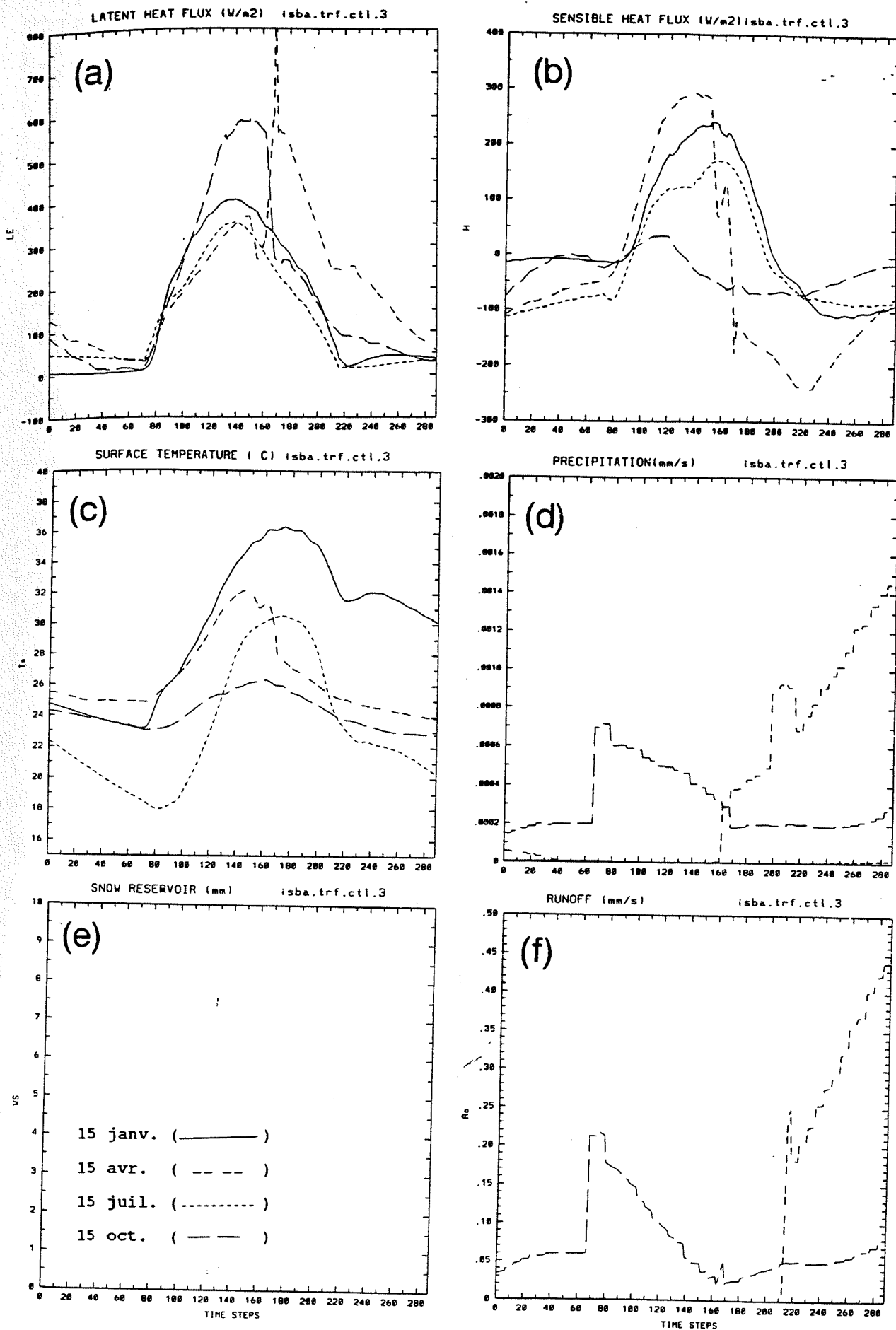


Figure 11: Expérience de contrôle dans le cas de la forêt tropicale: Cycles diurnes du flux de chaleur latente (a), du flux de chaleur sensible (b), de la température de surface (c), des précipitations (d), du réservoir de neige (e) et du ruissellement total (f) pour les journées du 15 janvier, 15 avril, 15 juillet et 15 octobre.

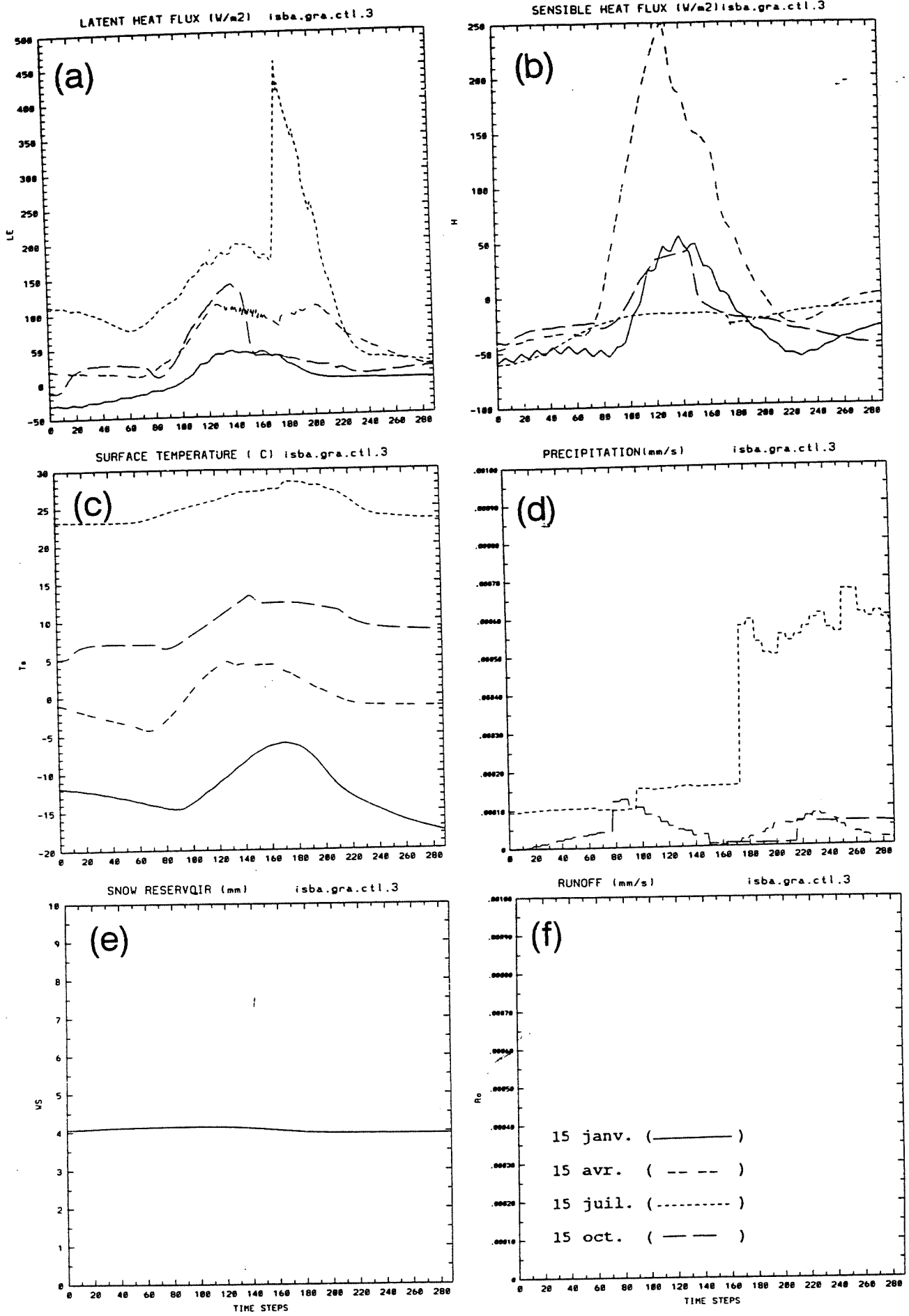


Figure 12: Même légende que Figure 11 pour le cas de la prairie.

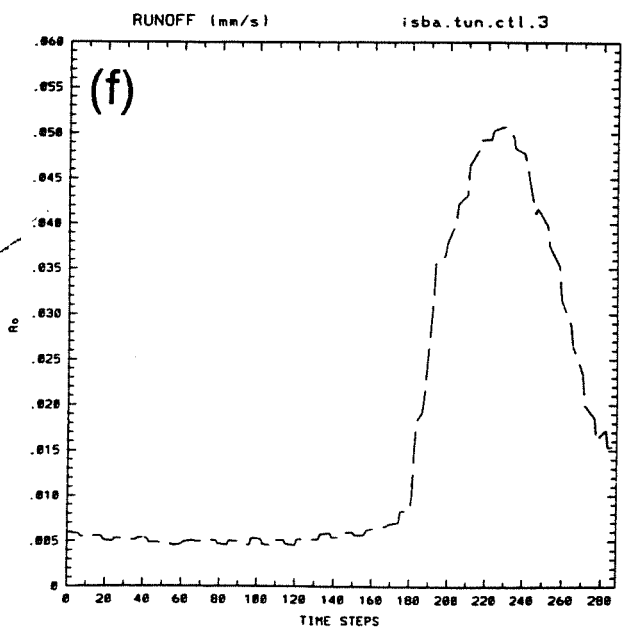
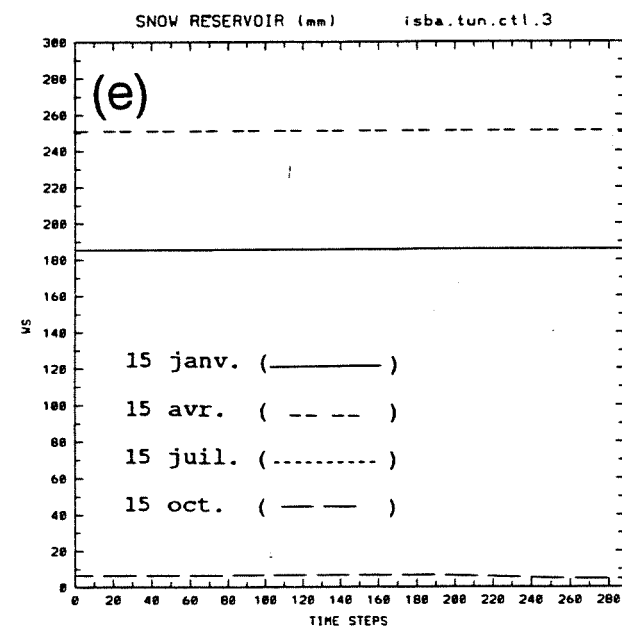
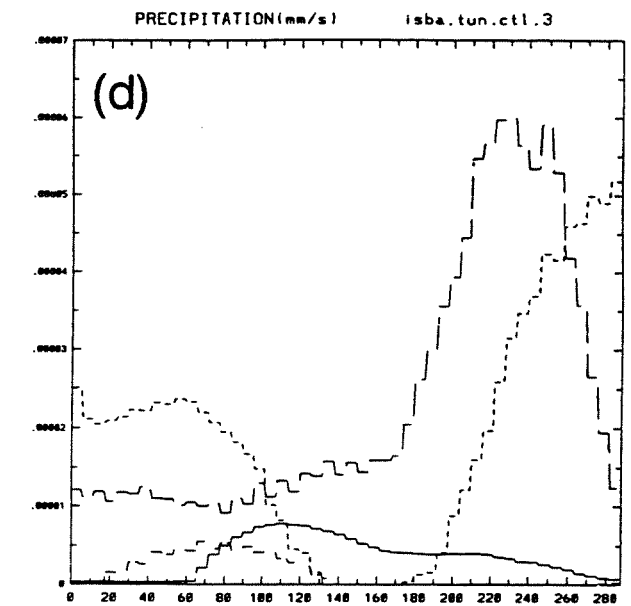
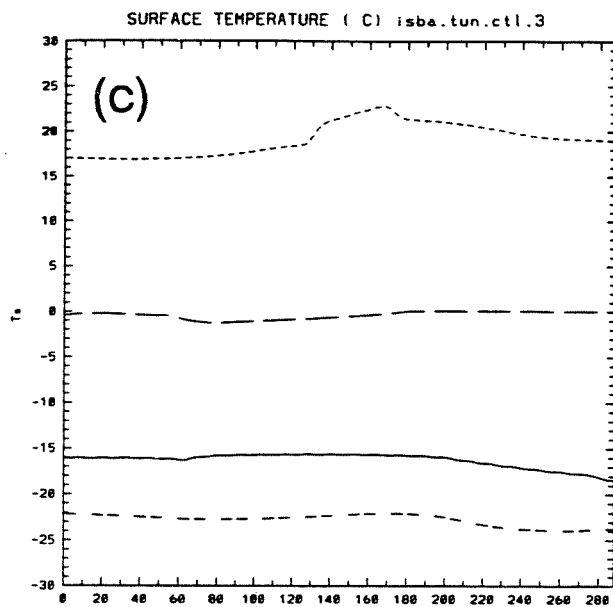
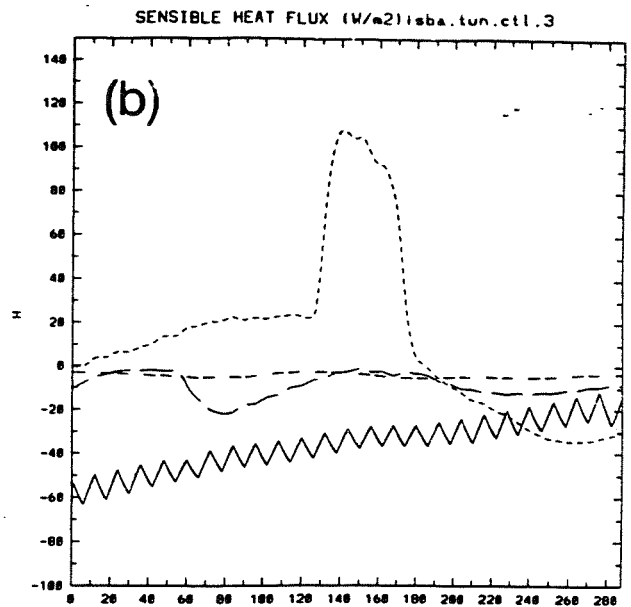
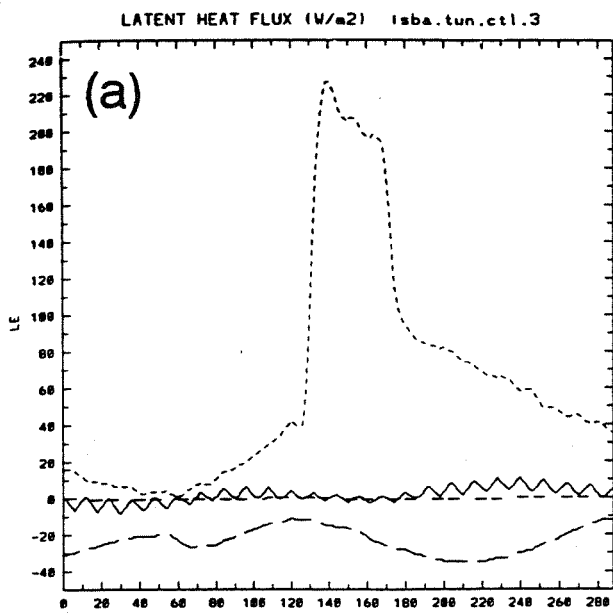


Figure 13: Même légende que Figure 11 pour le cas de la toundra.

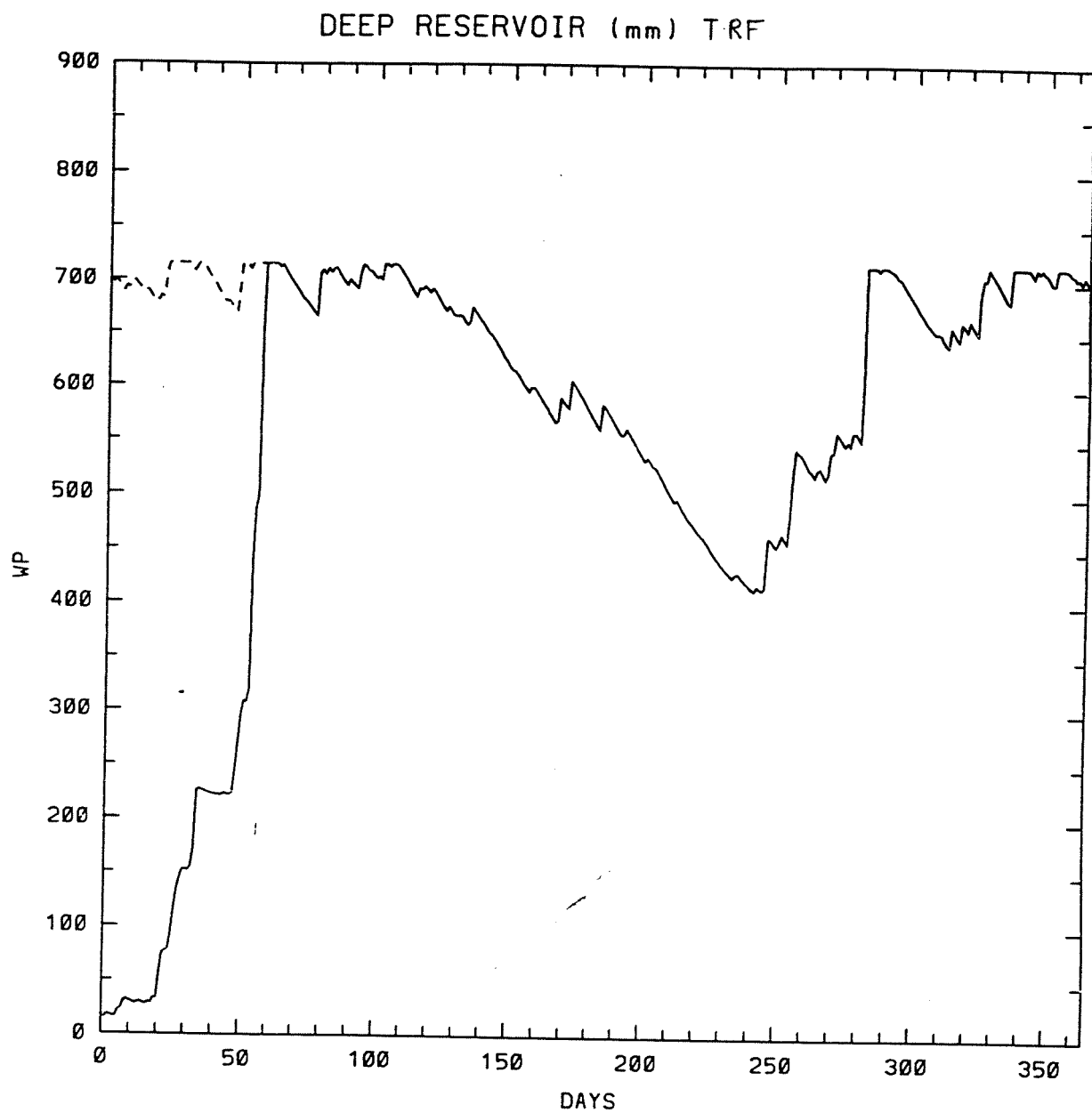


Figure 14: Evolution du réservoir d'eau total, initialement sec (trait continu) ou saturé (tiretés) dans le cas de la forêt tropicale.

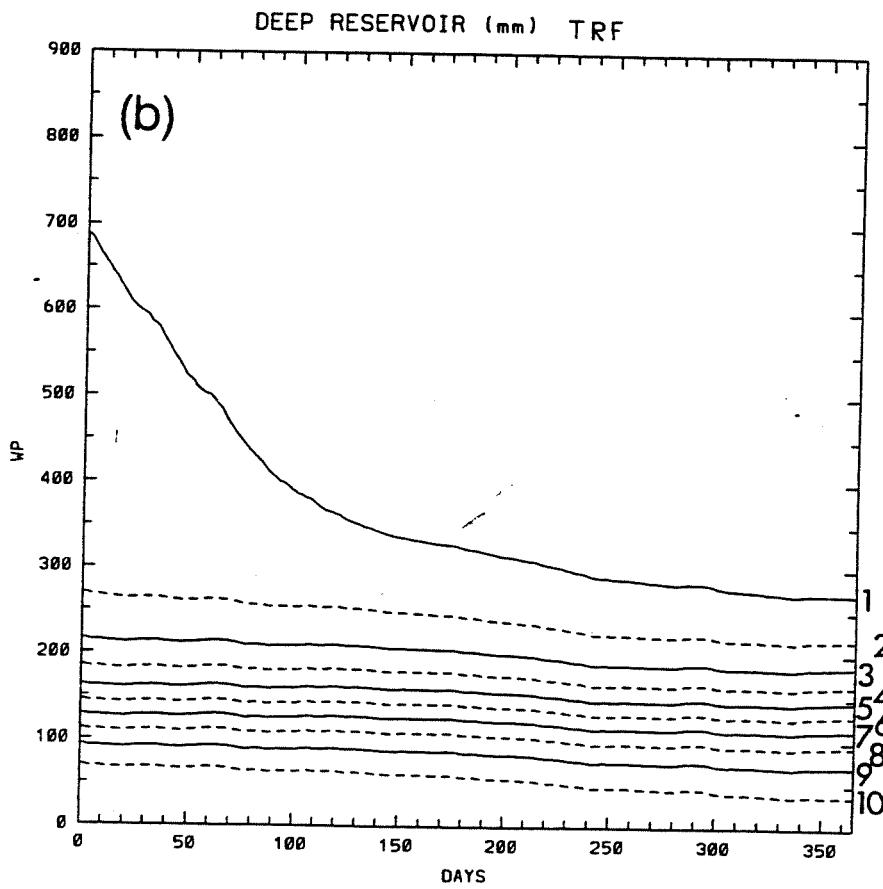
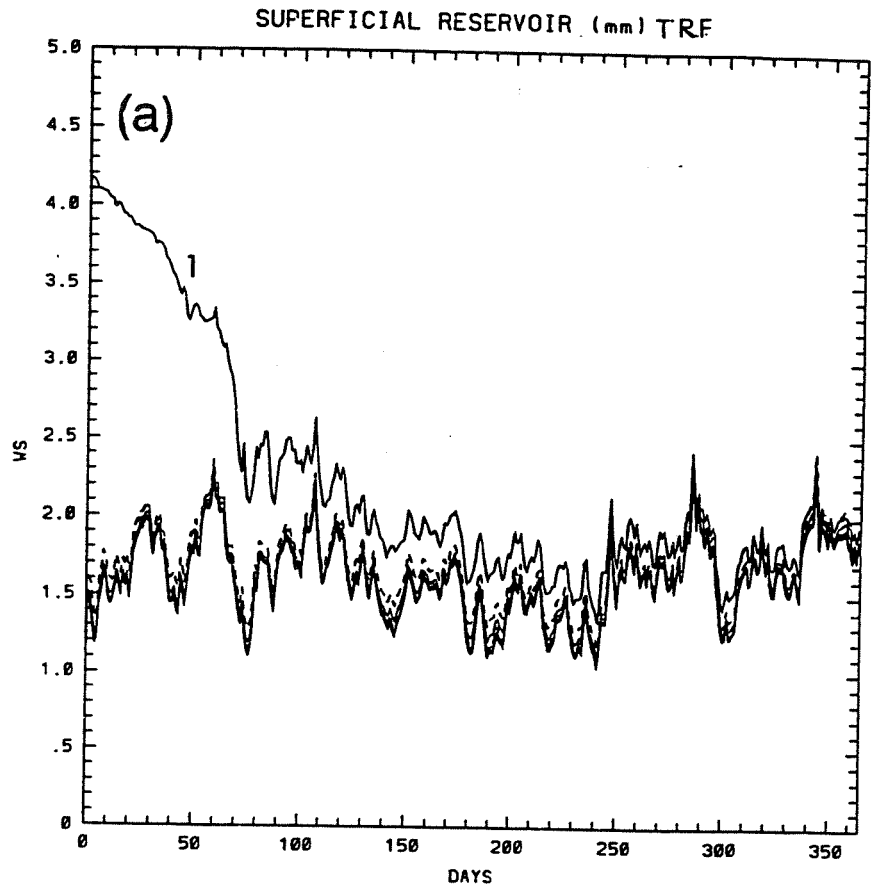


Figure 15: Expérience sans précipitation: Evolutions annuelles (10 ans d'intégration) des contenus en eau superficiel et total dans le cas de la forêt tropicale.

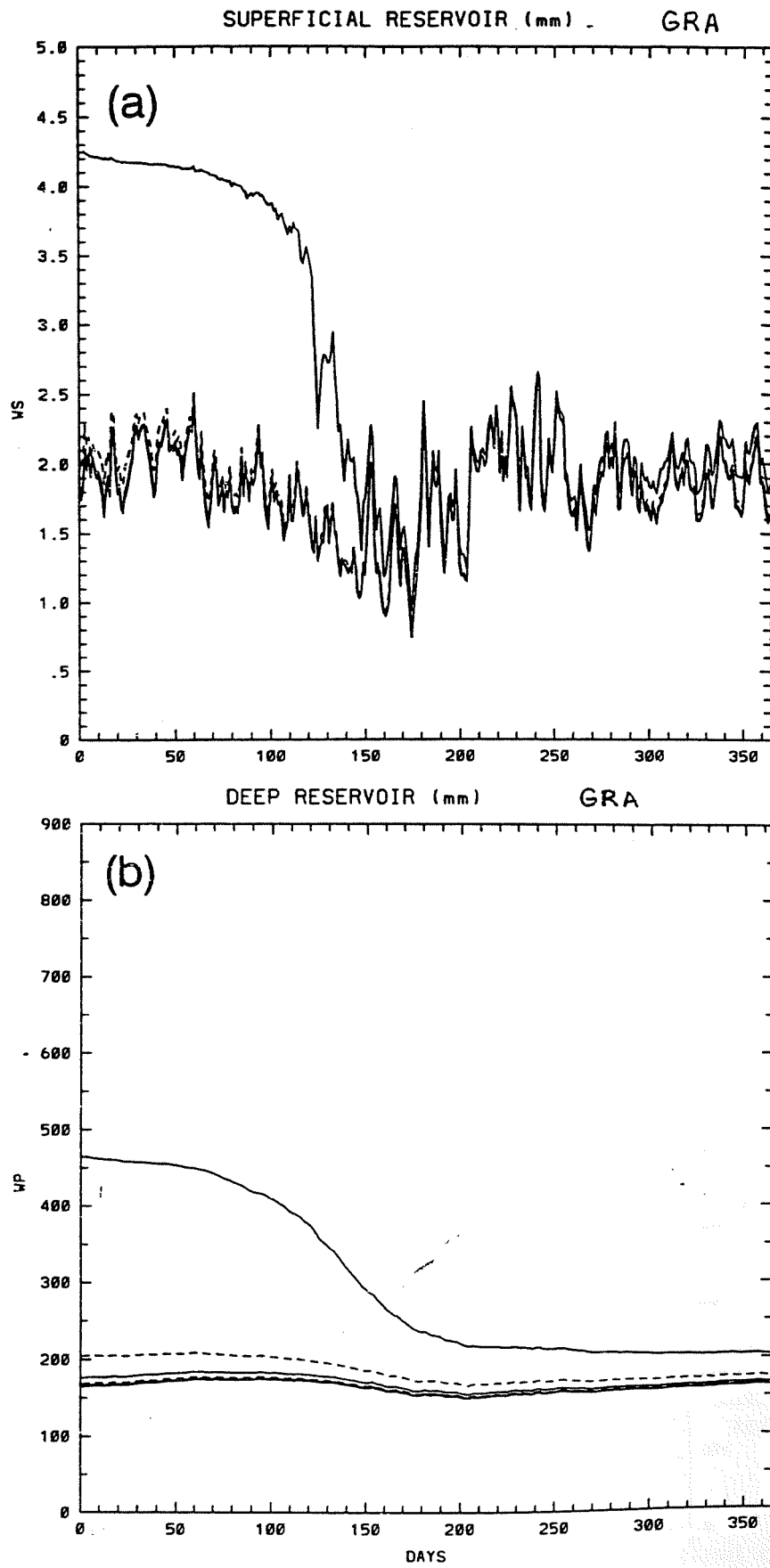


Figure 16: Même légende que Figure 15 pour le cas de la prairie (5 ans d'intégration).

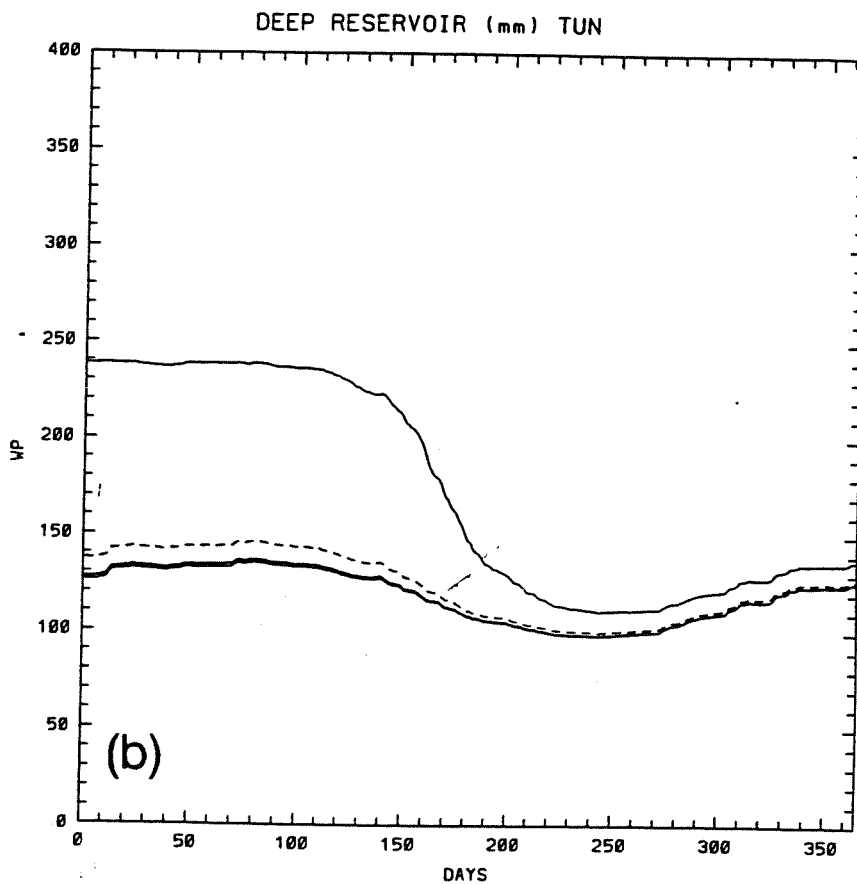
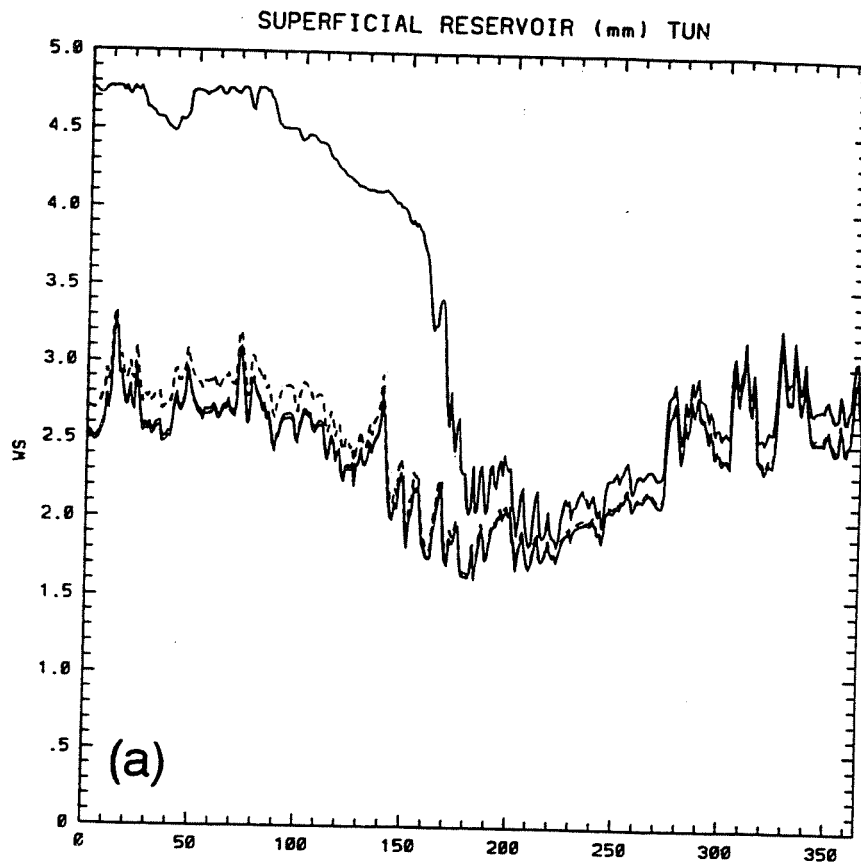
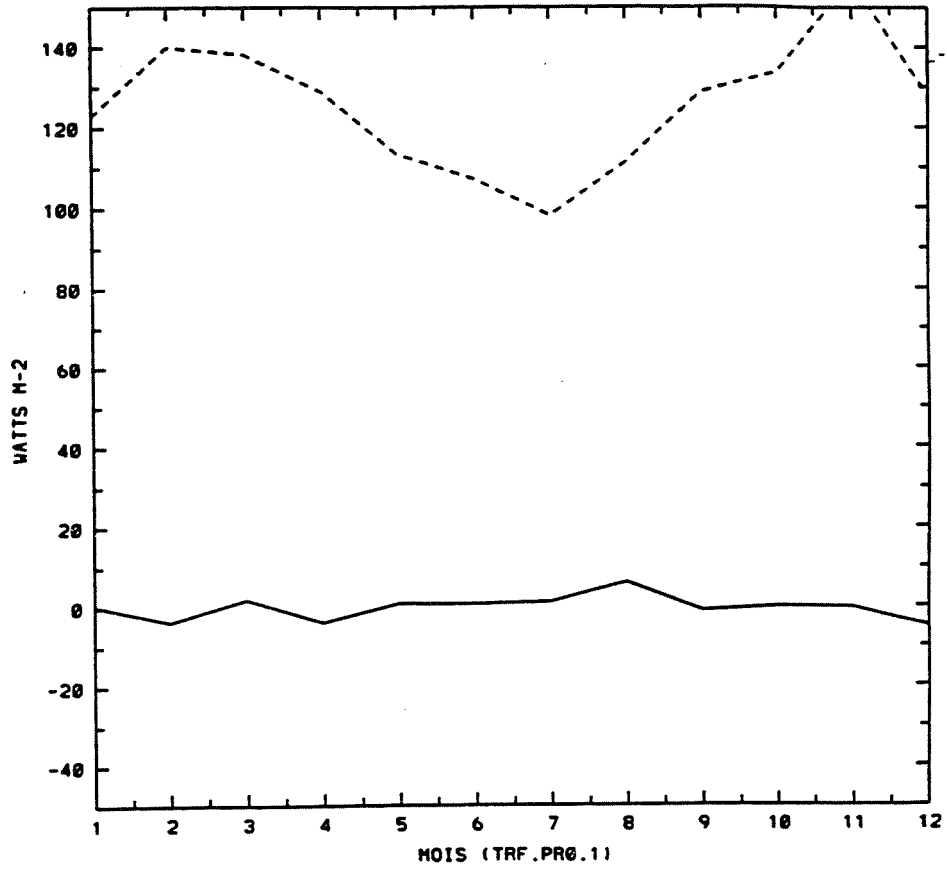


Figure 17: Même légende que Figure 15 pour le cas de la toundra (5 ans d'intégration).

### FLUX LATENT ET SENSIBLE



### TEMPERATURE DE SURFACE

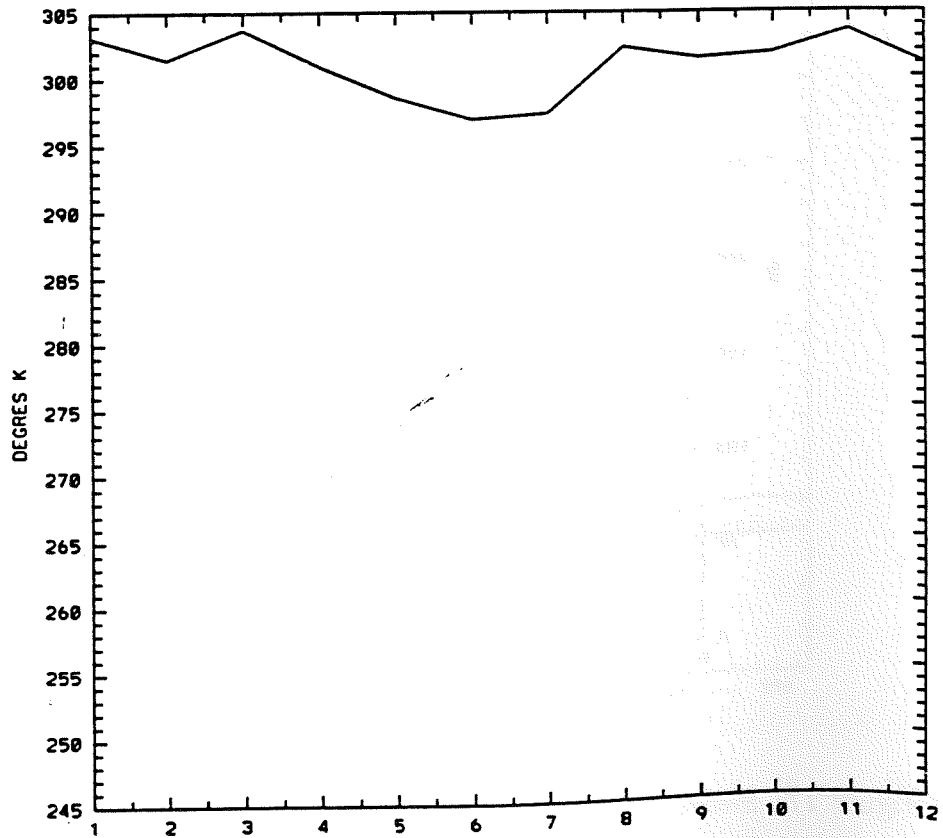


Figure 18: Expérience sans précipitation: Cycle annuel des moyennes mensuelles des flux turbulents et de la température de surface dans le cas de la forêt tropicale.



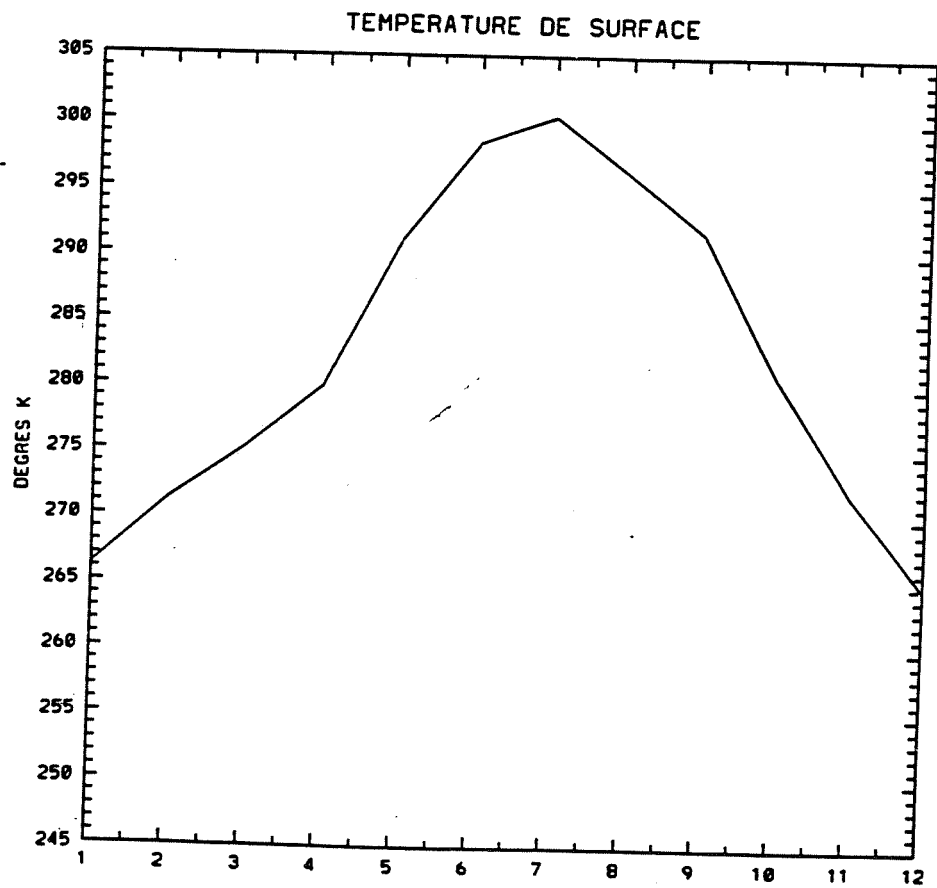
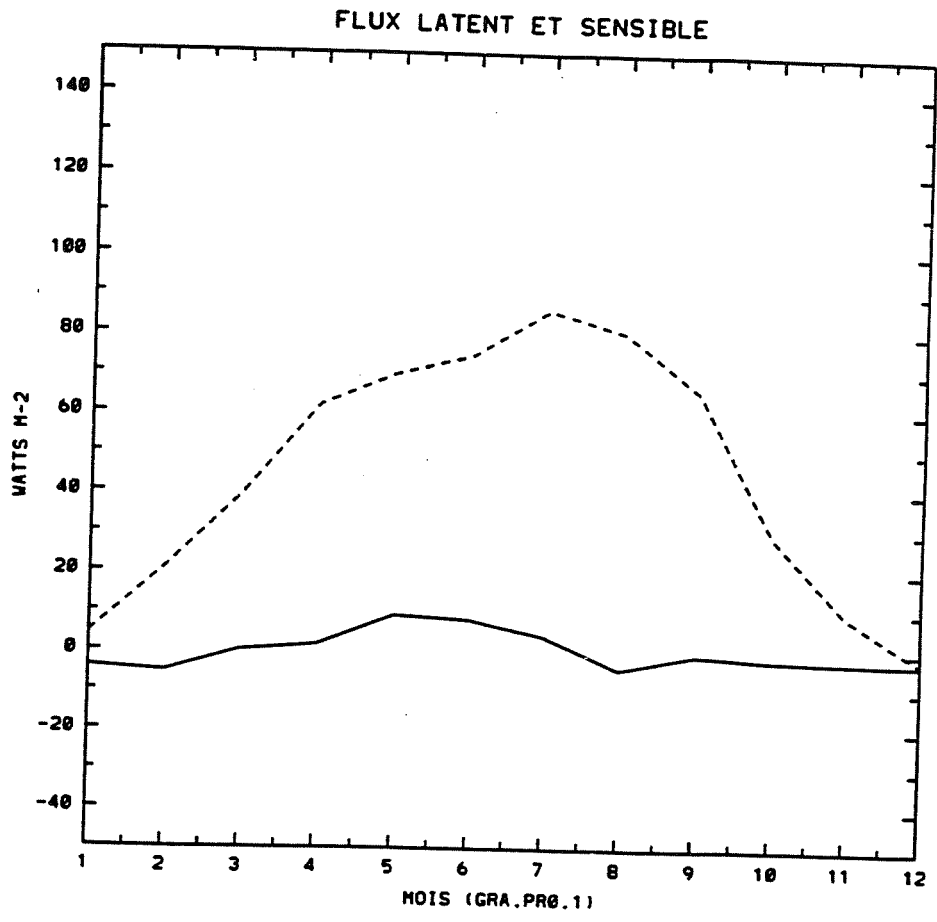
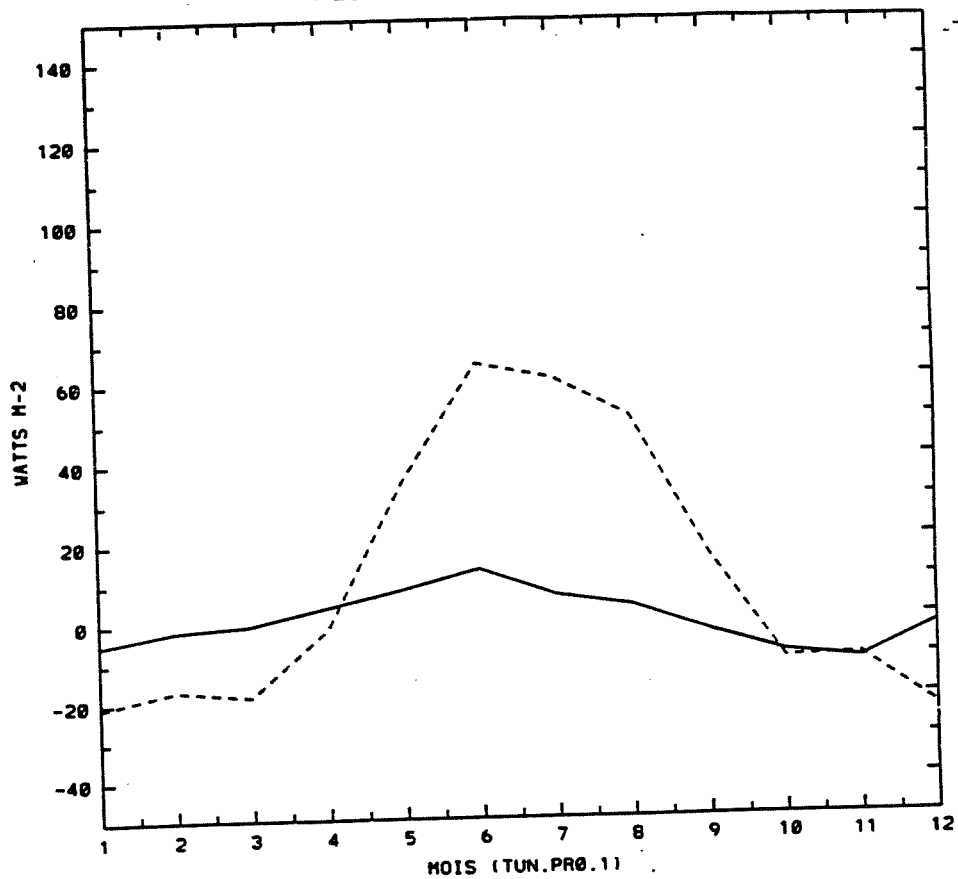


Figure 19: Même légende que Figure 18 dans le cas de la prairie.

### FLUX LATENT ET SENSIBLE



### TEMPERATURE DE SURFACE

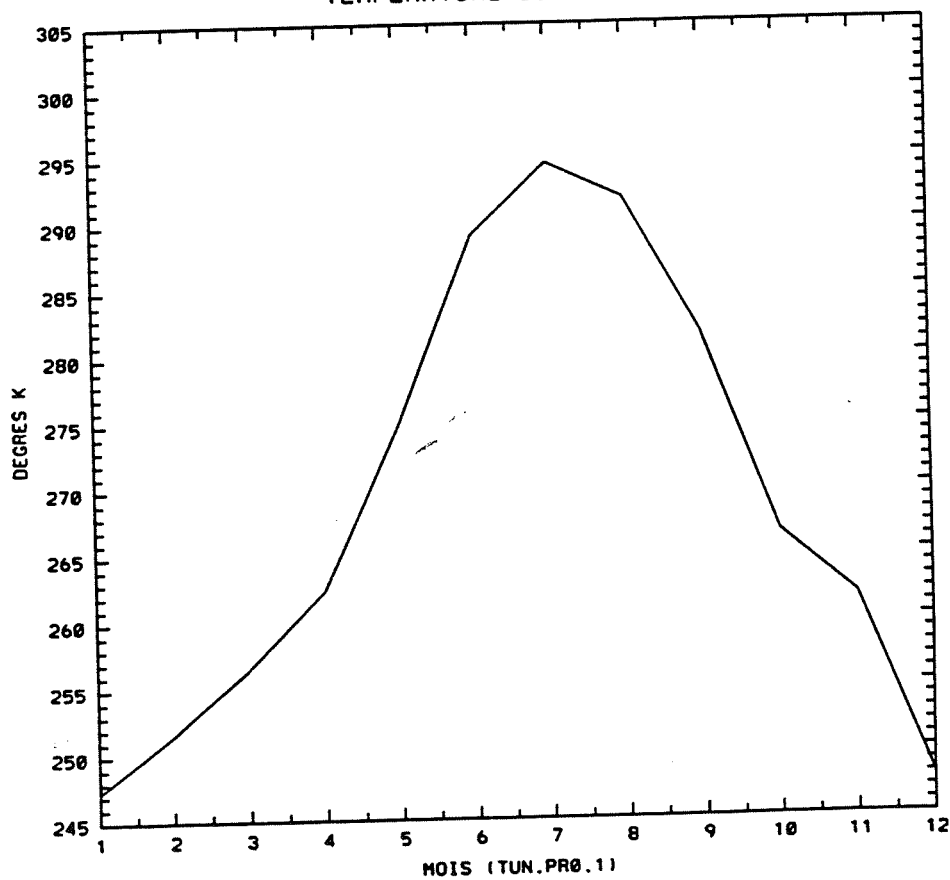


Figure 20: Même légende que Figure 18 dans le cas de la toundra.

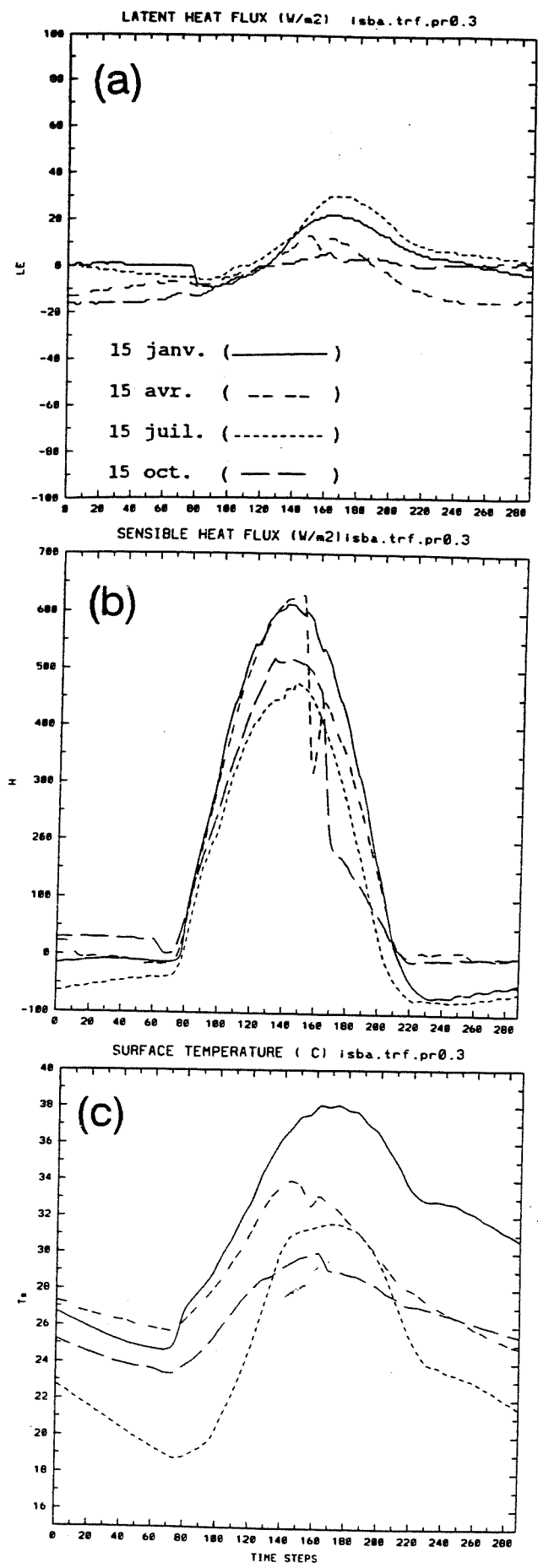


Figure 21: Expérience sans précipitation dans le cas de la forêt tropicale: Cycles diurnes du flux de chaleur latente (a), du flux de chaleur sensible (b) et de la température de surface (c) les 15 janvier (traits continus), 15 avril (tiretés courts), 15 juillet (tiretés longs) et 15 octobre (tiretés mixtes) de la dixième année d'intégration.

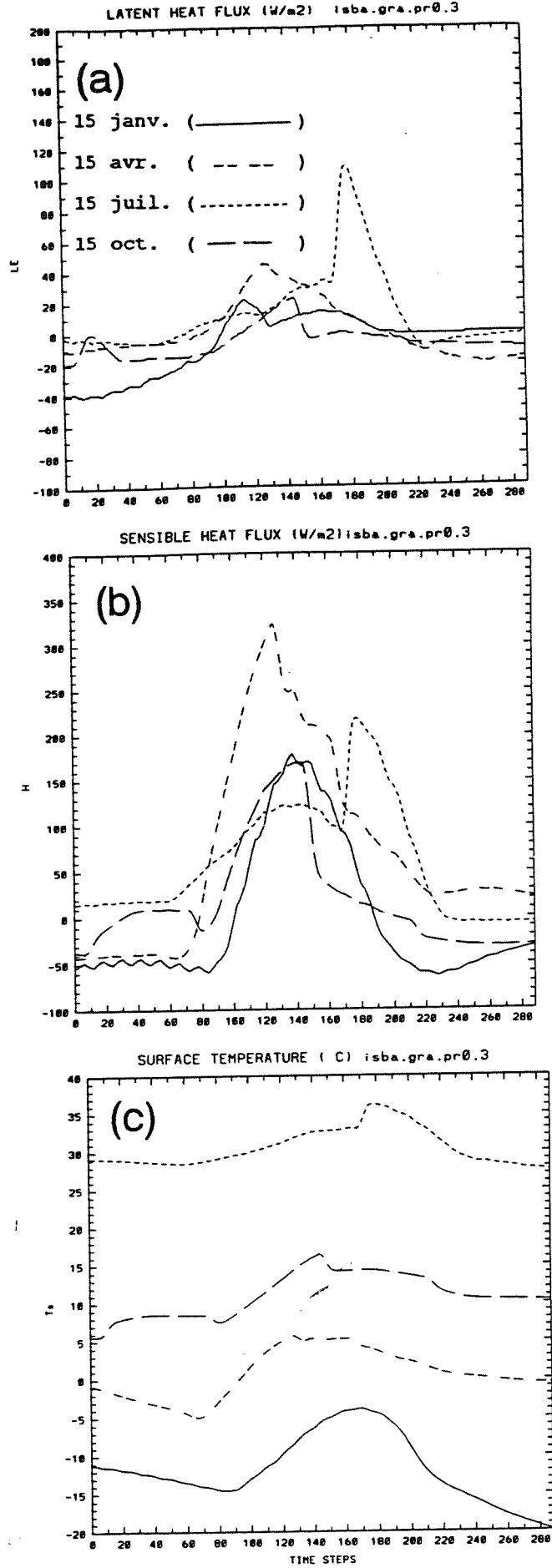


Figure 22: Même légende que Figure 21 mais dans le cas de la prairie et pour la cinquième année d'intégration.

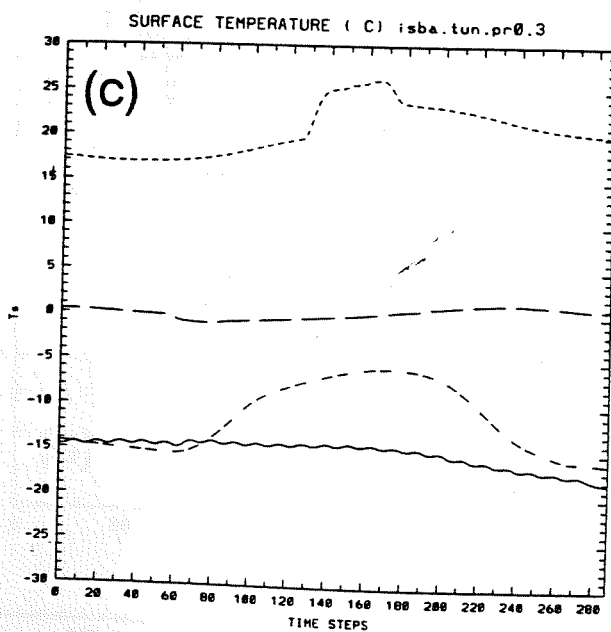
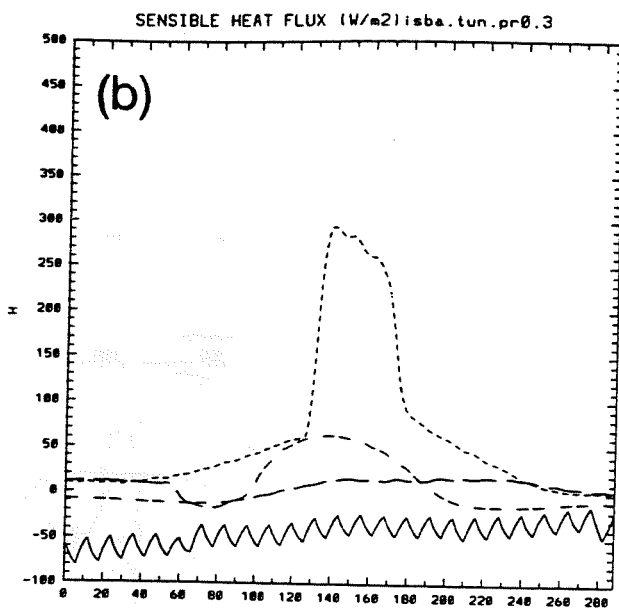
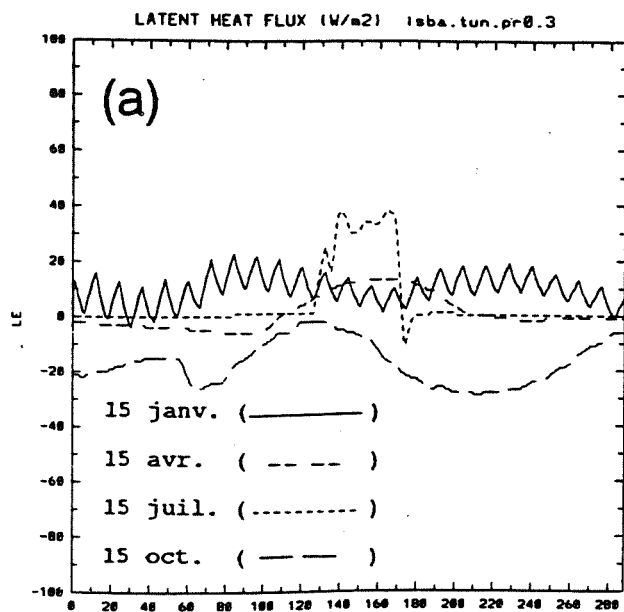


Figure 23: Même légende que Figure 21 mais dans le cas de la toundra et pour la cinquième année d'intégration.

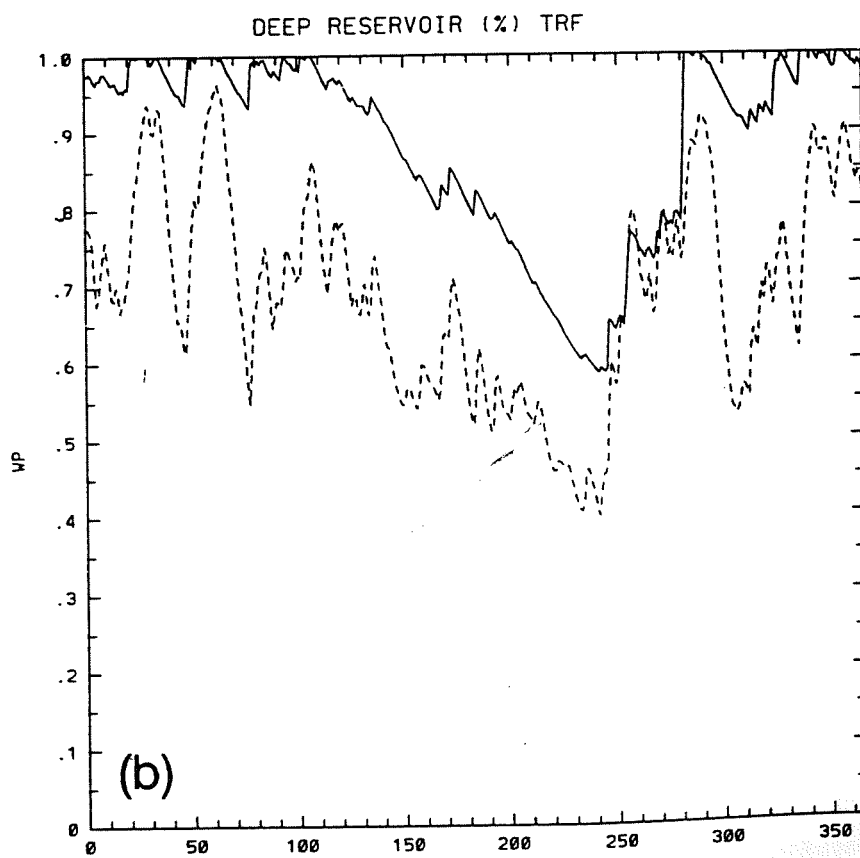
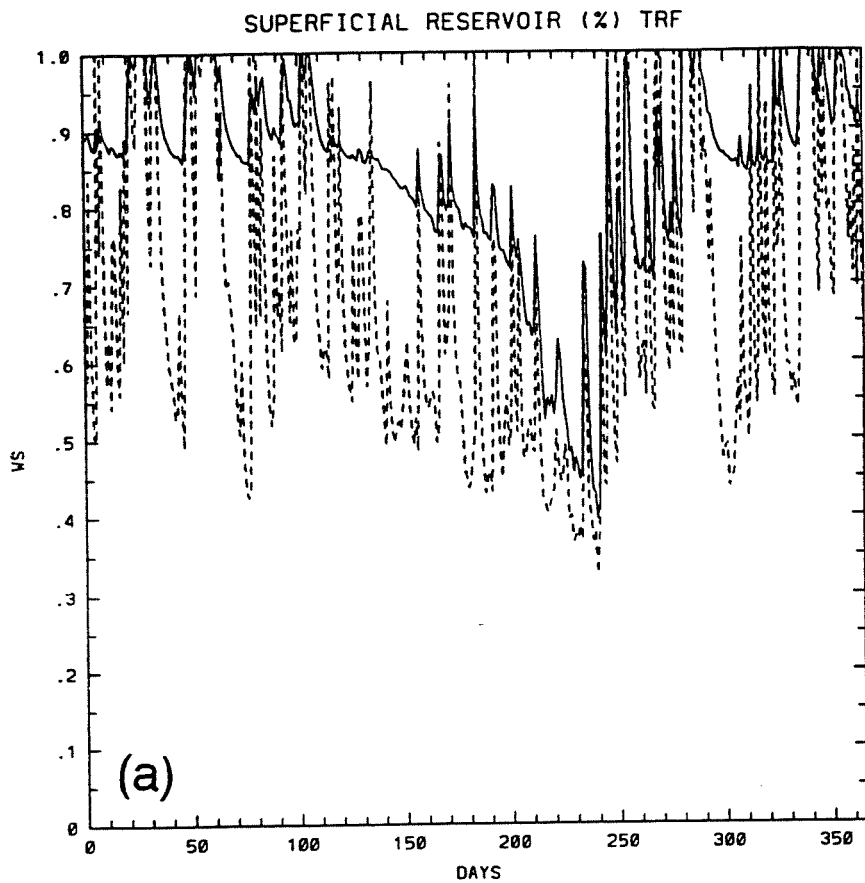
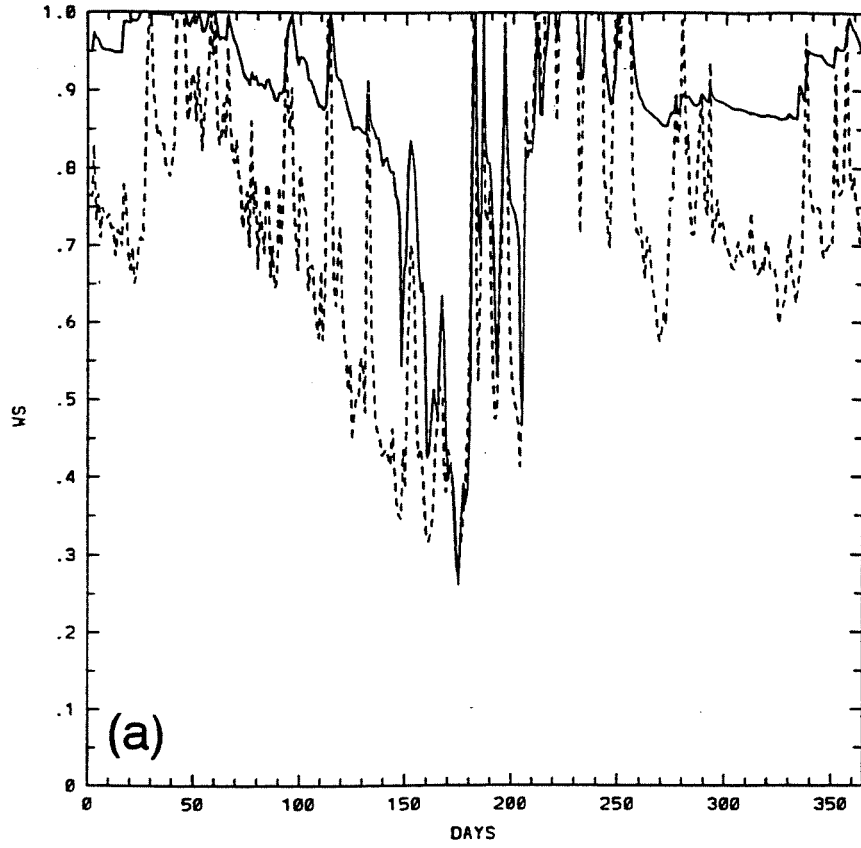


Figure 24: Comparaison des schémas ISBA et ASTEC (schéma opérationnel de Météo-France) dans le cas de la forêt tropicale. Evolution des réservoirs superficiel (a) et profond (b) prévus par ISBA (trait continu) et ASTEC (tiretés).

SUPERFICIAL RESERVOIR (%) GRA



DEEP RESERVOIR (%) GRA

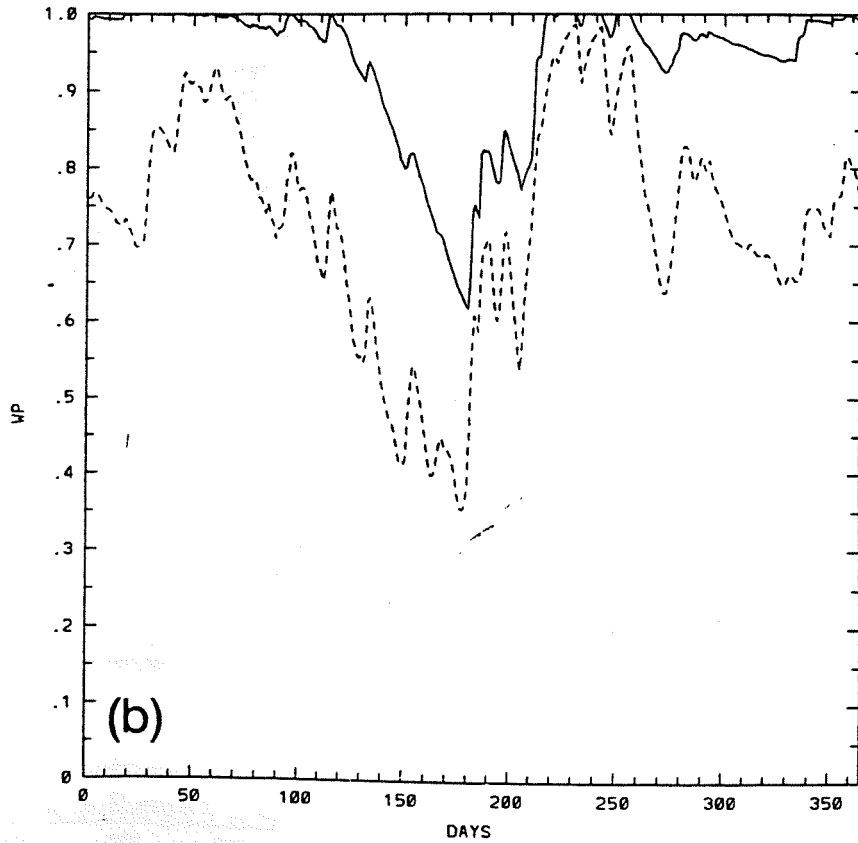


Figure 25: Même légende que Figure 24 mais dans le cas de la prairie.

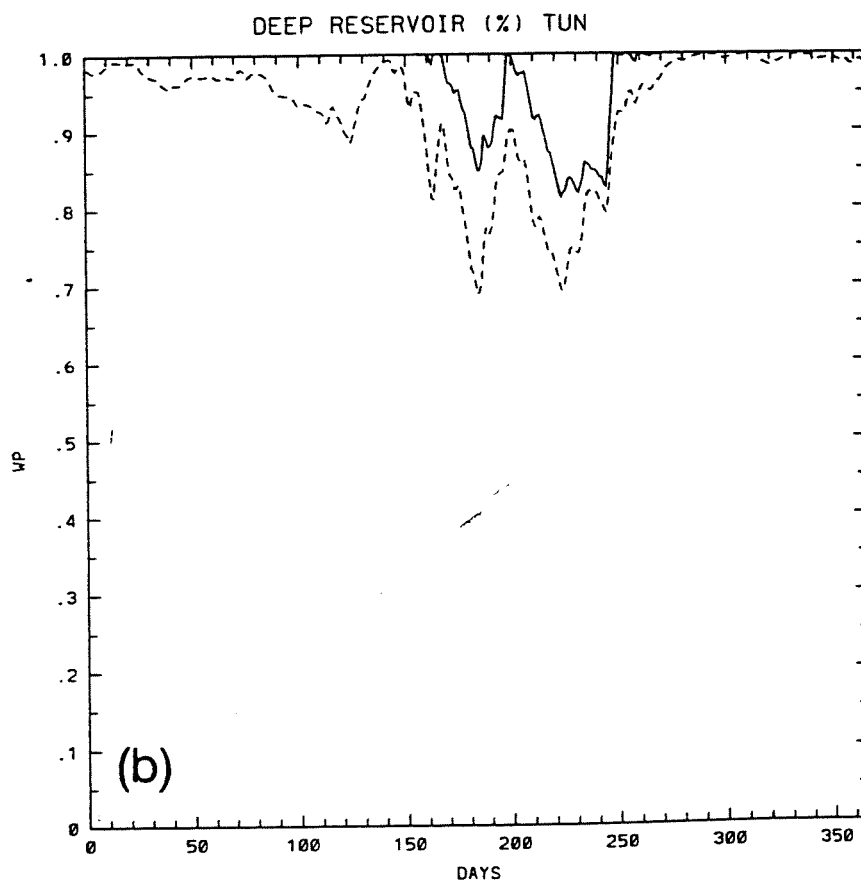
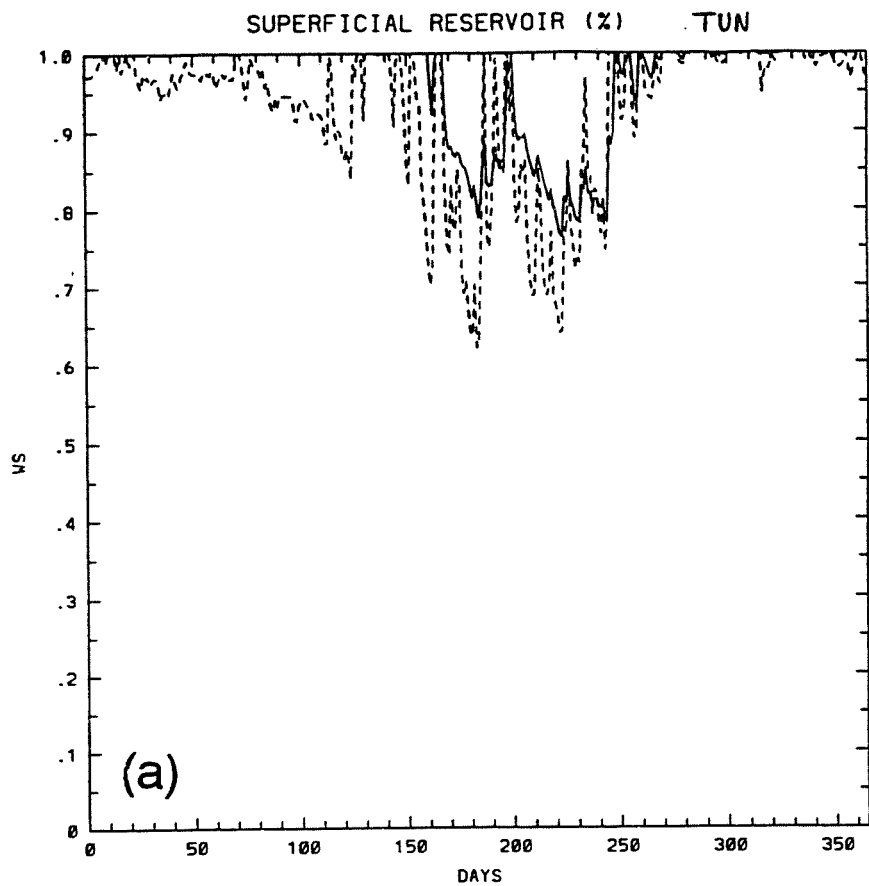


Figure 26: Même légende que Figure 24 mais dans le cas de la toundra.



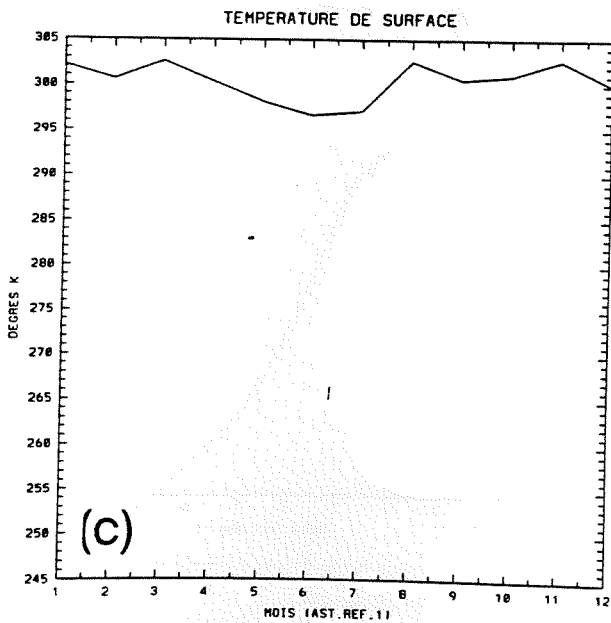
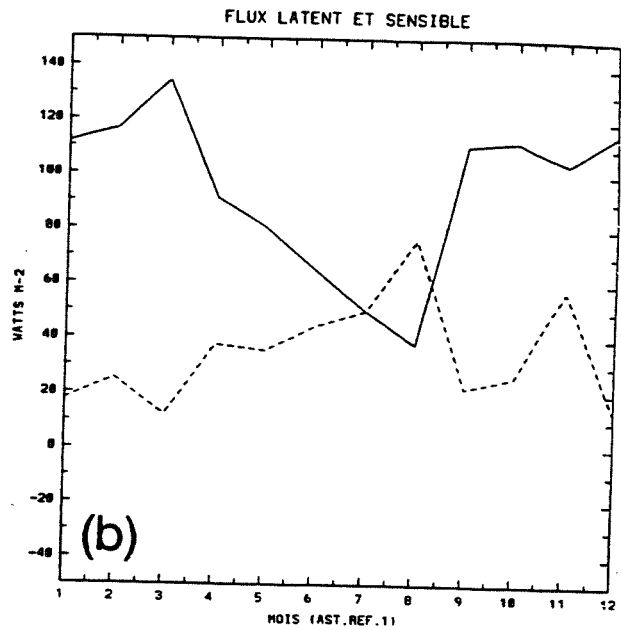
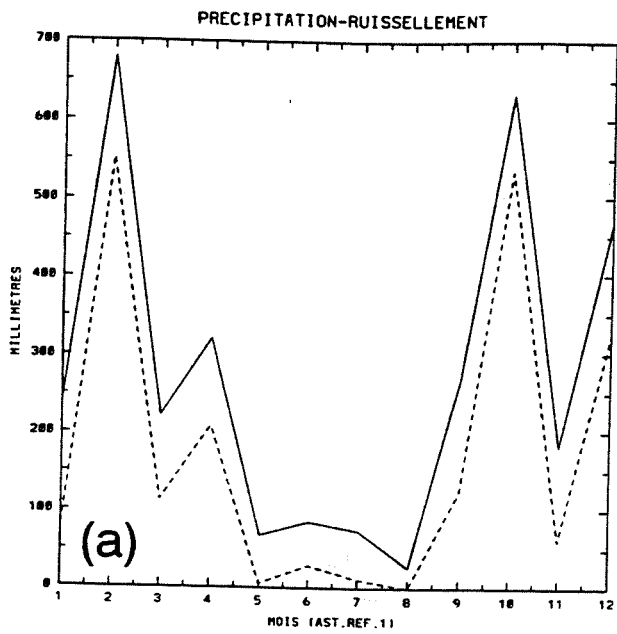


Figure 27: Expérience de contrôle avec ASTEC dans le cas de la forêt tropicale. Même légende qu'à la Figure 8 (expérience de contrôle avec ISBA)

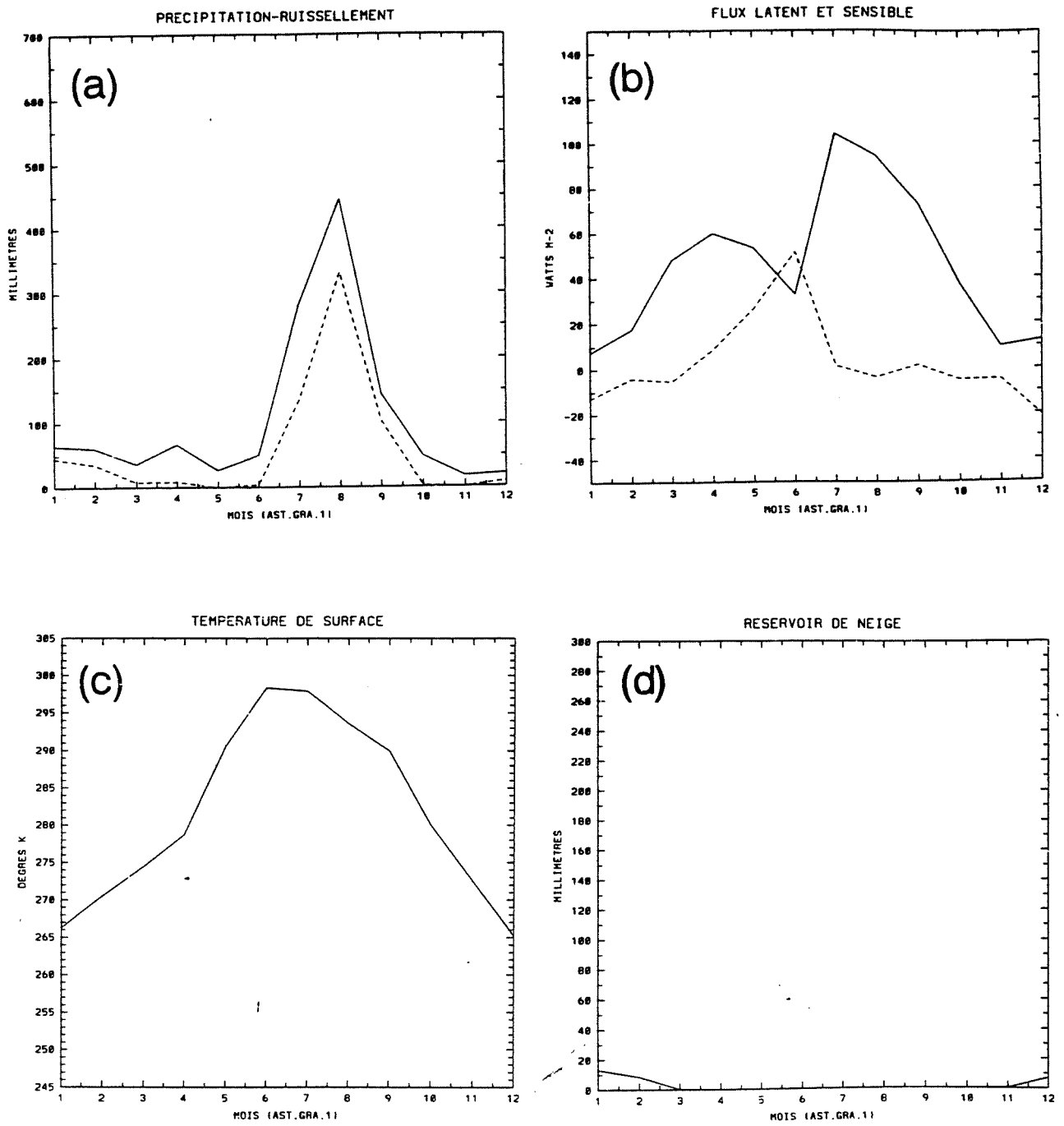


Figure 28: Même légende que Figure 27 mais dans le cas de la prairie.

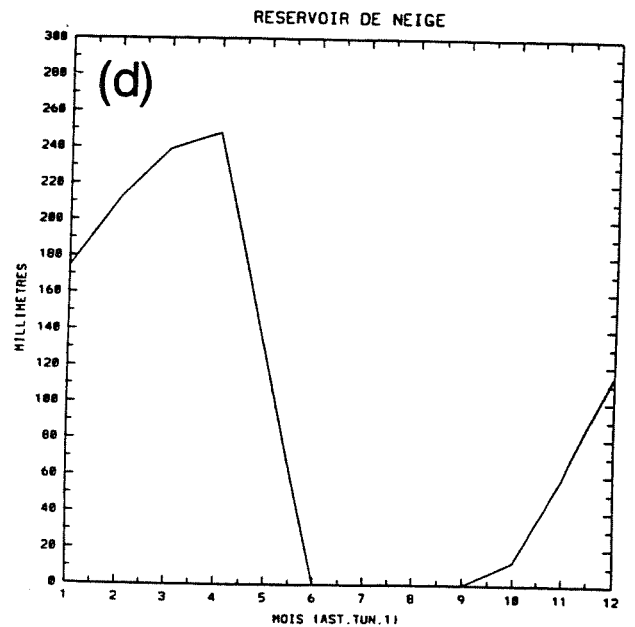
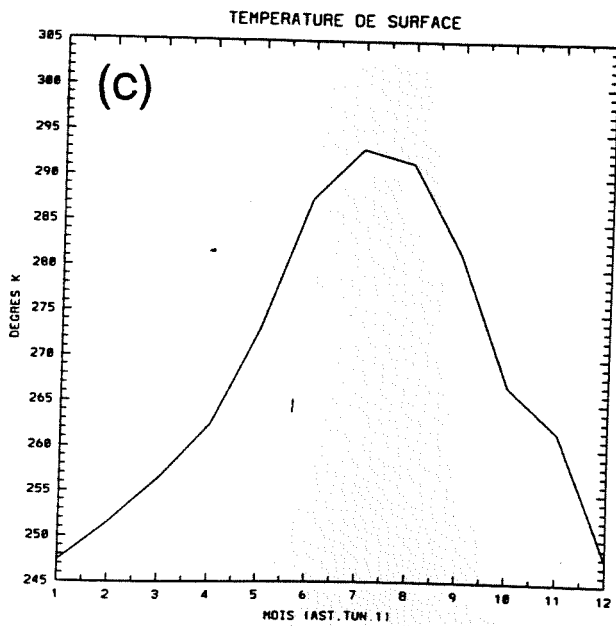
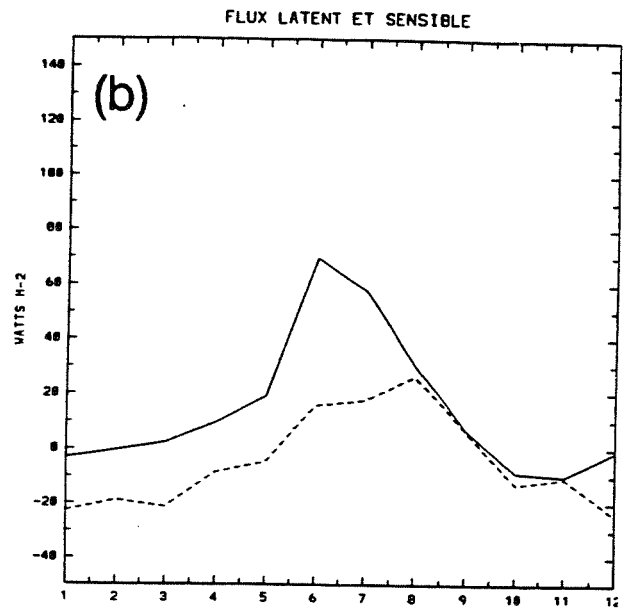
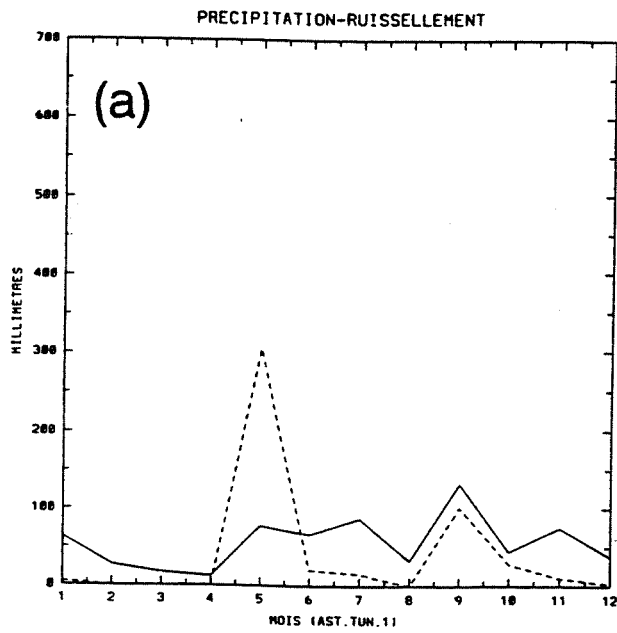


Figure 29: Même légende que Figure 27 mais dans le cas de la toundra.