



HAL
open science

Étude de sensibilité d'un modèle d'interface sol-atmosphère

Jean-François Mahfouf

► **To cite this version:**

Jean-François Mahfouf. Étude de sensibilité d'un modèle d'interface sol-atmosphère. Note I.O.P.G. n°77, Institut et Observatoire de Physique du Globe du Puy de Dôme. 1984, pp.67. hal-04756200

HAL Id: hal-04756200

<https://hal.science/hal-04756200v1>

Submitted on 28 Oct 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

 i.n.a.g.

université
de
clermont II



INSTITUT ET OBSERVATOIRE
DE PHYSIQUE DU GLOBE
DU PUY DE DOME

ÉTUDE DE SENSIBILITÉ D'UN MODÈLE D'INTERFACE SOL-ATMOSPHÈRE

par

Jean-François MAHFOUT

Note I.O.P.G. n° 77

Novembre 1984

OBSERVATOIRE DU PUY DE DOME
12, AVENUE DES LANDAIS
63000 CLERMONT-FERRAND

CENTRE DE RECHERCHES ATMOSPHERIQUES
CAMPISTROUS - CIDEX B 47
65300 LANNEMEZAN

ISSN 0241-6026

INSTITUT ET OBSERVATOIRE DE PHYSIQUE DU GLOBE DU PUY DE DOME

ETUDE DE SENSIBILITE D'UN MODELE D'INTERFACE SOL-ATMOSPHERE

par

Jean-François MAHFOUF

Note I.O.P.G. n° 77

Novembre 1984

S O M M A I R E

	Pages
I.- INTRODUCTION	1
II.- PRESENTATION DU MODELE NUMERIQUE	4
A.- Modèle atmosphérique	4
B.- Modèle de sol nu	4
1.- Flux turbulents atmosphériques	5
2.- Flux dans le sol	6
III.- TESTS DE SENSIBILITE SUR SOL NU	13
A.- Conditions initiales	14
B.- Conditions à l'interface	15
C.- Présentation des résultats	17
1.- Comportement global du modèle	19
2.- Influence du contenu en eau initial du sol	24
3.- Influence du type de sol	28
4.- Influence d'un épisode pluvieux	34
D.- Conclusion	39
IV.- PRESENTATION DE LA PARAMETRISATION DE LA VEGETATION	40
A.- Bilan d'énergie au niveau du couvert végétal	40
B.- Caractéristiques de l'air dans la végétation	42
C.- Flux de chaleur sensible et latente de la végétation	43
D.- Prise en compte des précipitations	45
E.- Prise en compte de la végétation dans les équations pronostiques du sol et à l'interface	45
1.- Equation de diffusion de l'eau dans le sol	45
2.- Bilans d'énergie et de masse au sol	46

	Pages
V.- SENSIBILITE DU MODELE A LA PRESENCE D'UNE COUCHE DE VEGETATION	49
A.- Comportement général de la paramétrisation	49
B.- Influence d'un épisode pluvieux	50
C.- Conclusion	55
 CONCLUSION	 56
 ANNEXE : Méthodes numériques	 58 à 65
 BIBLIOGRAPHIE	 66



1. - INTRODUCTION

La météorologie à mésoéchelle des basses couches de la troposphère est marquée par des variations importantes des quantités moyennes (température, humidité, vitesse) et des flux (chaleur sensible et latente, quantité de mouvement) à des échelles temporelles et spatiales pouvant être inférieures à quelques dizaines de minutes et à quelques kilomètres. La modélisation numérique de ces variations présenterait un grand intérêt aussi bien pour la prévision des conditions atmosphériques locales que pour une compréhension précise des écoulements météorologiques à mésoéchelle. Compte tenu de la bonne résolution temporelle, du grand nombre de niveaux possibles selon la verticale et de la prise en compte réaliste de la topographie, les modèles météorologiques à mésoéchelle semblent a priori aptes à décrire ces fluctuations lorsqu'ils sont dotés de paramétrisations de la couche limite planétaire et de l'interaction sol-atmosphère.

Les dernières années ont vu plusieurs tentatives dans cette direction. L'évolution à mésoéchelle du cycle diurne de la couche limite a été abordée par Pielke et Mahrer (1975), Anthes, Seaman et Warner (1980) et Mc Nider et Pielke (1981) à l'aide d'une équation d'évolution de son épaisseur z_1 , associée à des coefficients d'échange de type O'Brien (1971). Des modélisations plus élaborées utilisant des équations d'énergie cinétique turbulente ont été considérées par Sun et Ogura (1979) et Therry et Lacarrère (1983). Les échanges entre le sol et l'atmosphère ont d'abord été introduits de manière très schématique par des forcages analytiques simples (Pielke, 1974).

Des formulations plus réalistes basées sur l'écriture du bilan d'énergie à la surface du sol ont ensuite été utilisées à mésoéchelle par Mahrer et Pielke (1977). Plus récemment, Gannon (1978), puis Mc Cumber (1981) ont proposé des schémas prenant en compte la diffusion de l'eau dans le sol et certains effets de la végétation. La plupart de ces études récentes ont montré que l'épaississement et la structure de la couche limite atmosphérique sont affectées plus ou moins directement par l'humidité du sol, l'évapotranspiration et la végétation. En associant des paramétrisations du sol, de la couche limite et de la convection nuageuse, Garrett (1982) a montré que l'humidité du sol et la végétation peuvent affecter indirectement le développement des nuages et donc des précipitations par l'intermédiaire d'une modification de l'épaississement diurne de la couche limite planétaire. La couverture nuageuse pouvant en retour contrôler les bilans des rayonnements solaire et infra-rouge au niveau du sol, il apparaît ainsi que des équilibres complexes peuvent se constituer et leur étude commence à être à la portée des modèles météorologiques à mésoéchelle.

L'objet de ce rapport est d'aborder la seconde étape d'un travail visant à améliorer sensiblement la physique des paramétrisations contrôlant la basse troposphère dans le modèle météorologique à mésoéchelle du LAMP. Une paramétrisation du comportement thermohydrique du sol et de la végétation, adaptée à l'échelle de résolution du modèle est décrite et des résultats préliminaires sont présentés. Ce travail s'inscrit dans le cadre de l'effort réalisé par la Météorologie Nationale et le PNEDC pour accomplir dans les prochaines années dans le Sud-Ouest de la France une grande campagne consacrée à l'étude du bilan hydrique à mésoéchelle (Projet HAPEX - Mobilhy) qui nous ouvre l'accès à des possibilités de validations expérimentales. Il prolonge le travail sur la paramétrisation de l'évolution diurne de la couche limite planétaire, utilisant la méthode de Therry et Lacarrère (1983), qui a fait l'objet d'un rapport précédent (Mahfouf, 1984).

Deux voies s'offraient à nous pour développer une paramétrisation des échanges thermo-hydriques entre le sol et l'atmosphère. L'approche la plus simple et la moins coûteuse en temps de calcul, divise le sol en deux réservoirs, l'un superficiel et l'autre profond pour décrire son comportement thermique et hydrique.

Cette méthode a été utilisée par Deardorff (1977) et récemment par Mahrt et Pan (1984). L'autre approche, plus coûteuse, fait usage d'un plus grand nombre de niveaux dans le sol (disposés suivant une répartition d'allure logarithmique) pour décrire les mouvements de l'eau (infiltration, extraction racinaire) et la diffusion de la chaleur dans le sol. Nous avons retenu cette méthode pour plusieurs raisons. En premier lieu, elle s'appuie sur des données expérimentales disponibles pour toute la gamme des sols de la classification texturale américaine (Clapp et Hornberger, 1978). Son utilisation sur des sites variés est donc relativement aisée. Au contraire, les constantes utilisées dans les modèles plus simples sont délicates à calibrer par défaut de données expérimentales appropriées. En second lieu, cette approche semble apte à décrire de manière assez réaliste l'interaction du sol et des précipitations, ainsi que les mécanismes d'assèchement. Compte tenu des conclusions de Garrett (1982), soulignant l'importance de l'humidité du sol dans le développement de la convection diurne et aussi de l'accent mis par ailleurs dans notre groupe sur l'étude des phénomènes précipitants et nuageux, cet argument nous a semblé décisif. En ce qui concerne la paramétrisation de la végétation, nous avons fait usage de la méthode proposée par Deardorff (1978). Cette méthode est relativement simple à mettre en oeuvre, une seule couche de végétation étant considérée. Elle fait usage de paramètres (type de végétation, indice foliaire moyen....) dont le niveau de complexité semble à la portée des expériences envisagées pour les prochaines années à mésoéchelle.

Le rapport est divisé en cinq chapitres. Les chapitres II et IV décrivent respectivement les paramétrisations retenues pour le sol nu et la végétation. Les chapitres III et V donnent les résultats de tests de sensibilité réalisés sur sol nu et en présence de végétation ; ces tests incluent l'étude d'un épisode pluvieux schématisé. Les méthodes numériques sont décrites en annexe.

II.- PRESENTATION D'UN MODELE NUMERIQUE

Nous nous limiterons à décrire en détails la paramétrisation du sol, puis celle de la végétation.

A. Modèle atmosphérique

La partie atmosphérique du modèle gère les équations d'évolution des variables suivantes : température potentielle, rapport de mélange de la vapeur d'eau, vent horizontal et énergie cinétique turbulente. La turbulence dans la couche limite planétaire est prise en compte par une équation d'énergie cinétique turbulente dont le formalisme est dû à Therry et Lacarrère (1983). Les flux dans la couche limite de surface sont obtenus par la théorie de similitude de Monin-Obukhov. La paramétrisation utilisée est celle de Louis (1979). Elle a été retenue car elle présente l'avantage d'exprimer explicitement les fonctions de stabilité.

B. Modèle de sol nu

Les paramétrisations de l'interface sol-atmosphère, qu'elles soient à deux réservoirs ou à plusieurs niveaux dans le sol ont pour but principal la détermination de la température et de l'humidité en surface qui sont calculés respectivement à partir des équations de conservation de l'énergie et la masse à l'interface sol-atmosphère. Avec la convention de signe telle que les flux dirigés vers le bas sont comptés positivement on écrit :

* Le bilan d'énergie à la surface du sol nu

$$\epsilon_g R_L \downarrow - \epsilon_g \sigma T_g^4 + (1 - a_g) R_S \downarrow + \rho L u^* q^* + \rho C_p u^* \theta^* - H_s = 0 \quad (1)$$

où ϵ_g et a_g représentent l'émissivité et l'albédo du sol, $R_S \downarrow$ et $R_L \downarrow$ les flux de rayonnement courte et grande longueur d'onde au niveau du sol et σ la constante de Stefan. Le quatrième et le cinquième terme désignent respectivement les flux turbulents en surface pour les chaleurs latente et sensible, H_s est le flux de chaleur dans le sol.

* Le bilan d'énergie de masse à la surface du sol nu

$$\rho_w P_g + \rho u^* q^* - W_s = 0 \quad (2)$$

P_g représente le taux de précipitation au sol, $\rho u^* q^*$ le flux turbulent cinématique d'humidité, W_s le flux d'humidité dans le sol et ρ_w la masse volumique de l'eau liquide.

1/ Flux turbulents atmosphériques

Les quantités turbulentes u^* , q^* et θ^* sont définies à partir des formules de Businger (1973) et écrites comme suit :

$$u^* = \frac{u_a}{F} \quad (3)$$

$$q^* = \frac{q_a - q(z_o)}{FG} \quad (4)$$

$$\theta^* = \frac{\theta_a - \theta(z_o)}{FG} \quad (5)$$

Les variables indicées "a" se rapportent au premier niveau atmosphérique au-dessus du sol (30 m), z_o représente la longueur de rugosité, F et FG sont des fonctions empiriques dépendant de la stabilité atmosphérique.

Les valeurs sous le niveau z_o sont reliées aux valeurs en surface, indicées "g", par une formule résultant des travaux de Zilitinkevich (1970) et

Deardorff (1974) pour la courbe limite laminaire :

$$\theta(z_0) = \theta_g + 0,0962 \frac{\theta^*}{k} \left(\frac{u^* z_0}{\nu} \right)^{0,45} \quad (6)$$

$$q(z_0) = q_g + 0,0962 \frac{q^*}{k} \left(\frac{u^* z_0}{\nu} \right)^{0,45} \quad (7)$$

où ν est la viscosité cinématique de l'air et k la constante de Von Karman.

2/ Flux dans le sol

Les équations (1) et (2) constituent un système d'équations implicites couplées dont les inconnues sont la température et le rapport de mélange en surface θ_g et q_g . Les variables dynamiques et thermodynamiques au niveau anémométrique sont calculées par le modèle atmosphérique, les flux de rayonnement courte et grande longueur d'onde, ainsi que le taux de précipitations sont des données d'entrée du modèle unidimensionnel. Les flux H_s et W_s sont fournis par la paramétrisation du sol comme fonction de son état thermique et hydrique.

a) température dans le sol

L'évolution de la température dans le sol est déterminée par l'équation de diffusion suivante :

$$C \frac{\partial T_s}{\partial t} = - \frac{\partial H_s}{\partial z} \quad (8)$$

H_s est le flux vertical de chaleur dans le sol exprimé par la loi de Fourier

$$H_s = - \lambda \frac{\partial T_s}{\partial z} \quad (9)$$

C est la capacité calorifique du sol par unité de volume ($J m^{-3} K^{-1}$) et λ sa conductivité thermique ($W m^{-1} K^{-1}$).

Le sol est supposé être composé de trois matériaux : l'air, l'eau et le matériau solide. L'eau est présente dans le sol sous forme de liquide et de vapeur en équilibre thermodynamique et on désigne par η sa fraction en volume ($m^3 m^{-3}$) et η_s sa valeur à saturation (porosité). Dans ces conditions, on peut écrire sa capacité calorifique C sous la forme :

$$C = (1 - \eta_s) C_i + \eta C_w \quad (10)$$

C_i est la capacité calorifique du matériau solide et C_w celle de l'eau ($4,18 \times 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{K}^{-1}$). On néglige la capacité calorifique de l'air.

La conductivité thermique dépend fortement de l'état hydrique du sol, mais très peu de sa texture. A partir des données de Al Nakshabandi et Kohnke (1965), Mc Cumber et Pielke (1981) ont fourni une expression analytique reliant la conductivité thermique au potentiel hydrique défini plus loin

$$\lambda = \begin{cases} 419 \exp - [P_f + 2,7] & P_f \leq 5,1 \\ 0,172 & P_f > 5,1 \end{cases}$$

où P_f est le logarithme décimal du potentiel hydrique.

L'équation de diffusion de la chaleur dans le sol s'écrit, d'après (8) et (9)

$$C \frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T_s}{\partial z} \right) \quad (11)$$

La résolution de cette équation avec une condition à la limite inférieure adéquate permet ainsi la détermination du flux de chaleur dans le sol au niveau de l'interface.

b) humidité dans le sol

C'est l'état hydrique du sol, caractérisé par sa teneur en eau volumique η , qui conditionne l'humidité atmosphérique au niveau de l'interface. La teneur en eau dans le sol η est régie par l'équation d'évolution (Philip, 1957)

$$\rho_w \frac{\partial \eta}{\partial t} = - \frac{\partial W_s}{\partial z} \quad (12)$$

W_s est le flux vertical d'humidité dans le sol exprimé par la loi de Darcy

$$W_s = - \rho_w K_\eta \frac{\partial}{\partial z} (\psi + z) \quad (13)$$

ψ est le potentiel hydrique caractéristique de l'état énergétique de l'eau du sol ($\rho_w g \psi$ représente la quantité d'énergie qu'il faut fournir pour extraire un volume d'eau unité, lié au sol par les forces de capillarité et d'adsorption).

z est le potentiel gravitationnel ($\rho_w g z$ représente l'énergie à fournir contre la force de gravité).

K_η est la conductivité hydraulique du sol ($m s^{-1}$) du sol, elle caractérise son aptitude à laisser circuler l'humidité

Le flux d'humidité W_s peut se réécrire, tenant compte du fait que ψ est une fonction de η

$$W_s = - D_\eta \rho_w \frac{\partial \eta}{\partial z} - K_\eta \rho_w \quad (14)$$

où $D_\eta = K_\eta (\partial \psi / \partial \eta)$ est la diffusivité hydraulique ($m^2 s^{-1}$)

Les équations (12) et (14) conduisent à l'équation d'évolution suivante pour η

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_\eta \frac{\partial \eta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K_\eta}{\partial z} \quad (15)$$

Il faut noter plusieurs simplifications par rapport à la théorie de Philip. La diffusion de l'eau dans le sol sous forme vapeur est négligée (équation (13)) : par conséquent on ne prend pas en compte les éventuels apports de chaleur liés aux changements de phase de l'eau dans le sol (équation (9)). Cette approximation se justifie tant que le sol n'est pas très sec (humidité relative supérieure à 15 % pour du limon d'après Deardorff (1977)). De plus, le potentiel hydrique n'est supposé être fonction que de l'humidité du sol et ne pas dépendre de sa température (équation (14)), dans le but de réduire le nombre de paramètres (mal connus) caractéristiques d'un sol.

Pour résoudre l'équation de diffusion (15), on doit connaître les relations entre d'une part le potentiel hydrique et l'humidité du sol et d'autre part la conductivité hydraulique et l'humidité du sol. Les données expérimentales permettent d'ajuster des courbes analytiques pour la détermination de ces relations. Cependant certaines difficultés sont à noter. Tout d'abord, il n'y a pas de relations biunivoques entre ces variables du fait de l'existence d'un phénomène d'hystéresis (fig. 1a). De plus la forme des courbes ne permet pas un ajustement en loi de puissance simple. Garrett (1978) a ajusté ces courbes à l'aide de fonctions exponentielles par morceaux, mais pour un seul type de sol uniquement (Yolo light clay). Clapp et Hornberger (1978) proposent pour caractéristique de l'humidité du sol $\psi = \psi(\eta)$ une courbe en puissance complétée par une section de parabole près de la saturation (fig. 1b). La formulation de Mc Cumber et Pielke (1981), que nous avons retenue, présente l'avantage d'être simple, mais elle conduit à un mauvais accord au voisinage de la saturation. Les relations d'état s'écrivent :

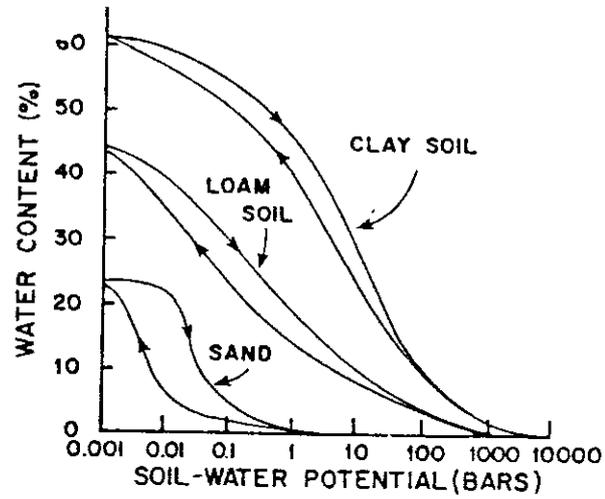


Figure 1.a. - Courbes reliant le potentiel hydrique au contenu en eau pour divers types de sols (d'après Gannon, 1978)

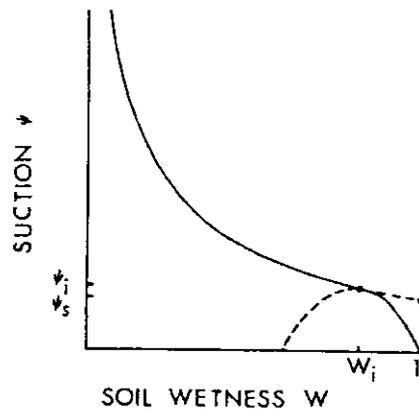


Figure 1.b. - Courbes d'ajustement pour $\psi = \psi(\eta)$ proposée par Clapp et Hornberger (1978) représentée en trait continu

$$\psi = \psi_s \left(\frac{\eta}{\eta_s} \right)^b \quad (16)$$

$$K_{\eta_s} = K_{\eta_s} \left(\frac{\eta}{\eta_s} \right)^{2b+3} \quad (17)$$

$$D_{\eta} = - \frac{b K_{\eta_s} \psi_s}{\eta} \left(\frac{\eta}{\eta_s} \right)^{b+3} \quad (18)$$

L'exposant b , ainsi que les valeurs ψ_s , K_{η_s} et η_s se réfèrent à la saturation et diffèrent suivant la texture du sol. Clapp et Hornberger (1978) ont fourni les valeurs de ces coefficients pour tous les types des sols de la classification texturale américaine (tableau 1). La disponibilité de relations d'état valables pour un grand nombre de classes de sol différents est un avantage très important en faveur de la formulation de Mc Cumber par rapport à des modèles comme ceux de Sasamori (1970) ou Garret (1978) ne comportant de relations d'état que pour un seul type de sol.

A l'interface sol-atmosphère, il y a équilibre thermodynamique entre les phases liquide et vapeur de l'eau. Soit un volume d'air à la température T_g sous la pression de vapeur d'eau p on définit le potentiel thermodynamique ψ_a de la vapeur d'eau comme suit

$$\psi_a = \frac{R_v T_g}{g} \text{Log} \frac{p}{p_s(T_g)} \quad (19)$$

où R_v est la constante des gaz relative à la vapeur d'eau

La continuité du potentiel thermodynamique à la traversée de l'interface s'exprime par

$$\psi_a = \psi_g \quad (20)$$

où ψ_g est le potentiel hydrique du sol au niveau de la surface.

D'après les relations (19) et (20), l'humidité relative h est reliée au potentiel hydrique ψ_g par la relation :

$$h = \exp \frac{\psi_g}{\frac{R_v T_g}{g}} \quad (21)$$

On observe que si l'on connaît la valeur ψ_g , calculé à partir de l'équation de diffusion de η et de la relation (16), ainsi que la valeur de T_g , le rapport de mélange

Type de sol	η_s	ψ_s (m)	K_{η_s} (ms^{-1})	b	η_{wilt}	C_i ($\text{J/m}^3/\text{K}$)
sable	0,395	- 0,121	$1,76 \times 10^{-4}$	4,05	0,00677	$1,463 \times 10^6$
sable limoneux	0,410	- 0,09	$1,563 \times 10^{-4}$	4,38	0,0750	$1,404 \times 10^6$
limon sableux	0,435	- 0,218	$3,41 \times 10^{-5}$	4,90	0,1142	$1,342 \times 10^6$
limon fin	0,485	- 0,786	$7,2 \times 10^{-6}$	5,30	0,1794	$1,271 \times 10^6$
limon	0,451	- 0,478	$7,0 \times 10^{-6}$	5,39	0,1547	$1,212 \times 10^6$
limon sablo-argileux	0,420	- 0,299	$6,3 \times 10^{-6}$	7,12	0,1749	$1,175 \times 10^6$
limon fin argileux	0,477	- 0,356	$1,7 \times 10^{-6}$	7,75	0,2181	$1,317 \times 10^6$
limon argileux	0,476	- 0,630	$2,5 \times 10^{-6}$	8,52	0,2498	$1,225 \times 10^6$
argile sableuse	0,426	- 0,153	$2,2 \times 10^{-6}$	10,40	0,2193	$1,175 \times 10^6$
argile limoneuse	0,492	- 0,490	$1,0 \times 10^{-6}$	10,40	0,2832	$1,15 \times 10^6$
argile	0,482	- 0,405	$1,3 \times 10^{-6}$	11,40	0,2864	$1,089 \times 10^6$
Fourbe	0,863	- 0,356	$8,0 \times 10^{-6}$	7,75	0,3947	$0,836 \times 10^6$

Tableau 1.- Paramètres pédologiques en fonction de 11 classes de sol. Le contenu en eau du point de flétrissement (η_{wilt}) correspond à une succion de 15 bars. C_i est la capacité calorifique du matériau solide. Ces valeurs sont tirées de Mc Cumber (1980).

en surface est connu puisque :

$$q_g = h q_{\text{sat}} (T_g) \quad (22)$$

Finalement, la détermination de la température et du rapport de mélange en surface permettant le calcul des flux de chaleur et d'humidité à la base de l'atmosphère, se ramènent à la résolution d'un bilan d'énergie et d'un bilan de masse à l'interface, ces derniers nécessitant la connaissance de la température et de la teneur en eau dans le sol décrites au moyen des équations de diffusion (11) et (15).

°°

III.- TESTS DE SENSIBILITE SUR SOL NU

Pour valider une paramétrisation des échanges entre le sol et l'atmosphère il faut avoir recours à des données concernant à la fois le sol et la base atmosphère et constituant un ensemble cohérent. Dans le cas qui nous intéresse, il faut en outre, que ces données soient représentatives des conditions moyennes à mésoéchelle, c'est-à-dire sur des carrés d'environ $10 \times 10 \text{ km}^2$. En pratique, on trouve assez facilement des données de l'un ou l'autre type représentatives à l'échelle locale (micrométéorologiques). On trouve également des mesures locales atmosphériques dans la couche limite de surface associées à des mesures thermiques et hydriques dans le sol. Mais il est à peu près impossible actuellement de trouver des données représentatives de la méséo-échelle à l'intérieur du sol. L'objectif essentiel du programme Bilan Hydrique du PNEDC est d'ailleurs de constituer un jeu de données de référence dans ce domaine.

En l'absence de ces données, nous avons choisi provisoirement de comparer nos résultats aux simulations réalisées par Mc Cumber (1981) à partir de mesures faites indépendamment dans l'atmosphère (Floride 1973) et dans le sol (O'Neill, 1957). Bien qu'incomplets ces essais ont pour but de déterminer la sensibilité de notre méthode vis à vis de différents paramètres ajustables et de contrôler qualitativement l'accord entre nos calculs et les travaux antérieurs. Les conclusions que nous attendons de ces comparaisons n'auront donc pas une portée générale et/ou définitive.

A. Conditions initiales

Les profils initiaux en température, vent et humidité sont présentés sur le tableau 2. Ils correspondent au radiosondage du 17 juillet 1973 à 7 h LST à Miami. Les profils initiaux dans le sol pour T_g et q sont différents pour chaque simulation et seront précisés pour chacune d'elles. Toutes les simulations sont effectuées à partir de 5 h LST pour une durée de 24 heures. Les différentes constantes caractérisent le sol et l'état initial de l'atmosphère sont présentées sur le tableau 3.

Z en m	T en K	q en g/kg	u en m/s	v en m/s
6000	326,2	03,0	- 4,00	- 2,50
5000	323,5	03,5	- 2,00	- 1,02
4000	318,9	02,6	- 2,80	0
3000	313,5	05,4	- 4,00	0
2000	308,5	07,6	- 4,00	0
1200	305,0	09,2	- 4,29	1,56
700	301,5	15,0	- 5,64	2,05
300	300,0	19,7	- 6,03	0,42
100	299,8	22,0	- 5,64	0,30
50	299,7	22,6	- 5,39	0,28
30	299,6	23,2	- 5,14	0,27
0	299,5	23,2	0	0

Tableau 2. - Profils initiaux dans l'atmosphère
(cas du 17 juillet 1973 à 7 h LST à Miami)

Paramètres	
Pression en surface p_s	1018 mb
Rapport de mélange en surface q_g	23g/kg
Hauteur initiale de la couche limite planétaire	150 m
Longueur de rugosité z_o	4 cm
Emissivité du sol ϵ_g	1

*Tableau 3.- Constantes utilisées pour l'initialisation du modèle
(cas du 17 juillet 1973 à 7 h LST à Miami)*

B. Conditions à l'interface

Les flux radiatifs descendants de courte et de grande longueur d'onde au niveau du sol sont spécifiés à chaque pas de temps du modèle à partir des données radiatives empiriques typiques de la situation de ciel clair étudiée (Kondratyev, 1969). Les courbes d'évolution pour $R_{S\downarrow}$ et $R_{L\downarrow}$ sont données sur la figure 2, elles montrent une variation sinusoïdale pour $R_{S\downarrow}$ entre le lever et le coucher du soleil et une valeur constante pour $R_{L\downarrow}$. Cette prise en compte très schématique des termes de rayonnement sera améliorée ultérieurement

L'albédo du sol, a_g , permettant le calcul du rayonnement solaire réfléchi $R_{S\uparrow}$, varie avec l'angle zenithal et la teneur en eau du sol. Nous avons adopté les formules empiriques proposées par Mc Cumber et Pielke (1981) basées sur les données expérimentales de Idso et Coll. (1975).

$$a_g = a_s + a_n \quad (23)$$

$$\text{avec } \begin{cases} a_s = 0,31 - 0,34 \Delta & \text{si } \Delta < 0,5 \\ a_s = 0,14 & \text{si } \Delta > 0,5 \end{cases} \quad (24)$$

et $\Delta = \frac{\eta}{\eta_s}$ est la fraction d'humidité du sol

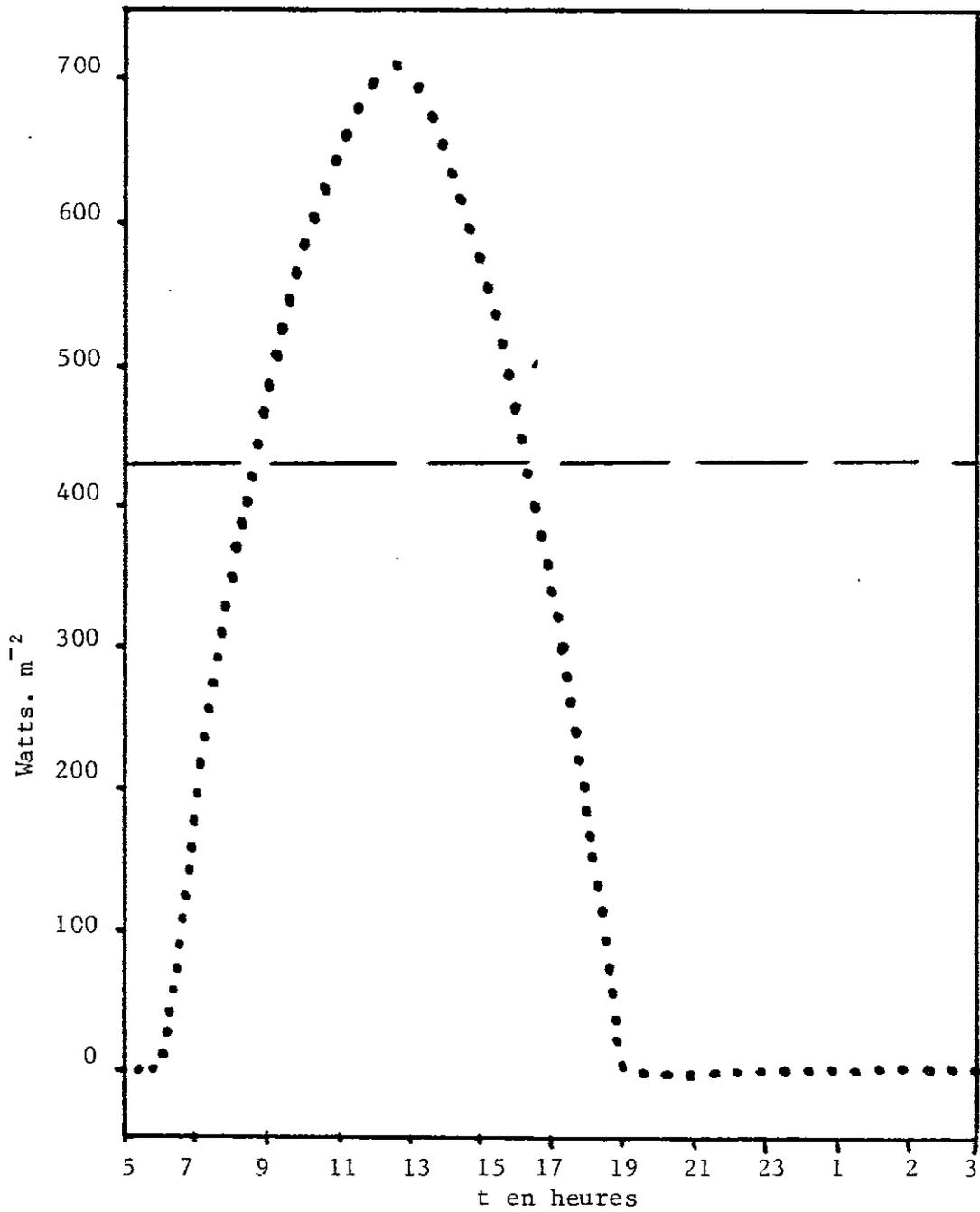


Figure 2.- Evolution des flux radiatifs visible (...) et infra-rouge (- -) imposés à l'interface au cours d'un cycle diurne

$$\text{et } a_n = 0,01 \left[\exp(0,003286Z^{1,5}) - 1 \right] \quad (25)$$

où Z est l'angle zénithal

Le modèle de couche limite atmosphérique ne prend pas en compte la formation d'eau liquide. Les précipitations sont imposées sous forme d'un taux horaire au niveau de l'interface. Cette simplification est acceptable dans un premier temps pour étudier qualitativement la réponse du sol.

C. Présentation des résultats

Le modèle a été confronté à différentes initialisations et conditions de forçage pour des types de sols variés. L'ensemble des tests effectués est regroupé dans le tableau 4. Les profils initiaux de la température et de l'humidité correspondant aux données expérimentales de O'Neill (Lettau et Davidson, 1957) sont reportés dans le tableau 5.

Numéro de test	1	2	3	4	5	6
Humidité dans le sol	Données d'O'Neill	Uniforme $\eta = 0,07$	Uniforme $\eta = 0,58$	Uniforme $\eta = 0,07$	Uniforme $\eta = 0,12$	Uniforme $\eta = 0,30$
Température dans le sol	Données d'O'Neill	Données d'O'Neill	Données d'O'Neill	Données d'O'Neill	Données d'O'Neill	Données d'O'Neill
Précipitations	néant	néant	néant	néant	1 mm/h entre 11 et 13 h	néant
Type de sol	Sable	Sable	Tourbe	Sable	Sable	Argile Sableuse

Tableau 4 : Tableau récapitulatif de l'ensemble des tests effectués sur sol nu.

Profondeur en cm	T_s en K	η en $m^3 m^{-3}$
0	301,03	0,120
0,5	301,17	0,120
1,5	301,54	0,117
3,0	301,98	0,109
5,0	302,98	0,093
8,0	302,81	0,086
12,0	302,70	0,083
18,0	304,99	0,083
26,0	305,03	0,083
36,0	305,28	0,083
48,0	305,59	0,083
62,0	304,33	0,083
79,0	303,31	0,083
100,0	303,08	0,083

Tableau 5 : Profils initiaux dans le sol, d'après les données de l'expérience O'Neill, Nebraska (Lettau et Davidson, 1957)

Avant d'effectuer des comparaisons entre les différentes simulations, il convient d'examiner les profils verticaux qui retracent l'évolution sur 24 heures de variables atmosphériques et dans le sol dans le cas de la simulation 6 du tableau 4.

L'intérêt de cet examen est double, tout d'abord vérifier le comportement correct de la méthode de résolution numérique des équations de diffusion dans le sol, ensuite s'assurer d'une réponse convenable des variables atmosphériques au forçage énergétique imposé en surface. Par la suite l'étude portera principalement l'évolution temporelle des variables (température, humidité, flux) à l'interface.

1. Comportement global du modèle

Les résultats présentés ici correspondent à un sol d'argile sableuse où la teneur en eau initiale est de $0,3 \text{ m}^3/\text{m}^3$ (cas 6 du tableau 4). Les profils verticaux dans le sol sont tracés toutes les deux heures sur chacune des figures présentées ; dans l'atmosphère la fréquence d'édition des résultats est de quatre heures.

La figure 3 représente l'évolution au cours d'un cycle diurne de la température dans le sol. On observe un échauffement important de la surface en cours de journée (figure 3a) qui gagne progressivement les couches plus profondes du sol, jusqu'à environ 40 cm, au delà, la température reste pratiquement enchangée. A partir de 17 h (deux heures après le maximum d'ensoleillement traduisant l'inertie thermique du sol) la surface du sol se refroidit rapidement d'où un flux de chaleur vers le haut qui provoque un refroidissement du sol profond (figure 3b).

Les figures 4a et b représentent l'évolution de l'humidité pendant la même période. Le sol est initialement assez humide sur toute son épaisseur ($\eta/\eta_s = 70 \%$). Au cours de la journée, on note un assèchement très important des premiers centimètres de sol, η en surface passant de $0,3 \text{ m}^3/\text{m}^3$ à une valeur moitié à midi. Au delà d'une quinzaine de centimètres, le profil initial n'est pas affecté par les conditions en surface. De forts gradients d'humidité du sol existent donc au voisinage de l'interface. Ils ont pu être pris en compte grâce à l'utilisation d'une grille verticale logarithmique pour discrétiser l'équation d'évolution de la teneur en eau (voir annexe numérique). A partir de 17 h, on assiste de nouveau à une augmentation de la teneur en eau surface, le reste du profil n'évoluant pas (figure 4b). Dans l'atmosphère, le mélange progressif des variables moyennes (température et humidité) au cours de la journée par les transferts verticaux turbulents dans la couche limite est une caractéristique bien restituée par le modèle (figure 5). La turbulence (énergie cinétique et coefficient d'échange) initialement nulle gagne rapidement en intensité et en extension verticale au début de la phase diurne (figure 6) pour retourner à des valeurs très faibles après le coucher du soleil. Le comportement des variables atmosphériques observé ici dans le cadre d'un modèle couplé sol-atmosphère est très similaire à celui obtenu par Therry et Lacarrère (1983) lors de la situation de Voves avec toutefois des conditions imposées à la limite inférieure.

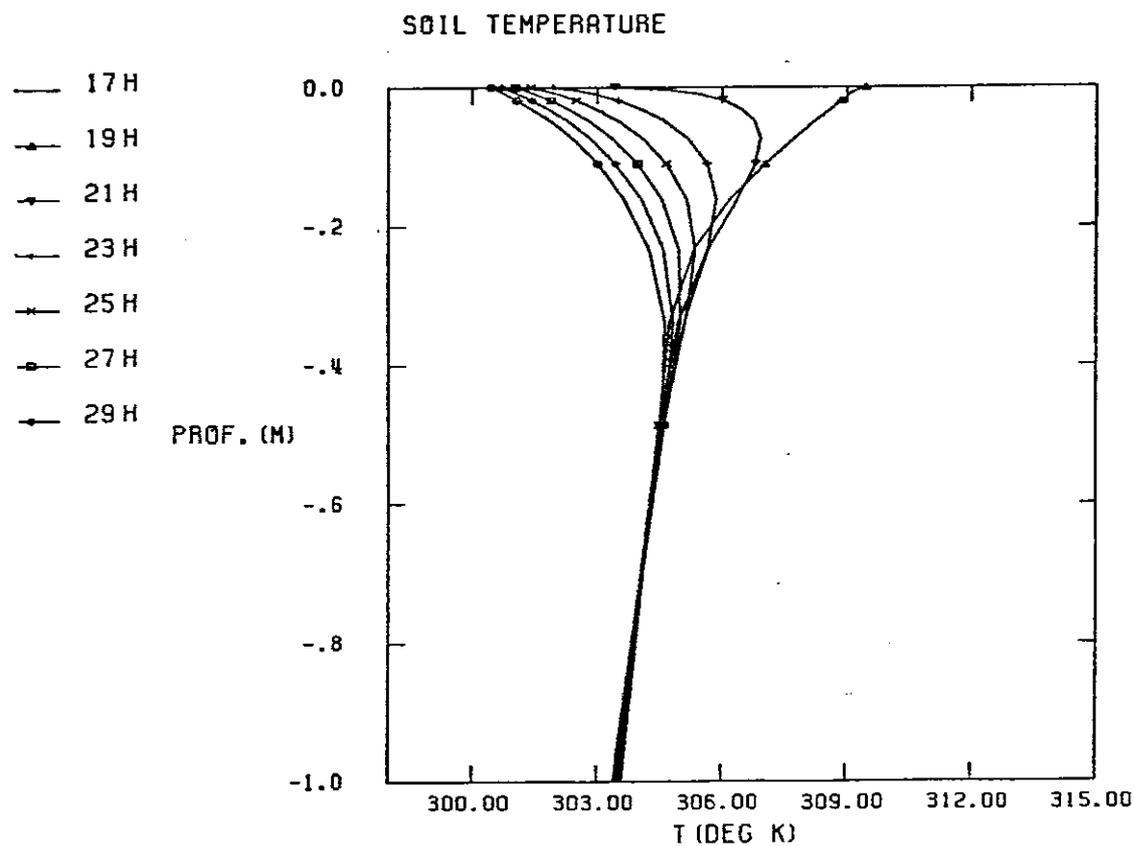
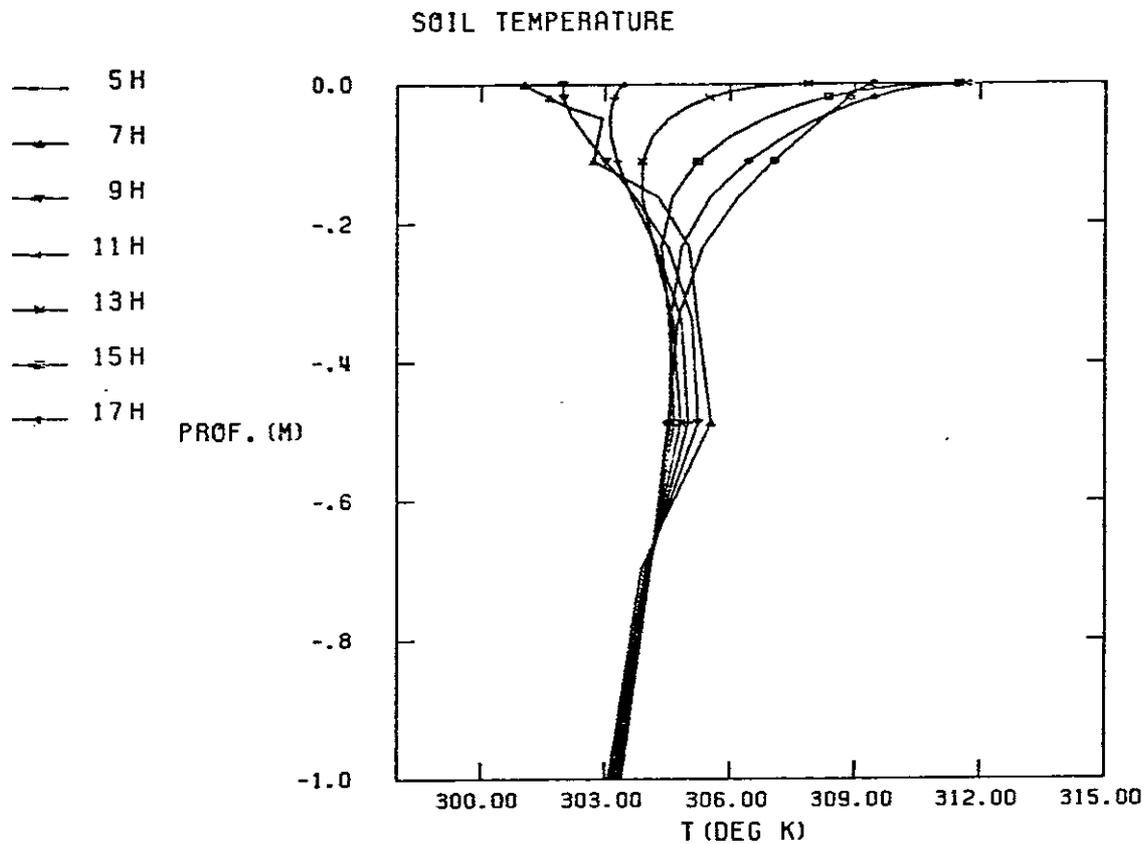


Figure 3.- Evolution diurne des profils de température dans le sol (argile sableuse)

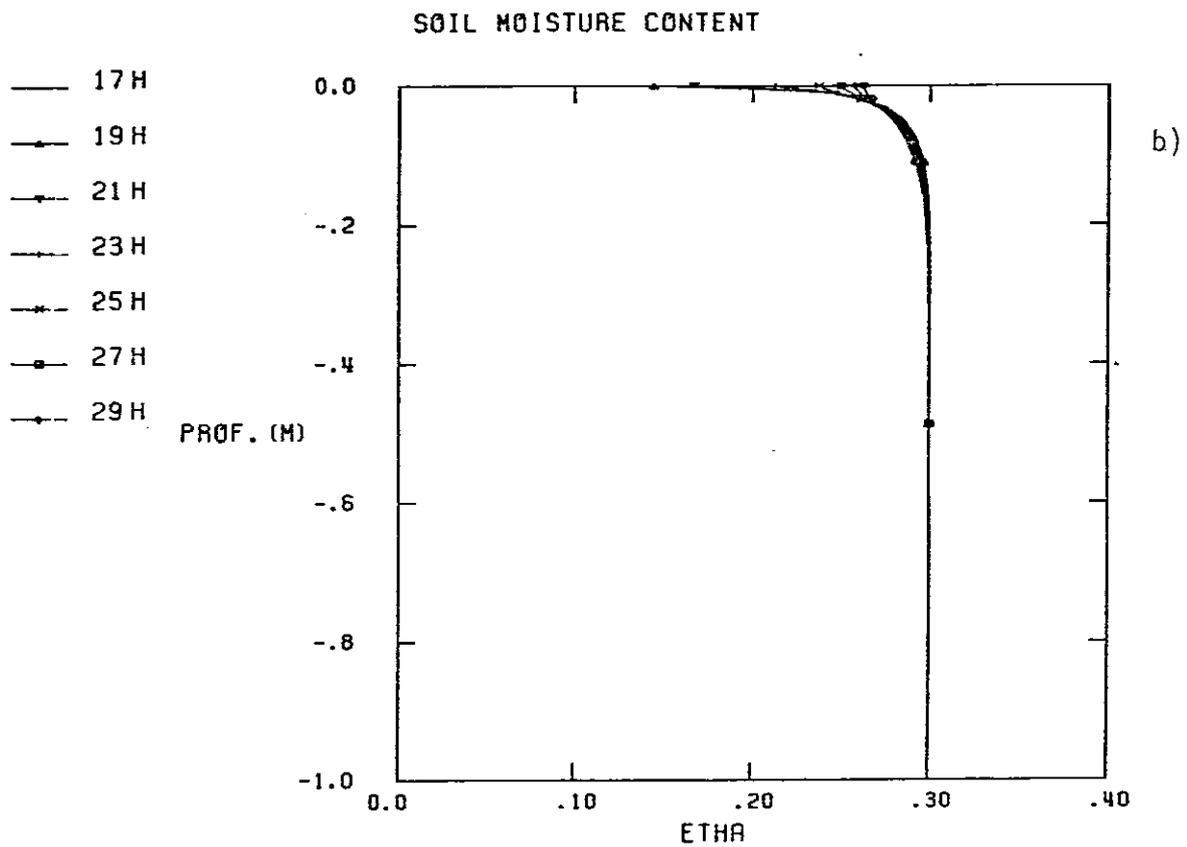
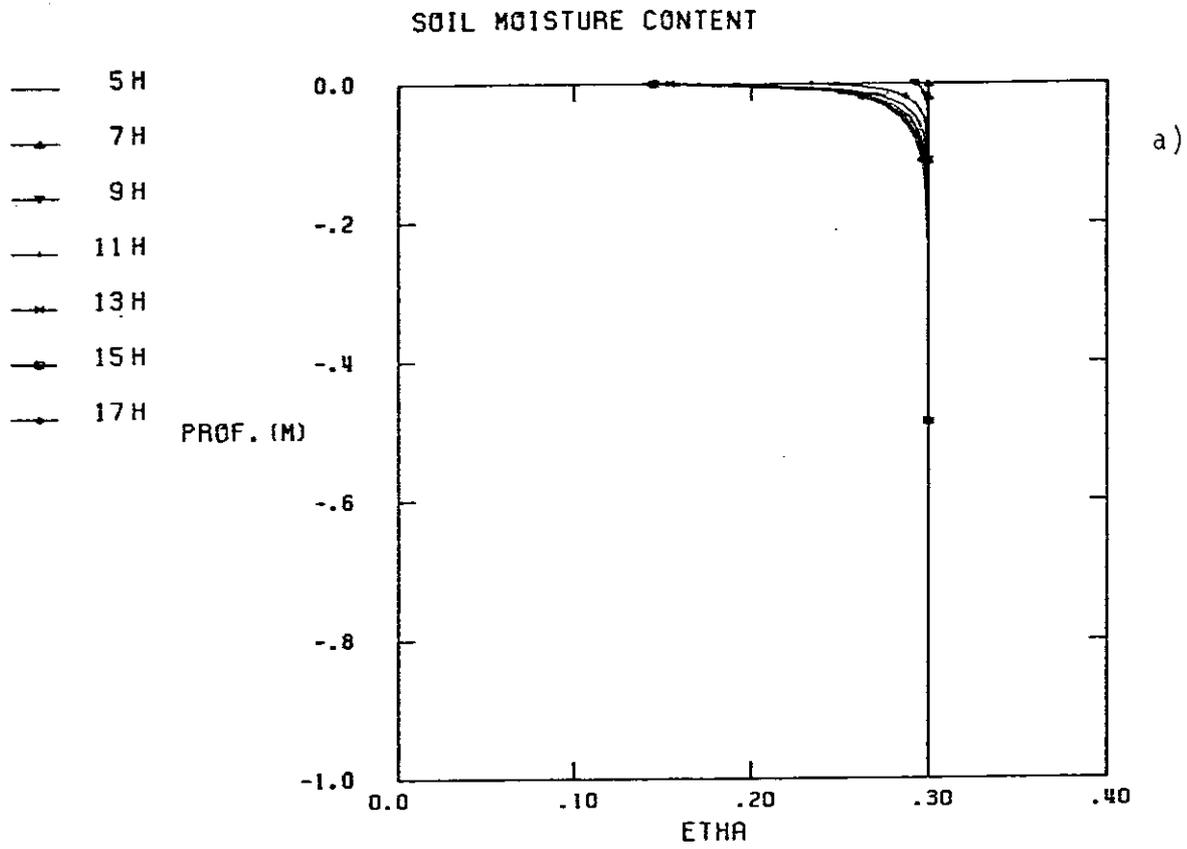


Figure 4.- Evolution diurne des profils d'humidité dans le sol (argile sableuse).

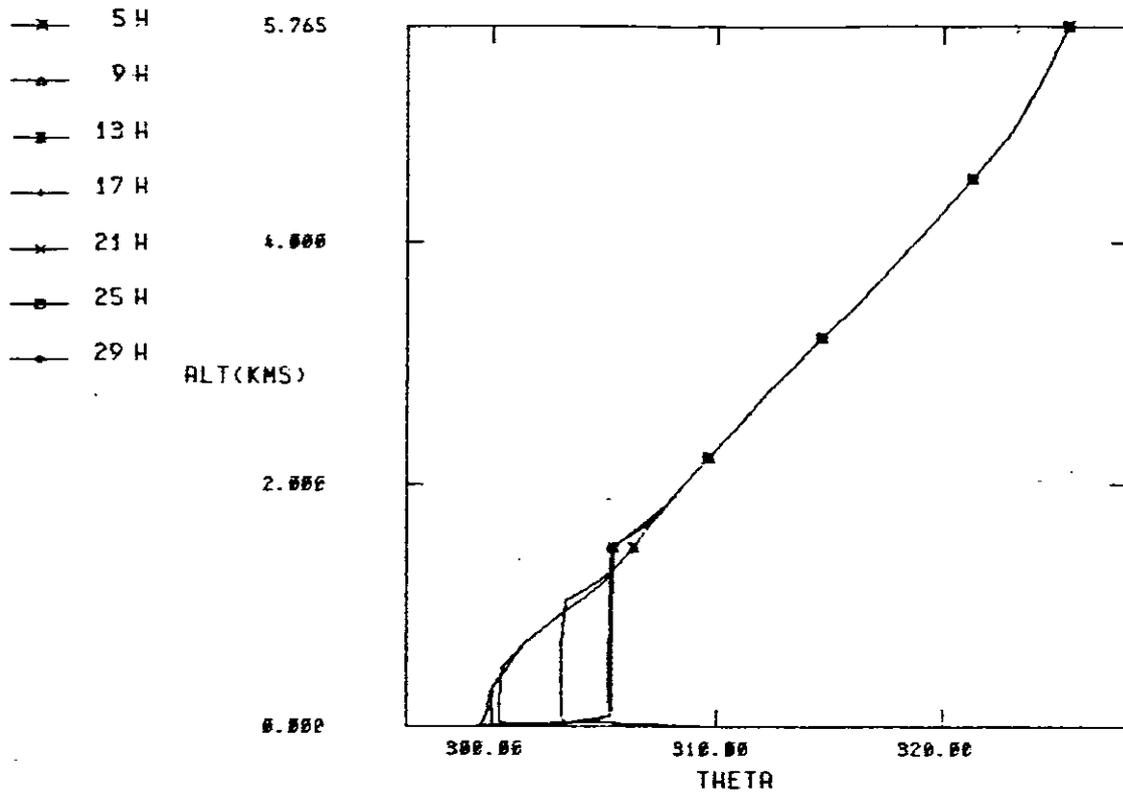


Figure 5a.- Evolution diurne des profils de température potentielle

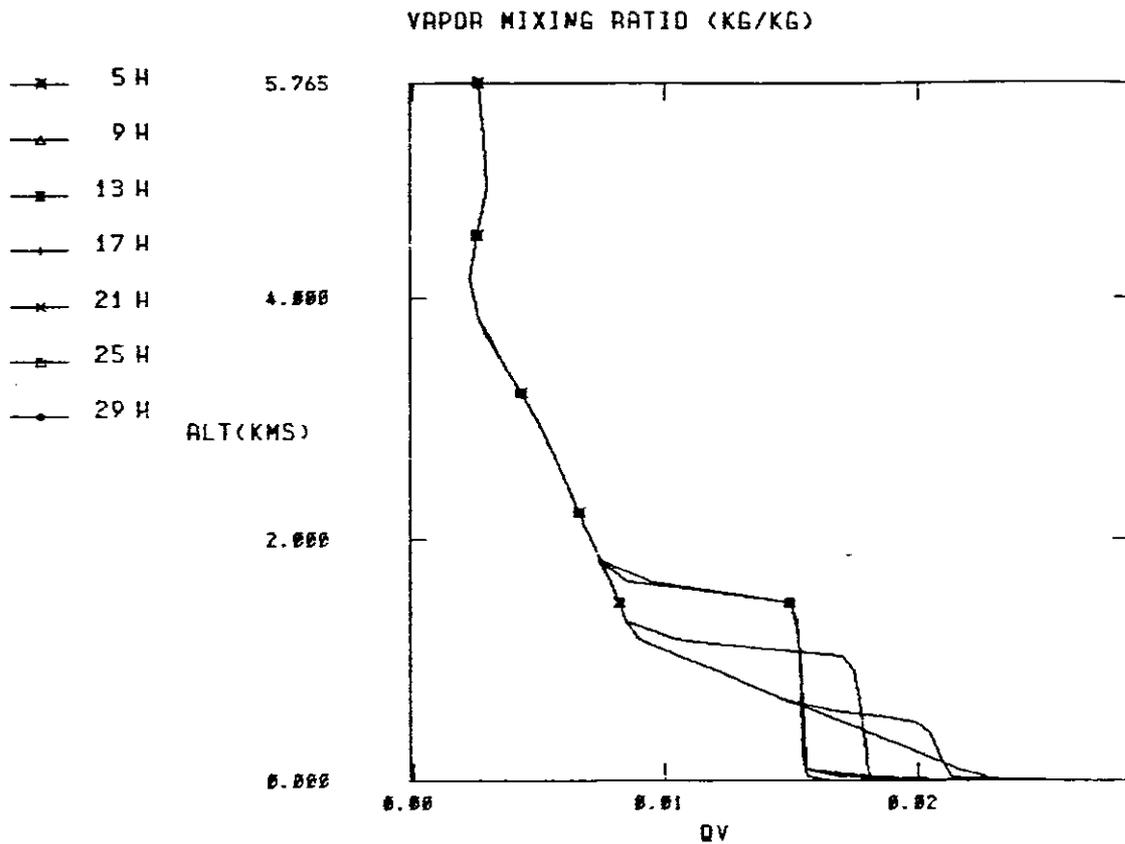


Figure 5b.- Evolution diurne des profils de rapport de mélange

TURBULENT KINETIC ENERGY (M2/S2)

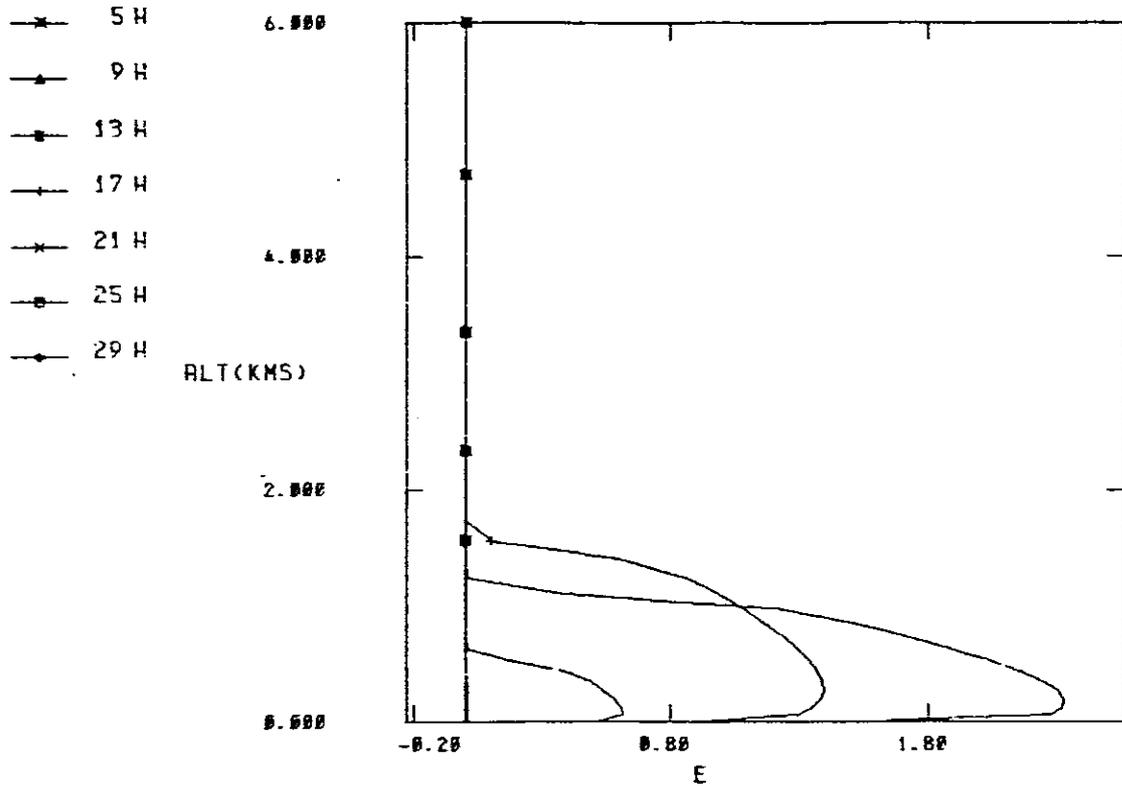


Figure 6a.- Evolution diurne des profils d'énergie cinétique turbulente

TURBULENT DIFFUSION COEFFICIENT

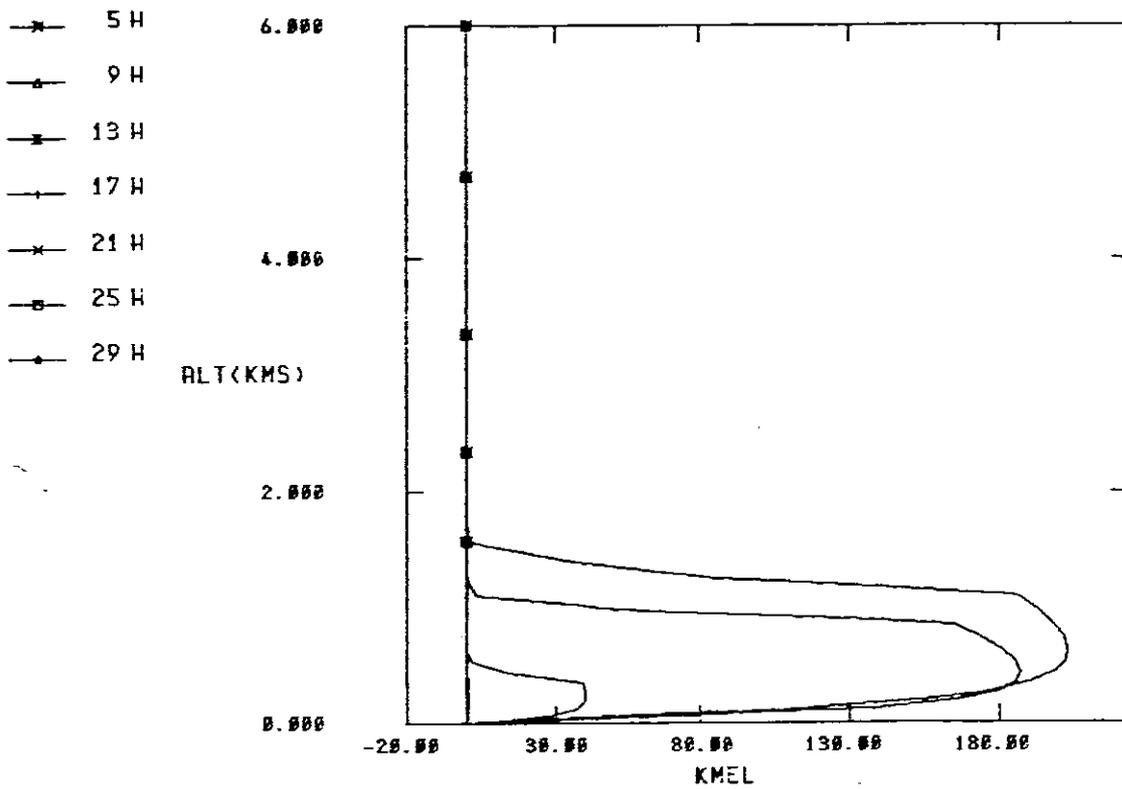
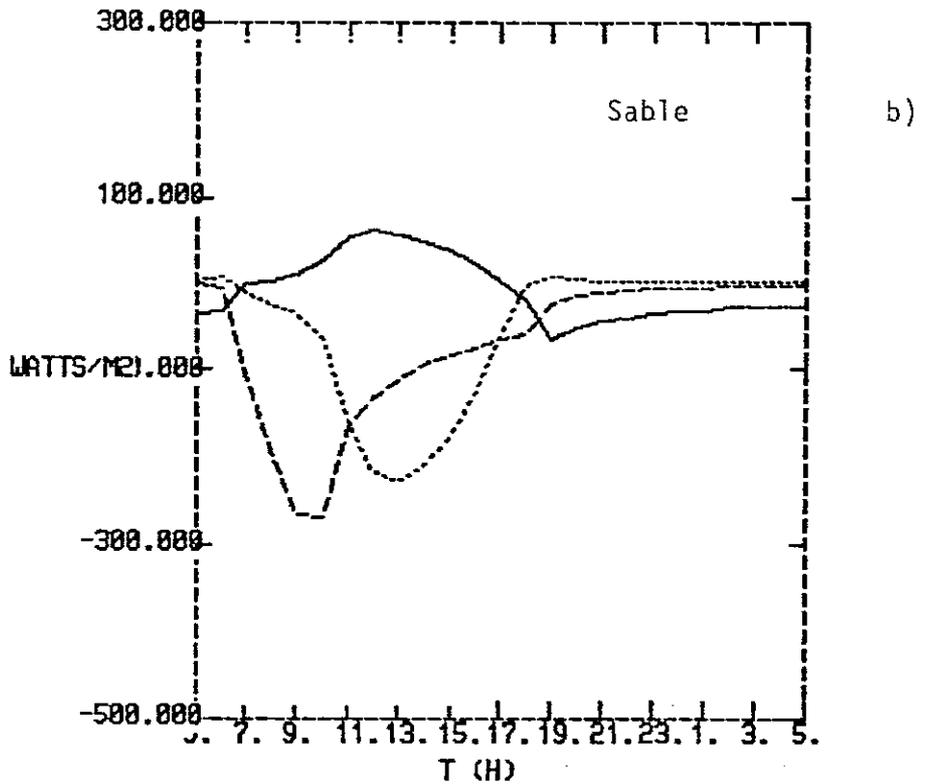
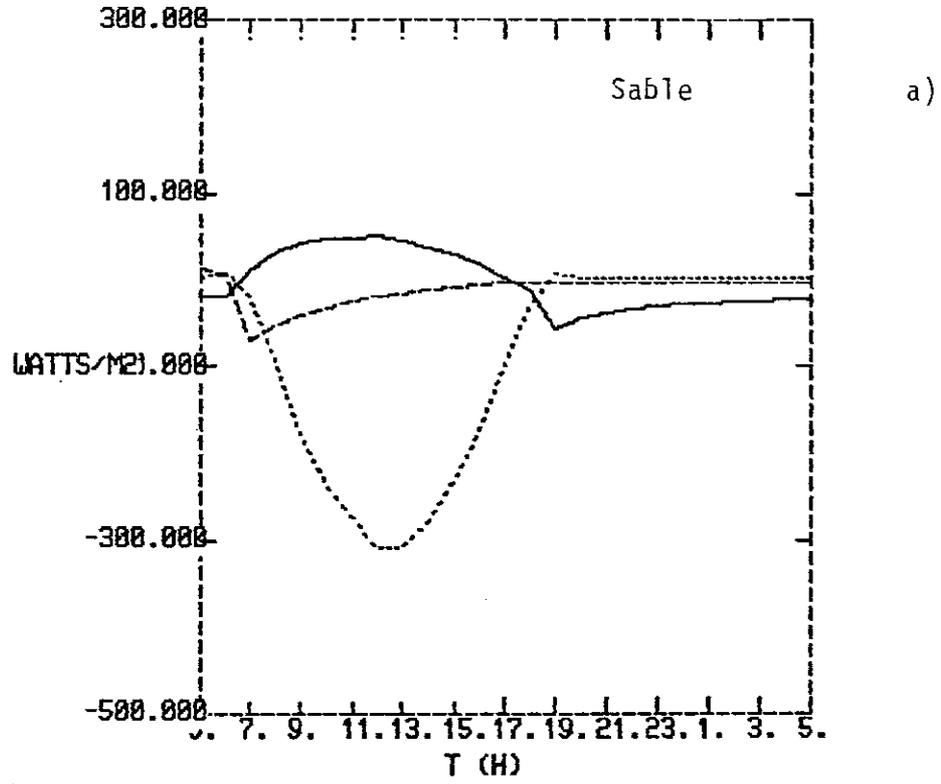


Figure 6b.- Evolution des profils du coefficient de diffusion turbulente

2. Influence du contenu en eau initial du sol

On a considéré tout d'abord, pour un type de sol donné (sable), deux initialisations différentes de l'humidité : une correspond à un sable sec ($\eta = 0,07 \text{ m}^3/\text{m}^3$ cas 4 du tableau 4) et l'autre à un sable humide ($\eta = 0,12 \text{ m}^3/\text{m}^3$ cas 5 du tableau 4). La comparaison la plus intéressante à faire concerne l'évolution au cours de la journée des flux de surface. En effet, c'est la valeur du flux de chaleur sensible à la base de l'atmosphère qui va contrôler l'intensité de la turbulence dans la couche limite. Pour un sol sec, la quasi-totalité du flux de rayonnement net est transformée en flux de chaleur sensible, le flux de chaleur latente étant quant à lui négligeable (sauf entre 5 et 8 h LST) (figure 7a). Notons le changement de signe du flux de chaleur dans le sol entre la journée et la nuit (figure 7). Le jour, la surface du sol plus chaude qu'en profondeur produit un flux vers le bas. La nuit, la surface se refroidit plus vite que le sol profond, d'où un flux vers le haut. Pour un sol initialement humide, on observe (figure 7b) une répartition des flux en surface très différente. L'énergie radiative est tout d'abord utilisée pour évaporer l'eau superficielle du sol d'où jusqu'à 10h, un flux de chaleur latente important (atteignant 300 W/m^2) au détriment du flux de chaleur sensible. L'évaporation s'effectue à un taux proche de l'évaporation potentielle, l'humidité relative étant voisine de 100 % pour les quatre premières heures de simulations (figure 8a). A 10 heures, la surface du sol est devenue très sèche, avec une teneur en eau égale à $0,04 \text{ m}^3/\text{m}^3$ (figure 8b) et l'on observe une inversion de la répartition des flux d'humidité et de chaleur. Le rayonnement ayant évaporé l'eau disponible dans les premiers centimètres de sol sert ensuite à échauffer cette même couche de sol. Du fait de la chaleur latente utilisée pour l'évaporation, le maximum de température en surface, à 13 h, est de trois degrés inférieur à celui correspondant à un sol sec (figures 9a et b). De même la couche limite présente à 17 h une épaisseur de 1900 m sur sol sec alors qu'elle n'est que de 1400 m sur sol humide. Il est donc à noter qu'une différence dans l'état hydrique du sol a une incidence directe et substantielle sur le développement de la turbulence dans la couche limite et par conséquent sur les transferts verticaux de chaleur, d'humidité et de mouvement dans la basse troposphère.

Pour étudier la réponse du modèle en présence d'un profil hydrique initial de forme complexe, il est utile d'examiner les résultats du test n° 1 (tableau 4) qui a été effectué en prenant pour profil hydrique initial celui fourni par les données de O'Neill, Nebraska. Le sol est initialement humide en surface, bien qu'assez sec



— GHF Flux de chaleur dans le sol
- - - FLUH Flux de chaleur sensible
- - - FLUQ Flux de chaleur latente

Figure 7.- Influence du contenu en eau initial du sol : a) contenu en eau initial de $0,07 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ - b) contenu en eau initial $0,12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$

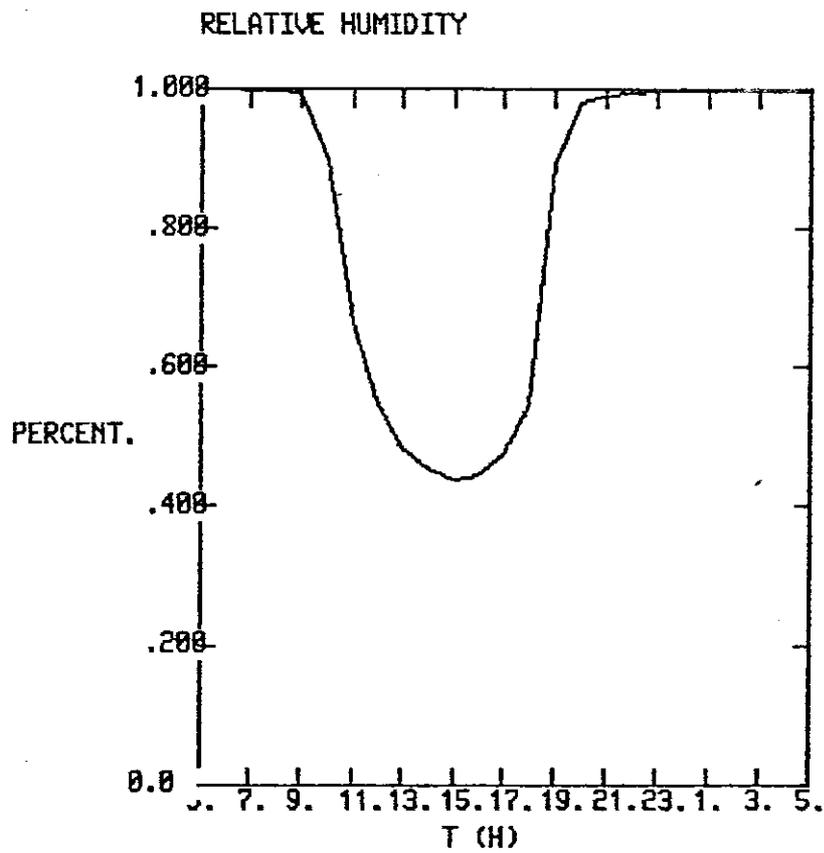


Figure 8a.- Variation diurne de l'humidité relative en surface pour un sol sableux initialement humide ($\eta = 0,12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$)

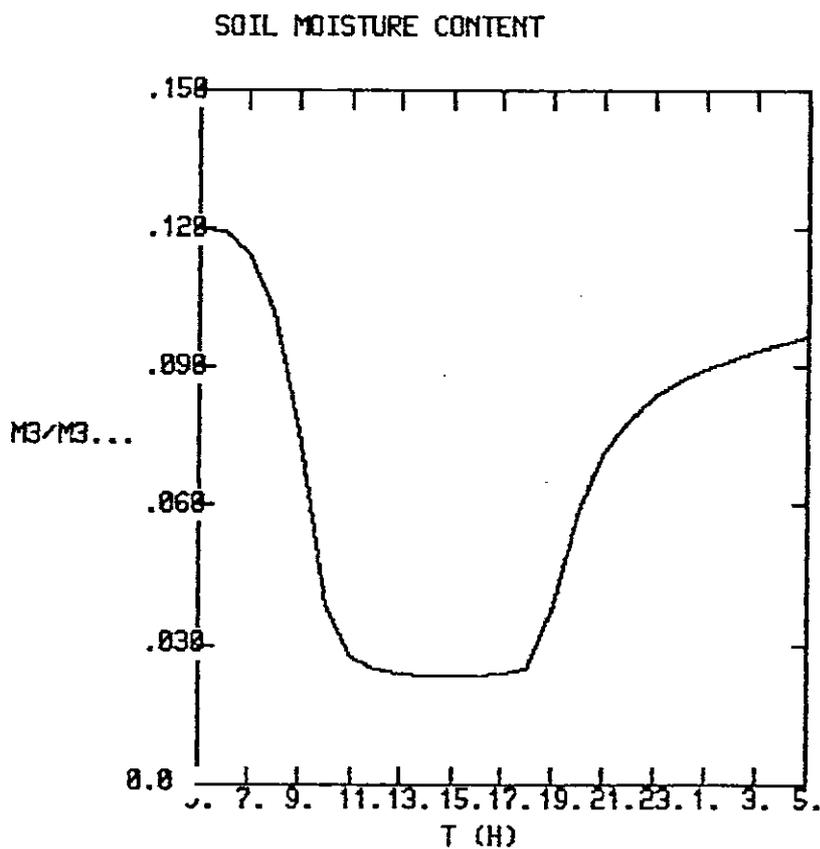


Figure 8b.- Variation diurne de la teneur en eau en surface pour un sol sableux initialement humide ($\eta = 0,12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$)

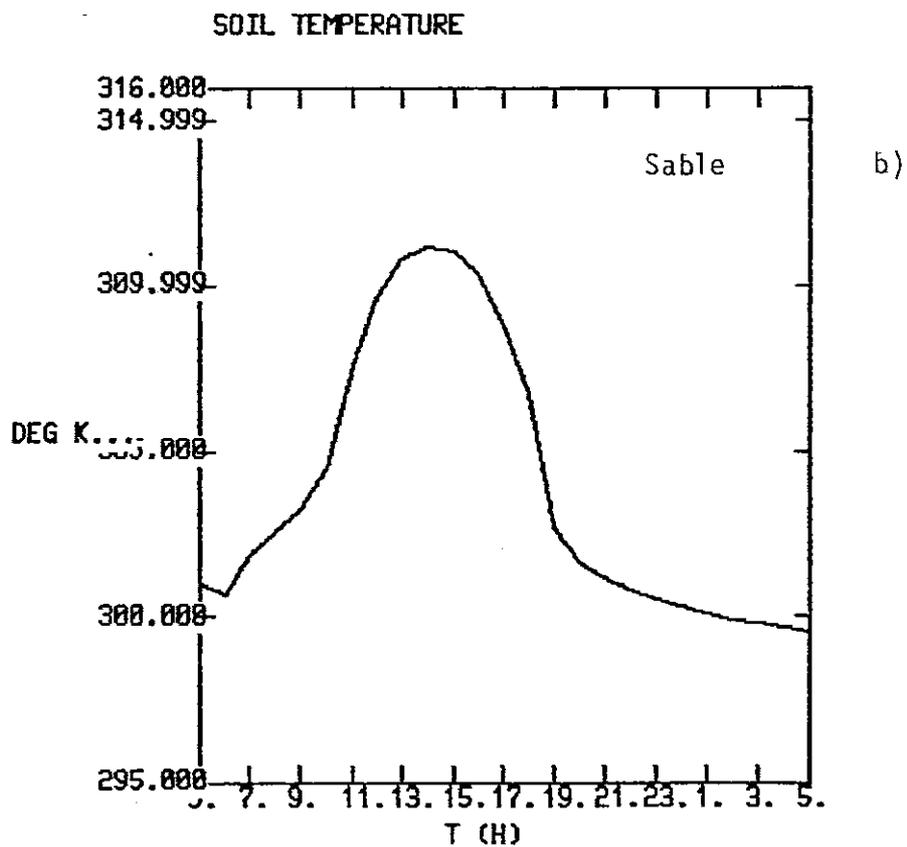
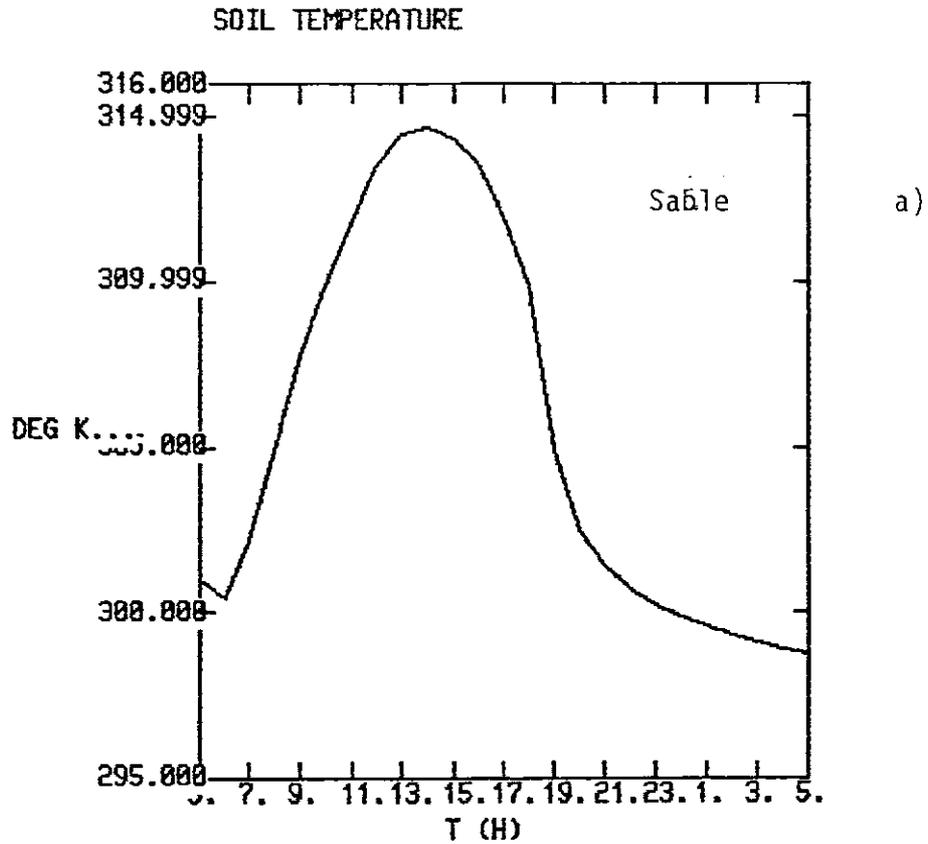


Figure 9.- Evolution diurne de la température de surface sur sol sec (a) et sur sol humide (b)

en profondeur ($\eta = 0,083 \text{ m}^3/\text{m}^3$). Ce profil correspond typiquement à l'état hydrique d'un sol après une pluie. Avec un profil uniforme, un seul phénomène est observé au cours de la journée : l'assèchement progressif des premiers centimètres (figure 10b). Ceci est également observé avec le profil d'O'Neill, mais on assiste en plus à l'infiltration progressive de l'eau accumulée en surface dans le sol plus profond (figure 10a) jusqu'à une profondeur comprise entre 10 et 20 centimètres. Si l'on compare la répartition des flux à l'interface entre les simulations 1 et 5 du tableau 4, où les teneurs en eau initiales dans les deux premiers centimètres sont identiques mais avec un sol profond plus sec dans le premier cas, on observe des comportements peu différents (figure 11). *Cette conclusion tend à prouver que c'est surtout l'humidité superficielle qui joue un rôle dominant sur l'évolution des flux en surface.*

3: Influence du type de sol

Deux sols contrastés ont été ensuite comparés : de la tourbe et de l'argile sableuse correspondant respectivement aux tests 3 et 6. Il est important de déterminer de quelle manière chaque type de sol transforme l'énergie radiative reçue à sa surface. La figure 12, où sont comparés les flux à l'interface sol-atmosphère pour la tourbe (a) et l'argile sableuse (b), indique qu'avec la tourbe toute l'énergie radiative est utilisée à l'évaporation de l'eau du sol. Le flux d'humidité atteint une valeur de 500 W/m^2 en milieu de journée alors que le flux de chaleur (sensible) demeure pratiquement nul au cours du cycle diurne. Au contraire pour l'argile sableuse, le rayonnement net évapore tout d'abord l'eau superficielle du sol (le flux de chaleur latente atteignant une valeur maximale de 310 W/m^2 à 10 h LST) et chauffe ensuite notablement le sol, contribuant ainsi à l'augmentation du flux de chaleur sensible (maximum de 280 W/m^2 à 13 h LST). Il est à remarquer qu'afin d'établir une comparaison objective entre ces deux sols, le degré d'humidité représenté par le rapport $\Delta = \frac{\eta}{\eta_s}$ est initialement identique (70 %) pour chacun d'eux. La différence entre les taux d'évaporation des sols se note sur l'évolution des humidités relatives en surface (figure 13). Au cours du cycle diurne, on atteint pour la tourbe (a) un taux d'évaporation potentielle puisque l'humidité relative reste égale à 100 %, alors que pour l'argile sableuse (b) on observe une diminution de l'humidité relative jusqu'à 40 % en milieu de journée. L'énergie disponible n'échauffe que très peu le sol de tourbe, la variation diurne de la température de surface n'est que de 3 K (figure 14a). Elle atteint au contraire plus de 10 K dans le cas de l'argile sableuse (figure 14b). Le mélange turbulent dans l'atmosphère trouvant sa source dans le forçage thermique au voisinage du sol, il est intéressant d'observer que le développement de la couche limite est moins important au dessus d'un sol de tourbe que pour de l'argile sableuse. Le maximum de la hauteur d'inversion est de 1000 m dans le premier cas et de 1500 m dans le second cas.

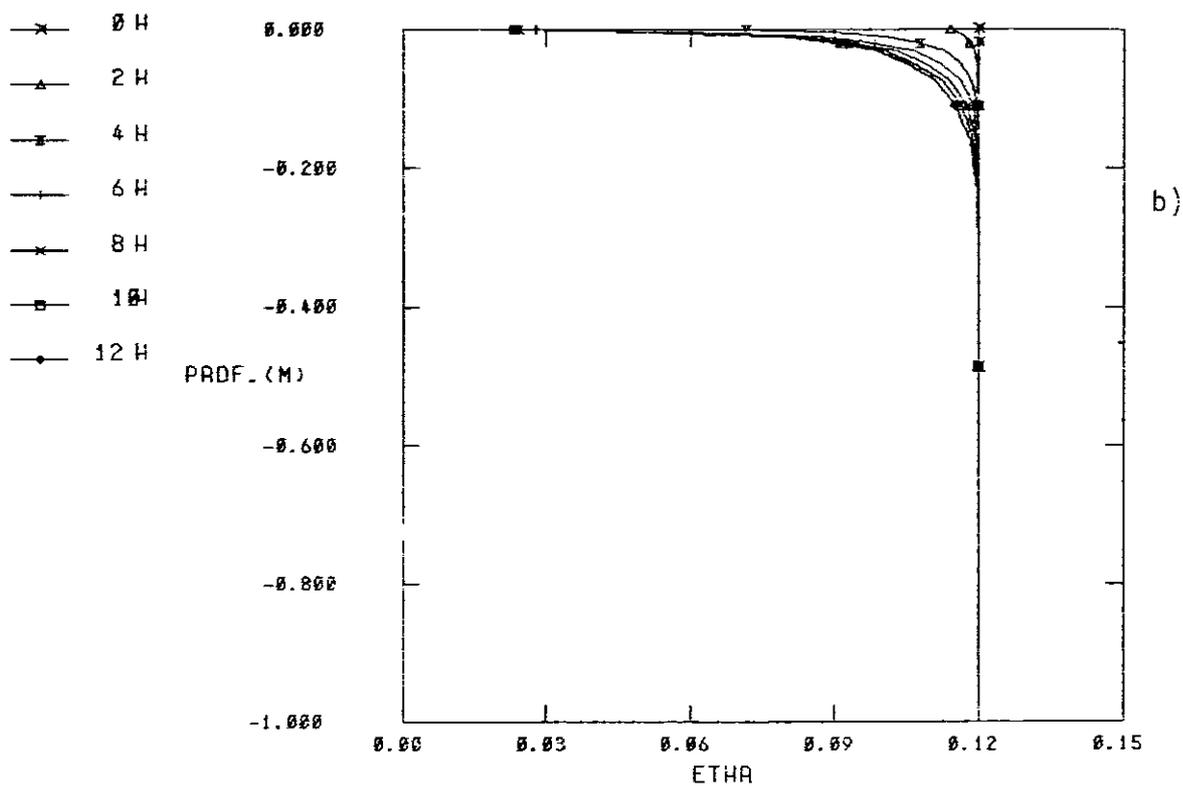
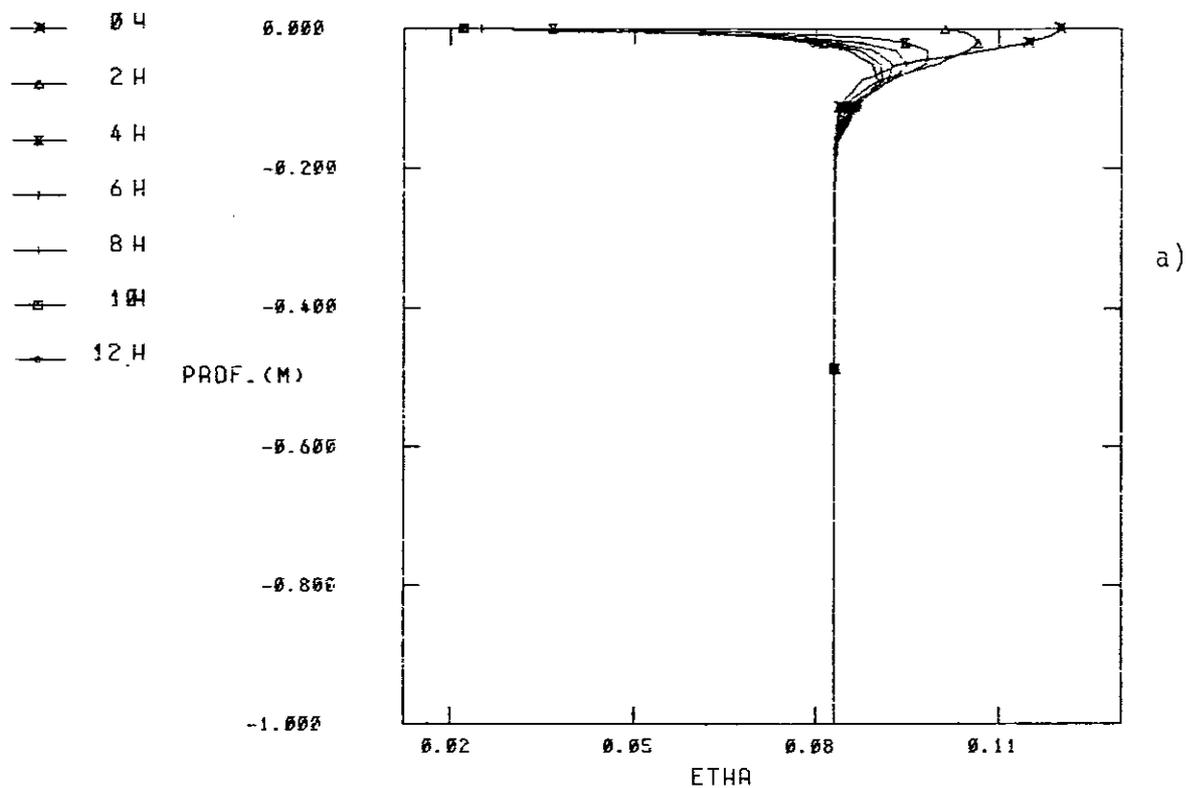


Figure 10.- Influence du contenu en eau initial sur l'évolution des profils a) données d'O'Neill - b) profil uniforme

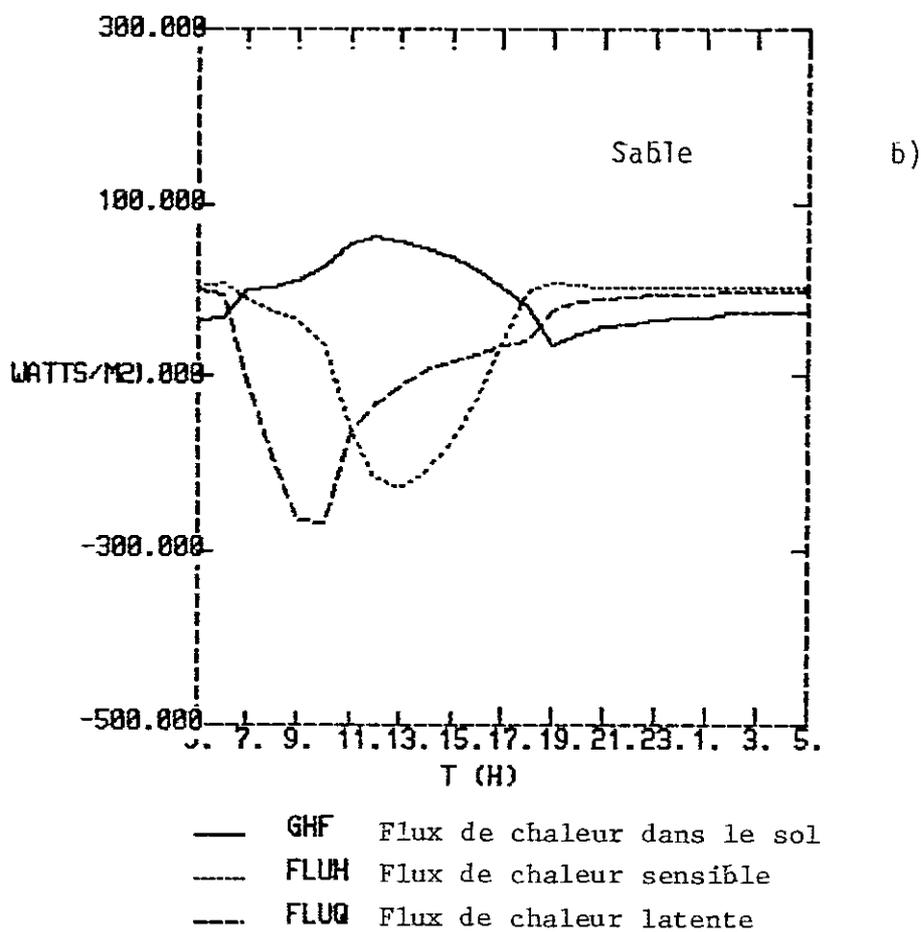
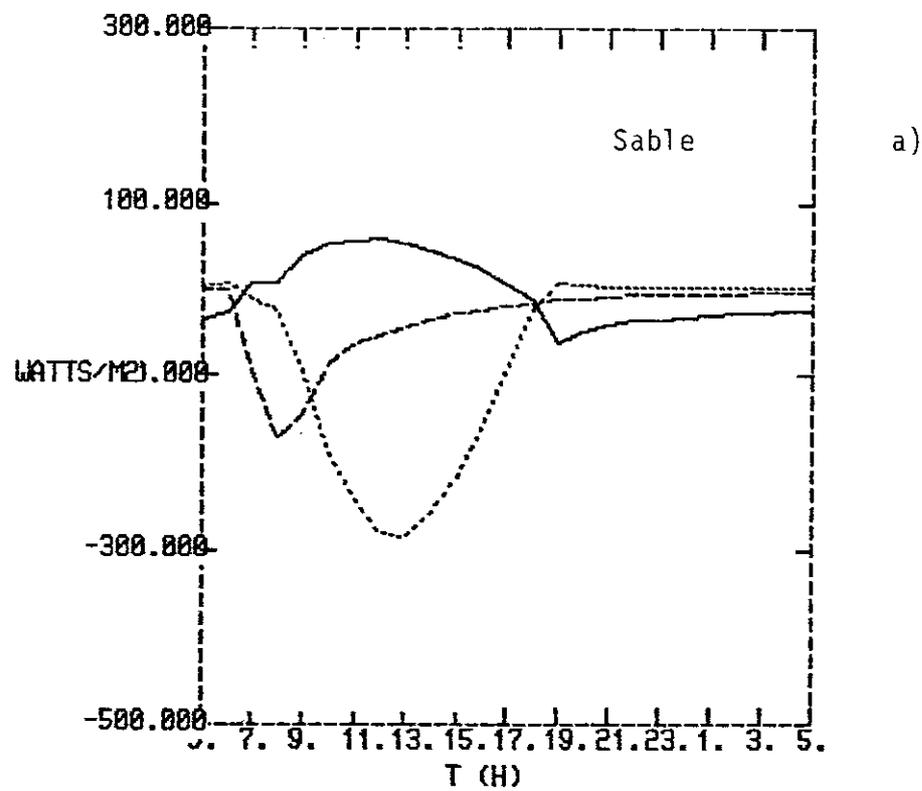
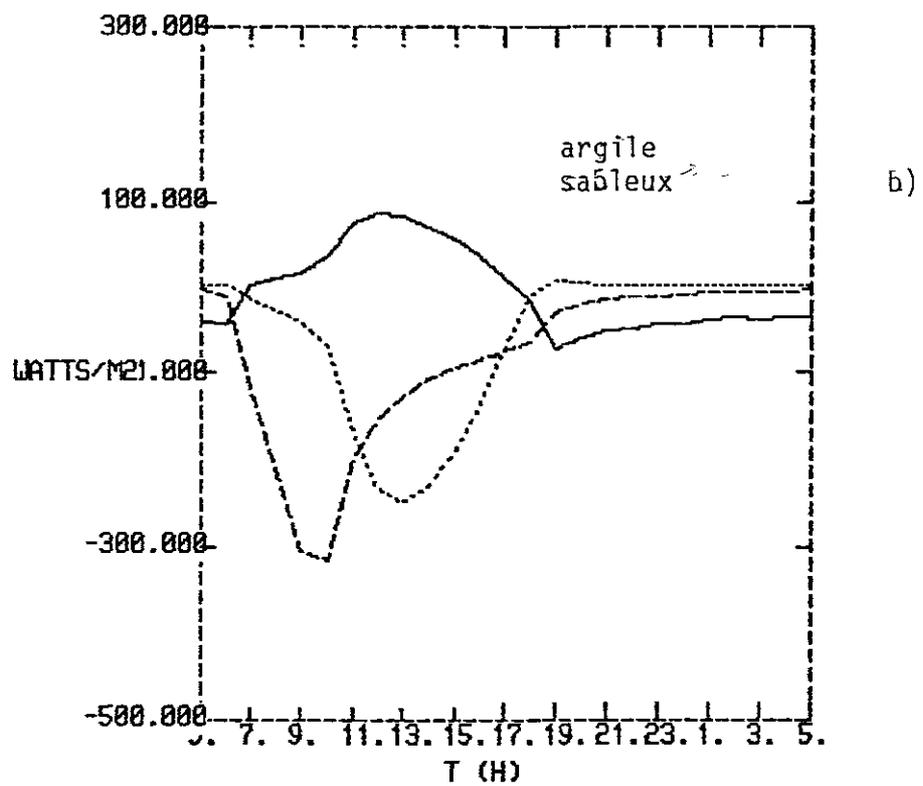
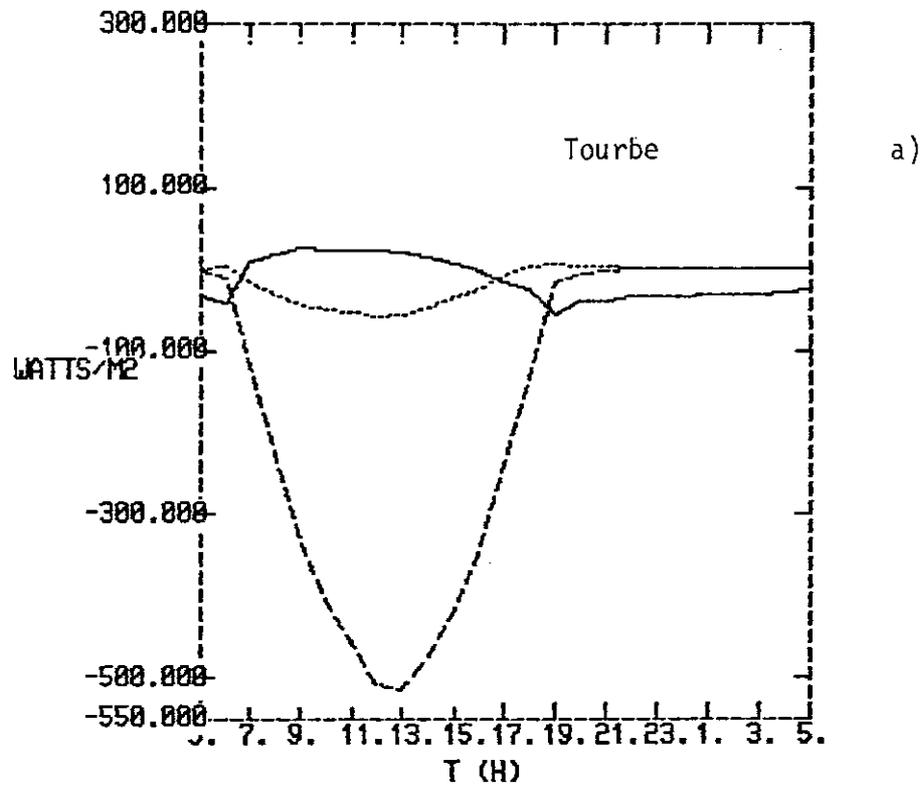


Figure 11.- Comparaison de la répartition des flux en surface pour deux initialisations différentes de l'humidité a) profil d'O'Neill - b) profil uniforme



- GHF Flux de chaleur dans le sol
- FLUH Flux de chaleur sensible
- FLUQ Flux de chaleur latente

Figure 12.- Influence du type de sol sur l'évolution des flux en surface
 a) sol de tourbe - b) sol d'argile sableuse. Le rapport η/η_s
 est initialement le même pour les deux sols.

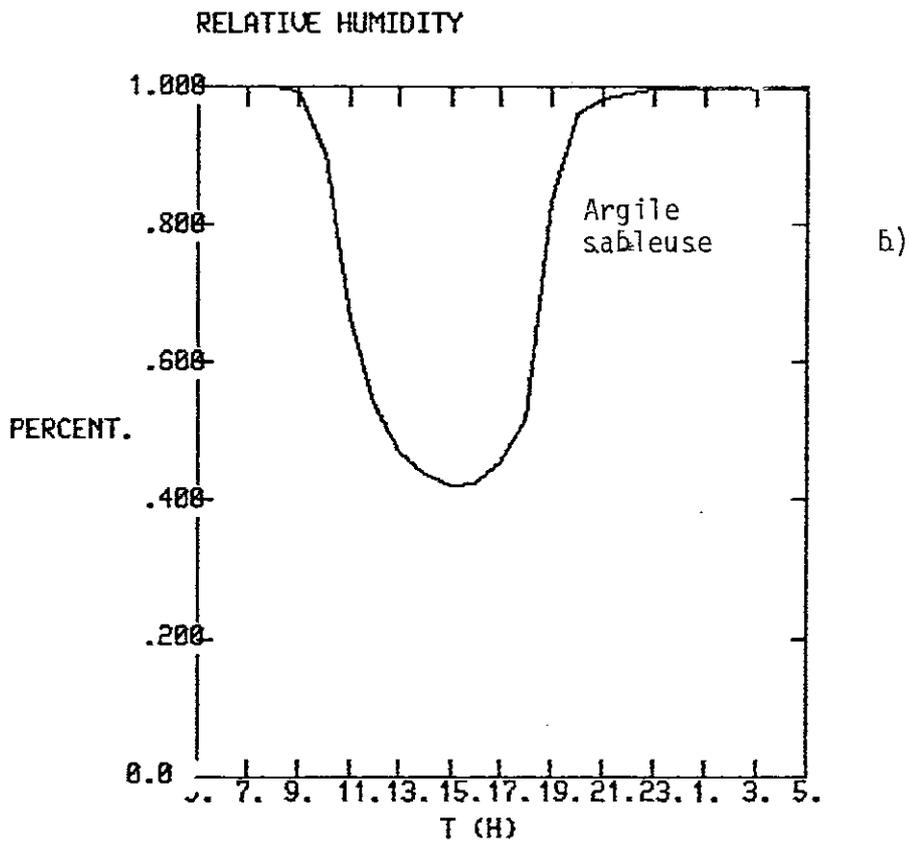
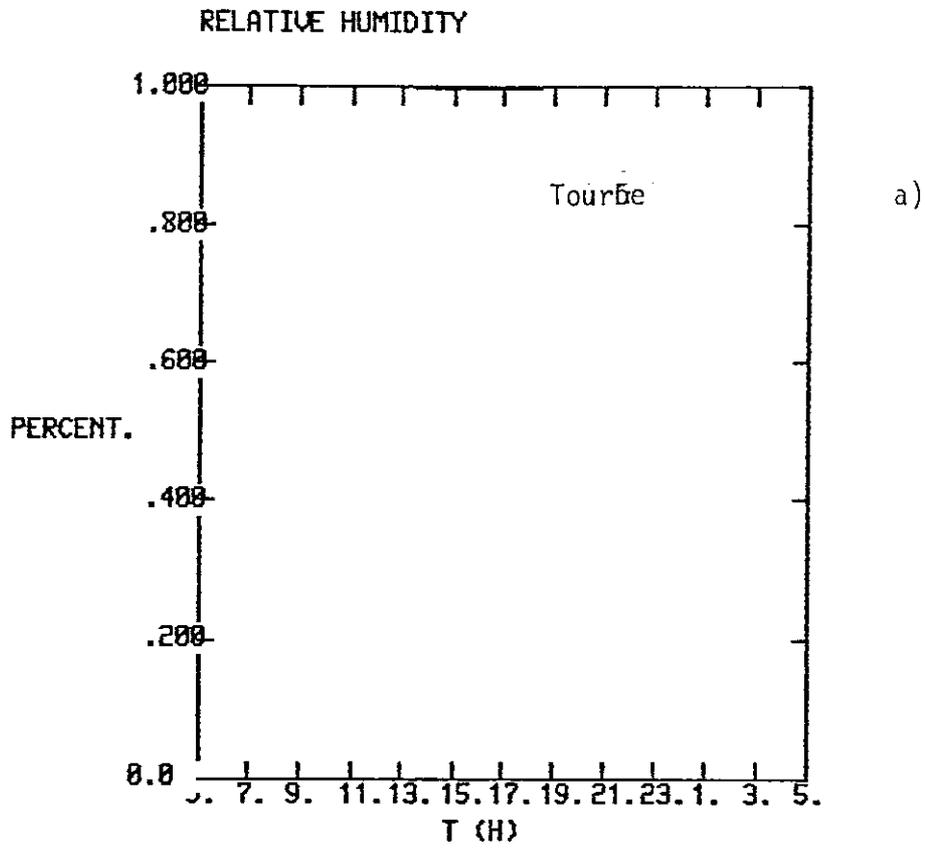


Figure 13. - Evolution comparée des humidités relatives du sol pour de la tourbe (a) et de l'argile sableuse (b)

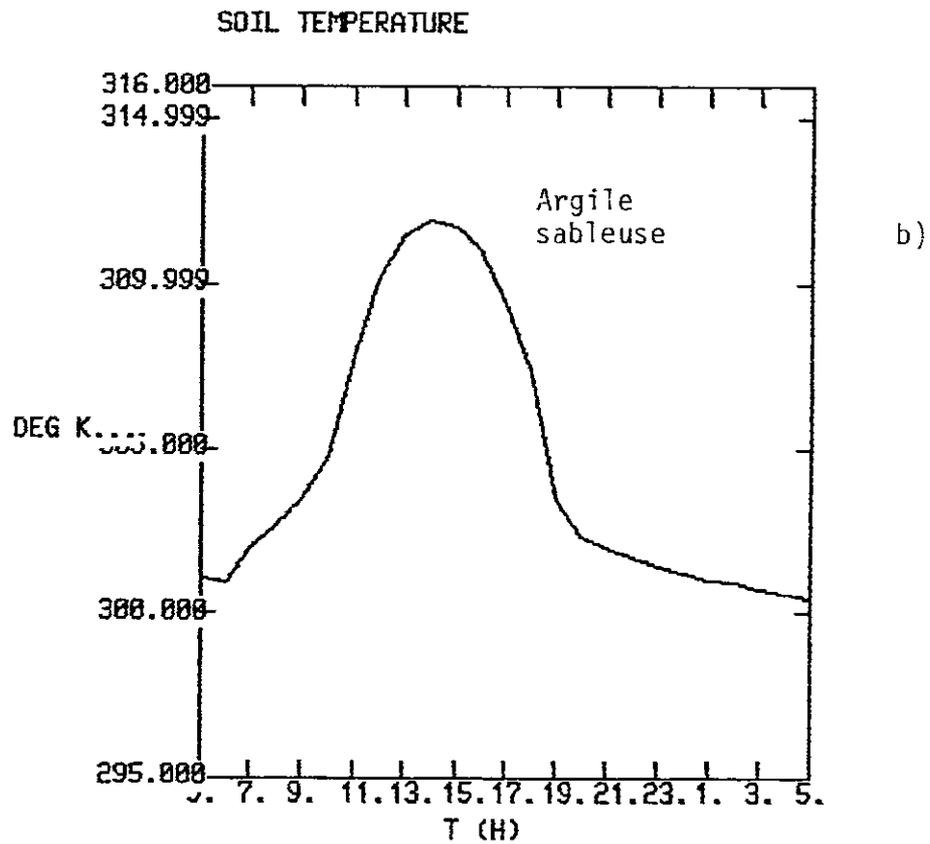
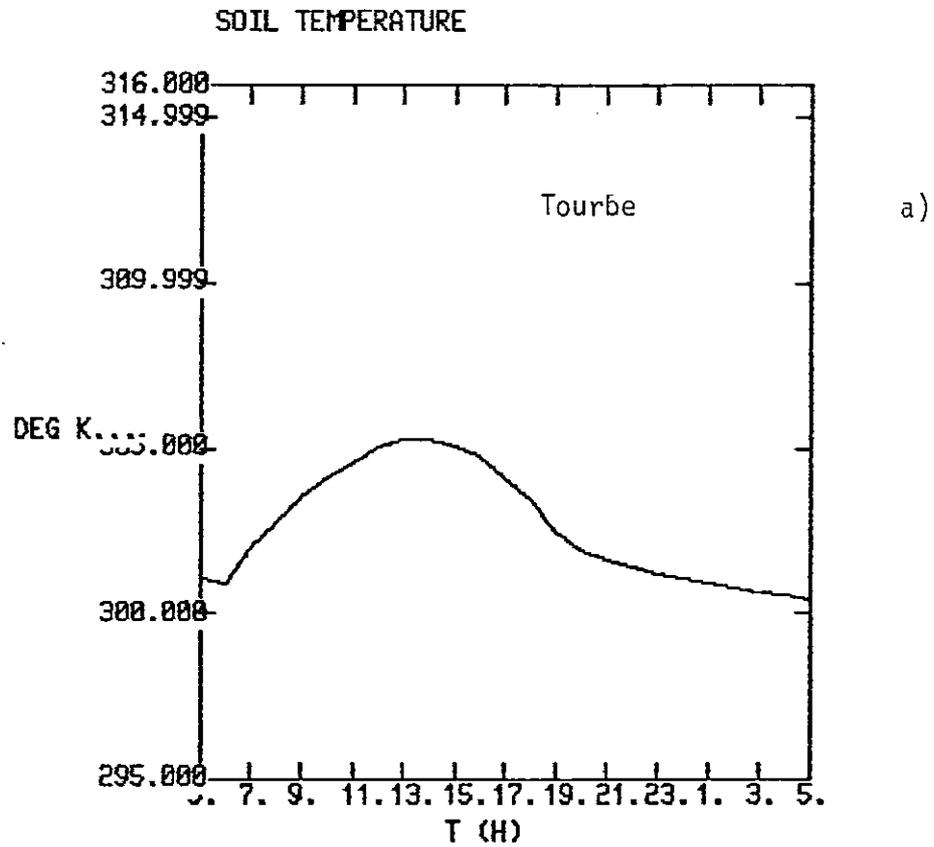


Figure 14.- Evolution comparée des températures de surface pour de la tourbe (a) et de l'argile sableuse (b)

4. Influence d'un épisode pluvieux

On a simulé sur un sol sableux sec ($\eta = 0,07 \text{ m}^3/\text{m}^3$) un apport d'eau liquide à l'interface sol-atmosphère d'intensité 1 mm/heure durant deux heures (entre 11 et 13 h). Le type de sol et le positionnement dans le temps de cette séquence pluvieuse ont été choisis de façon à obtenir un contraste maximal : sol sec au maximum d'ensoleillement. Sur un sol plus humide, en début ou en fin de journée, l'effet des précipitations aurait été beaucoup moins sensible. Par ailleurs, est ainsi testée la robustesse du modèle à de brusques modifications des conditions à l'interface.

Comme il est précisé dans l'annexe, les précipitations ne sont pas introduites directement dans l'équation de bilan de masse, car ce dernier subit alors un déséquilibre trop important en un seul pas de temps. Les précipitations sont introduites uniformément dans la première couche de sol, sur une épaisseur de 4 mm. Ce processus d'infiltration superficielle étant trop rapide pour être simulé avec un pas de temps de 3 minutes, il est raisonnable de forcer ce phénomène physique. L'eau dans le sol plus profond diffuse plus lentement et peut donc être représentée par l'équation (15). Aucune modification n'a été apportée sur l'intensité du rayonnement solaire durant l'épisode pluvieux. Comme le rayonnement et les précipitations sont liés à la présence de nuages, le test présenté est peu réaliste. Cependant, pour une étude concernant des tests de sensibilité, il est commode de considérer séparément la réponse sur les différentes variables avant d'aborder des effets conjugués.

La figure 15 met en évidence l'influence d'un épisode pluvieux sur l'évolution diurne des différents flux à l'interface.

A partir de 11 h, le flux de chaleur latente augmente rapidement pour atteindre 500 W/m^2 à 12 h. Dans le même temps est observée une diminution du flux de chaleur sensible jusqu'à son annulation entre 12 h et 13 h. L'énergie radiative servant à l'évaporation de la pluie, la température de surface baisse d'environ 6 K (figure 16), avec pour conséquence l'annulation du flux de chaleur dans le sol. Dès que la pluie cesse, l'évaporation est réduite et le sol se réchauffe à nouveau. Après deux heures, le sol retrouve une répartition des flux analogue à celle précédant l'épisode pluvieux. Il est intéressant de noter que l'annulation du flux de chaleur sensible, alors que la teneur en eau de la surface du sol est passée brutalement de $0,03 \text{ m}^3/\text{m}^3$ à $0,11 \text{ m}^3/\text{m}^3$ (figure 17), a pour effet de diminuer le développement de la turbulence au cours de la journée. La hauteur maximale atteinte au sommet de la couche limite n'est en effet que de 1300 m, comparés à 1800 m en l'absence de pluie

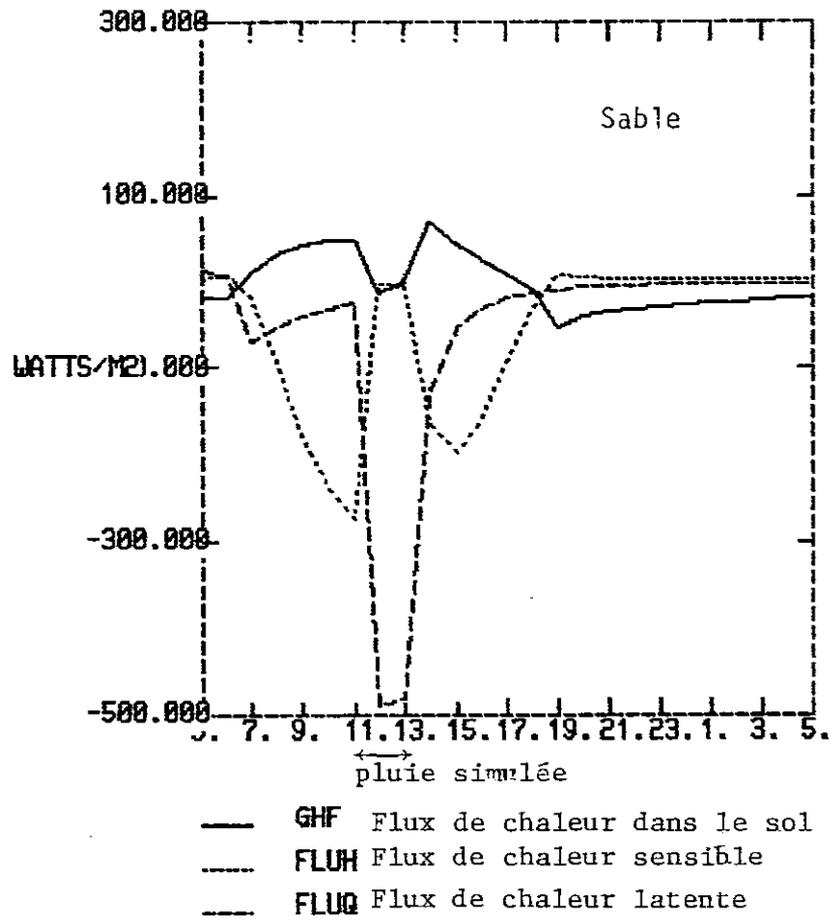


Figure 15.- Influence d'un épisode pluvieux (1 mm/h) sur la répartition des flux à l'interface

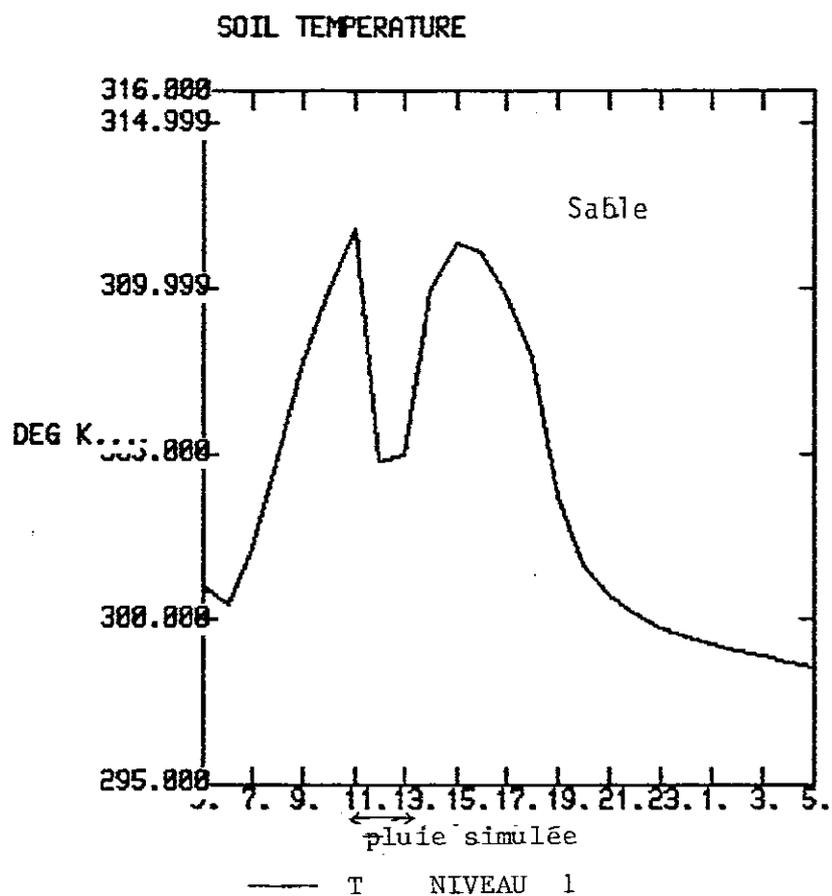


Figure 16.- Influence d'un épisode pluvieux (1 mm/h) sur l'évolution diurne de la température de surface

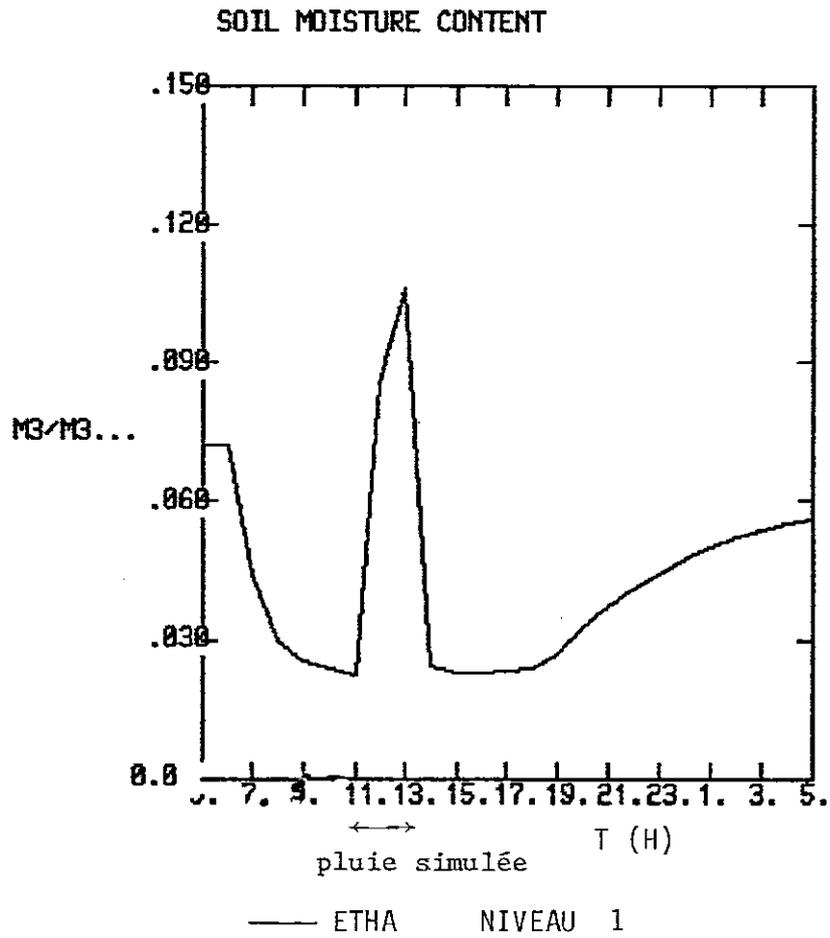
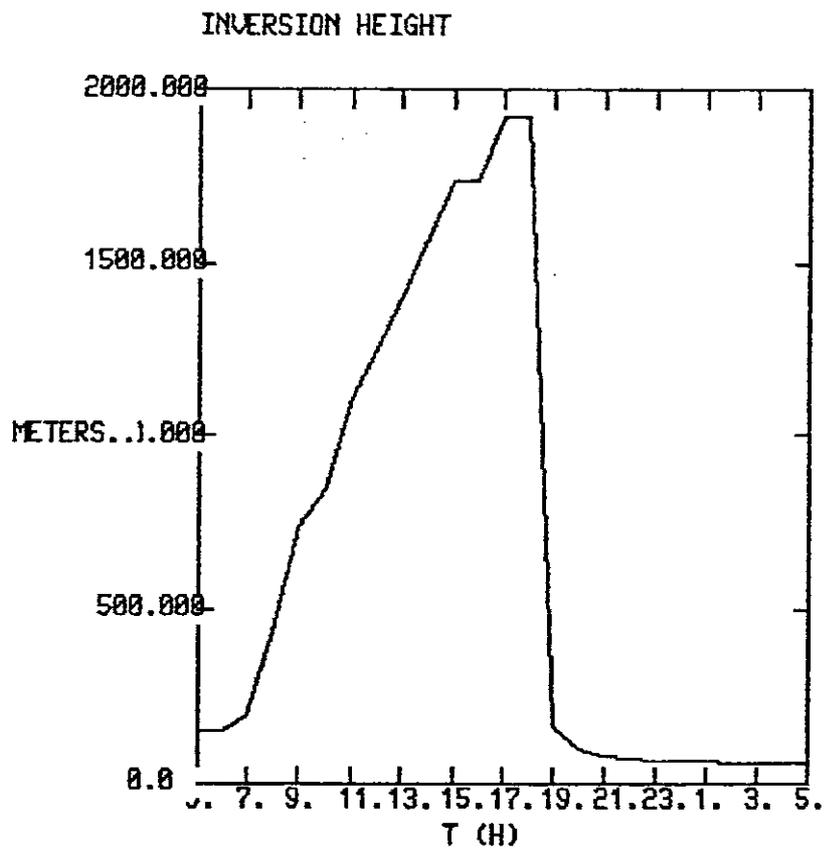
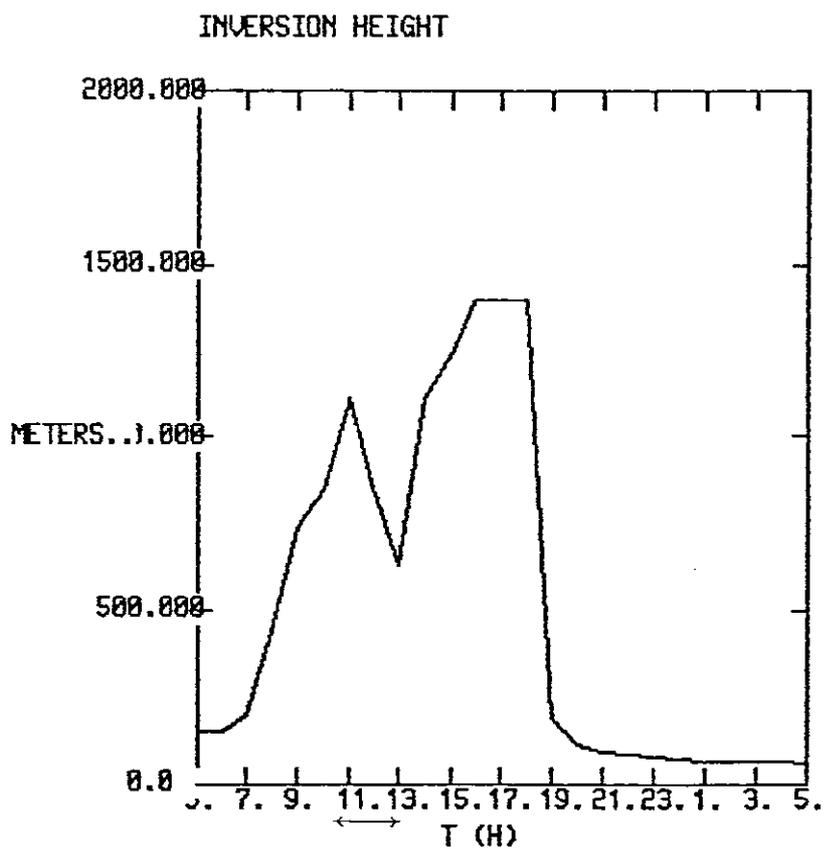


Figure 17.- Modification du contenu en eau de la surface provoquée par un épisode pluvieux (1 mm/h) sur sol sableux et sec



a)



b)

Figure 18.- Modification de l'évolution de l'épaisseur de la couche limite provoquée par un épisode pluvieux

(figure 18), toutes autres conditions étant égales par ailleurs.

Ces premiers résultats suggèrent que l'occurrence d'épisodes précipitants bouleverse radicalement les conditions à l'interface puisqu'on a une importante libération de chaleur latente aux dépens de l'échauffement du sol avec une répercussion correspondante sur l'évolution de la basse atmosphère (diminution de 500 m du développement vertical de la turbulence dans la couche limite planétaire au cours d'un cycle diurne).

D. Conclusion

A l'issue de cette première série de tests, on insistera sur l'importance des conditions physiques de l'interface (type de sol, teneur en eau du sol) sur l'évolution de la basse atmosphère au cours d'un cycle diurne. Cependant cet ensemble de tests est insuffisant pour dégager un paramètre physique dominant. Mc Cumber et Pielke (1981) après avoir effectué des tests unidimensionnels sur un ensemble de 11 types de sol avec des initialisations différentes ont observé que l'humidité du sol est le paramètre contrôlant les échanges de masse et d'énergie à l'interface. Dans les simulations réalisées ici, le rôle dominant de l'état hydrique du sol (surtout dans les premiers centimètres) a été souligné, non seulement au niveau de l'initialisation mais aussi lorsque la teneur en eau voit sa valeur augmenter rapidement (figure 17) lors d'un épisode pluvieux.

IV.- PRESENTATION DE LA PARAMETRISATION DE LA VEGETATION

Dans ce chapitre est présentée une paramétrisation simple de la végétation proposée par Deardorff (1978) et adaptée par Mc Cumber (1980) à un modèle de sol à plusieurs niveaux. Deardorff a montré que des erreurs pouvaient atteindre un facteur deux sur l'évaporation en surface si l'on ignorait la présence d'un couvert végétal. De plus, la végétation intercepte plus ou moins complètement les précipitations en surface : dans le cas d'épisodes pluvieux peu intenses sur couvert dense, cette interception peut être quasi-totale, le sol restant sec. Au vu des simulations, présentées précédemment, il est alors à prévoir que la réponse de la basse atmosphère sera très différente de ce qu'elle aurait été sur sol nu.

A. Bilan d'énergie au niveau du couvert végétal

La végétation est schématisée sous forme d'une couche unique de feuillage. Ce choix est motivé par la facilité d'inclure cette paramétrisation dans le formalisme du modèle de sol et par la rapidité des calculs correspondants

La densité de la végétation est caractérisée par un facteur de couverture σ_f qui représente le pourcentage de rayonnement solaire intercepté par la végétation. Ce facteur σ_f permet une pondération des flux et des quantités moyennes en fonction du pourcentage de la superficie d'une maille couverte par le feuillage. Un certain nombre d'autres constantes caractérisant le couvert végétal sont reportées dans la table n° 4. Les quantités pronostiques pour la végétation sont sa température T_f et son humidité q_f . La température du couvert végétal s'obtient, comme celle du sol, par

Tableau n° 4. - Constantes caractérisant la végétation
(d'après Mac Cumber, 1980)

Constantes	Végétation	
	FORET	HERBE RASE
Emissivité ϵ_f	0,98	0,94
Albédo a_f	0,1	0,2
Facteur de couverture σ_f	0,90	0,82
Hauteur du couvert h (m)	20	0,1
Longueur de rugosité $z_0 = (h/12)$ (m)	1,67	0,008
Indice foliaire L_I	$15 \sigma_f$	$7 \sigma_f$
Coefficient de résistance stomatique ($s m^{-1}$)	800	400
Capacité maximale d'intercep- tion des feuilles W_I (m)	0,0016	0,0006

la résolution d'une équation de bilan d'énergie en supposant qu'il n'y a pas stockage au niveau des feuilles :

$$(R_s \downarrow - R_s \uparrow)_h + (R_L \downarrow - R_L \uparrow)_h - (R_s \downarrow - R_s \uparrow)_g - (R_L \downarrow - R_L \uparrow)_g + H_f + LE_f = 0 \quad (23)$$

Les deux premiers termes représentent les flux radiatifs courte et grande longueur d'onde au niveau de la végétation, les deux suivants ces mêmes flux repérés au niveau du sol sous le couvert. Les deux derniers termes H_f et LE_f désignent respectivement les flux de chaleur sensible et latente du couvert.

L'équation (23) peut être réécrite sous la forme (24) :

$$\sigma_f \left[(1 - a_f) R_s \downarrow)_h + \epsilon_f R_L \downarrow)_h + \frac{\epsilon_f \epsilon_g}{\epsilon_f + \epsilon_g - \epsilon_f \epsilon_f} \sigma T_g^4 - \frac{\epsilon_f + 2\epsilon_g - \epsilon_f \epsilon_g}{\epsilon_f + \epsilon_g - \epsilon_f \epsilon_g} \epsilon_f \sigma T_f^4 \right] + H_f + LE_f = 0 \quad (24)$$

B. Caractéristiques de l'air dans la végétation

On définit pour l'air dans la végétation une vitesse, une température et un rapport de mélange. La vitesse de l'air à l'intérieur du couvert est déterminée à partir de la vitesse au premier niveau atmosphérique u_a en supposant une stratification neutre de l'atmosphère entre ces deux niveaux (Pielke, 1984)

$$u_{af} = 0,83 k \frac{u_a}{\text{Log} (h-d)/z_0} = Cg^{1/2}/f u_a \quad (25)$$

k étant la constante de Von Karman, h la hauteur de la végétation, d la hauteur de déplacement du plan zéro et z_0 la longueur de rugosité du couvert.

La température T_{af} et le rapport de mélange q_{af} de l'air à l'intérieur du couvert sont supposés calculés par une moyenne pondérée (coefficients arbitraires) entre les valeurs de l'atmosphère libre, du feuillage et du sol.

Deardorff a suggéré les expression suivantes :

$$T_{af} = 0,3 T_a + 0,6 T_f + 0,1 T_g \quad (26)$$

$$q_{af} = 0,3 q_a + 0,6 q_f + 0,1 q_g \quad (27)$$

C. Flux de chaleur sensible et latente de la végétation

Le flux de chaleur sensible des feuilles s'écrit :

$$H_f = 1,1 L_I \rho C_p C_f u_{af} (T_{af} - T_f) (p_o/p)^{R/C_p} \quad (28)$$

L_I est l'indice foliaire désignant la surface totale de feuilles par unité de surface de sol, C_f est un coefficient de transfert adimensionnel. Le dernier terme est ajouté afin d'écrire les flux en fonction des températures potentielles.

Le facteur 1,1 permet de prendre en compte les tiges, les branches et les trous qui, bien que ne transpirant pas, contribuent au flux de chaleur sensible.

Le flux d'humidité ou évapotranspiration du feuillage (incluant l'évaporation de l'eau liquide à la surface des feuilles et la transpiration par les stomates) est donné par l'expression

$$E_f = L_I \rho C_f u_{af} (q_{af} - q_f) \quad (29)$$

$$= L_I \rho f' C_f u_{af} (q_{af} - q_{sat}(T_f)) \quad (30)$$

$q_{sat}(T_f)$ est l'humidité spécifique à saturation à la température du feuillage, f' est la fraction d'évapotranspiration potentielle se calculant en fonction d'une résistance atmosphérique $r_a = (1/C_f u_{af})$ et d'une résistance stomatique r_s du couvert à l'évapotranspiration.

Soit W_L la quantité d'eau liquide retenue à la surface des feuilles (en m) et W_I la capacité maximale d'interception dépendant du type de plante. La quantité $\delta = (W_L/W_I)^{2/3}$ représente la fraction du feuillage recouverte d'eau liquide. L'exposant 2/3 vient du dépôt de l'eau sur les feuilles sous forme de gouttelettes et non sous forme d'un film continu (surface évaporante donc moindre). La partie δ du feuillage donne un taux d'évaporation potentielle. D'après (30) on peut écrire

$$E' = L_I \rho \frac{1}{r_a} (q_{af} - q_{sat}(T_f)) \quad (31)$$

La fraction $(1 - \delta)$ du feuillage présente le taux d'évapotranspiration

$$E'' = L_I \rho \frac{1}{r_a + r_s} (q_{af} - q_{sat}(T_f)) \quad (32)$$

La résistance stomatique r_s rajoutée car l'eau est échangée au niveau des stomates. Au total, le taux d'évapotranspiration du feuillage s'écrit

$$E_f = \delta E' + (1 - \delta) E'' = f' L_I \rho \frac{1}{r_a} (q_{af} - q_{sat}(T_f)) \quad (33)$$

Compte tenu de (31) et (32)

$$f' = \delta + (1 - \delta) \frac{r_a}{r_a + r_s} \quad (34)$$

$$f' = 1 - \frac{r_s}{r_a + r_s} (1 - \delta) \quad (35)$$

S'il y a condensation à la surface du feuillage, $f' = 1$, on peut donc écrire :

$$f' = 1 - \Delta \frac{r_s}{r_a + r_s} \left(1 - \left(\frac{W_L}{W_I} \right)^{2/3} \right) \quad (36)$$

$\Delta = 0$ s'il y a condensation ($E_f > 0$), sinon $\Delta = 1$

La résistance stomatique r_s s'écrit (Deardorff, 1978) :

$$r_s = r_c \left\{ \frac{R_s \downarrow)_{\max}}{0,03 R_s \downarrow)_{\max} + R_s \downarrow)_{\max} h} + \left(\frac{\eta_{wilt}}{\eta_{root}} \right)^2 \right\} \quad (37)$$

où $R_s \downarrow)_{\max}$ correspond au maximum d'ensoleillement par ciel clair,

r_c est un coefficient fonction du type de plante

η_{wilt} est la teneur en eau au point de flétrissement (correspondant à une succion de 15 bars)

η_{root} est la valeur minimale de η dans la zone des racines.

La transpiration du feuillage est donnée, d'après (32), par

$$E_{tr} = L_I \rho (q_{af} - q_{sat}(T_f)) \frac{\Delta}{r_s + r_a} \left(1 - \left(\frac{W_L}{W_I} \right)^{2/3} \right) \quad (38)$$

D. Prise en compte des précipitations

La quantité d'eau retenue sur les feuilles W_L est calculée par l'équation pronostique suivante

$$\frac{dW_L}{dt} = \sigma_f P_r + \frac{E_f - E_{tr}}{\rho_w} \quad \text{avec } 0 \leq W_L \leq W_I \quad (39)$$

P_r est le taux de précipitations (en m/s), le second terme correspond à l'évaporation de l'eau liquide.

Du fait de la quantité de pluie interceptée par le feuillage, le taux de précipitations résiduel au sol s'écrit :

$$\left\{ \begin{array}{l} P_g = (1 - \sigma_f) P_r + \sigma_f \frac{W_L - W_I}{\Delta t} \quad \text{si } W_L > W_I \\ P_g = (1 - \sigma_f) P_r \quad \text{si } W_L \leq W_I \end{array} \right. \quad (40)$$

$$\left. \begin{array}{l} P_g = (1 - \sigma_f) P_r \quad \text{si } W_L \leq W_I \end{array} \right\} \quad (41)$$

E. Prise en compte de la végétation dans les équations pronostiques du sol et à l'interface

La présence d'une couche de végétation modifie les équations des bilans de masse et d'énergie pour un sol nu puisque le couvert constitue un écran au rayonnement et à la pluie, ainsi que l'équation d'évolution de l'humidité dans le sol du fait de l'existence du système racinaire.

1°/ Equation de diffusion de l'eau dans le sol

L'extraction de l'eau dans le sol par les racines est prise en compte par l'adjonction d'un terme puits dans l'équation d'évolution de η , soit

$$\frac{\partial \eta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_\eta \frac{\partial \eta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K_\eta}{\partial z} + \frac{A(z)}{\rho_w} \quad (42)$$

La fonction $A(z)$ est définie par $\int_{\text{sol}} A(z) dz = E_{tr}$, avec selon Molz et Remson (1970)

$$A(z) = E_{tr} \frac{R(z) D_\eta(z)}{r \int_{G-r} R(z) D_\eta(z) dz} \quad (43)$$

où $R(z)$ est une fonction de distribution verticale des racines dans le sol, r désigne la profondeur d'enracinement et G repère la surface du sol.

Cette expression permet de rendre compte de l'influence de la distribution des racines dans le sol, du contenu en eau, du type de sol, de la profondeur des racines et de l'intensité du forçage atmosphérique qui module le processus de transpiration.

La fonction de distribution $R(z)$ adoptée dans ce rapport est donnée tableau n° 5, d'après Mc Cumber (1980). En pratique, elle dépend du type de végétation et il n'existe pas de données fournissant les fonctions de distribution relatives à différentes végétations. Des informations sur la densité du système racinaire et sur sa profondeur seraient nécessaires si l'importance de ce terme est confirmé par les calculs.

2/ Bilan d'énergie et de masse au sol

Le bilan d'énergie (1) est modifié par la végétation comme suit :

$$(R_s \downarrow - R_s \uparrow)_g + (R_L \downarrow - R_L \uparrow)_g + \sigma_f (H_o + LE_o) + (1 - \sigma_f)(\rho L u^* q^* + \rho C_p u^* \theta^*) - H_s = 0 \quad (44)$$

Les termes H_o et LE_o respectivement les flux de chaleur sensible et latente au niveau du sol sous la couverture végétale. Ces flux turbulents sont exprimés par les relations :

$$H_o = \rho C_p Cg/g u_{af} (T_{af} - T_g) \left(\frac{p_o}{p} \right)^{R/C_p} \quad (45)$$

$$LE_o = \rho L Cg/g u_{af} (q_{af} - q_g) \quad (46)$$

Cg/g s'identifie à une longueur de rugosité sur sol nu. Elle est posée égale à 5,7 mm (Deardorff, 1978). L'équation (44) peut être réécrite en exprimant les différents flux radiatifs en fonction de $R_s \downarrow/h$ et $R_L \downarrow/h$ (données d'entrée)

$$(1 - \sigma_f) R_s \downarrow/h - a_g (1 - \sigma_f) R_s \downarrow/h + (1 - \sigma_f) R_L \downarrow/h + \sigma_f \frac{\epsilon_f \sigma T_f^4 + (1 - \epsilon_f) \epsilon_g \sigma T_g^4}{\epsilon_f + \epsilon_g - \epsilon_f \epsilon_g} + (1 - \sigma_f) [\epsilon_g \sigma T_g^4 - (1 - \epsilon_g) R_L \downarrow/h] - \sigma_f \frac{\epsilon_g \sigma T_g^4 + (1 - \epsilon_g) \epsilon_f \sigma T_f^4}{\epsilon_f + \epsilon_g - \epsilon_f \epsilon_g} + \sigma_f (H_o + LE_o) + (1 - \sigma_f) \times (\rho L u^* q^* + \rho C_p u^* \theta^*) - H_s = 0 \quad (47)$$

Tableau n° 5.- Fonction de distribution racinaire
(Mc Cumber, 1980)

z en cm	R(z)
0,0	0,000
0,5	0,036
1,5	0,073
3,0	0,073
5,0	0,109
8,0	0,145
12,0	0,145
18,0	0,146
26,0	0,182
36,0	0,091
48,0	0,000
62,0	0,000
79,0	0,000
100,0	0,000

L'équation (2) de bilan de masse à l'interface sol-atmosphère est modifiée en présence de végétation comme suit :

$$\rho_w P_g + (1 - \sigma_f) \rho u^* q^* + \sigma_f E_o - W_s = 0 \quad (48)$$

Enfin, les paramètres dynamiques et thermiques affectant la couche limite de surface sont les flux totaux définis comme les moyennes pondérées des flux sur le couvert et sur le sol nu :

. flux de chaleur $H_{TOT} = \sigma_f (H_f + H_o) + (1 - \sigma_f) \rho C_p u^* \theta^* \quad (49)$

. flux d'humidité $LE_{TOT} = \sigma_f (LE_f + LE_o) + (1 - \sigma_f) \rho L u^* q^* \quad (50)$

. flux de quantité de mouvement $\rho u_{TOT}^{*2} = \rho \sigma_f Cg/f u_a^2 + (1 - \sigma_f) \rho u^{*2} \quad (51)$

° °

V. - SENSIBILITE DU MODELE A LA PRESENCE D'UNE COUCHE DE VEGETATION

Plusieurs tests ont été réalisés en présence de deux types contrastés de végétation : des arbres (forêt sempervirente) hauts de 20 m et de l'herbe rase (10 cm), tous deux sur un sol sableux et sec. Les modifications apportées par un épisode pluvieux (1 mm/h durant deux heures) ont été considérées par analogie avec le test déjà effectué sur sol nu.

Le but de ces quelques comparaisons est d'abord de vérifier l'allure générale du comportement de la paramétrisation et sa sensibilité vis à vis des changements de type de végétation. Des essais plus poussés seront réalisés ultérieurement pour déterminer le nombre de classes de végétation qui doit être retenu, compte tenu des simplifications faites et de la précision accessible expérimentalement pour les mesures à mésoéchelle aussi bien dans la couche limite atmosphérique qu'au niveau du sol.

A. Comportement général de la paramétrisation

La figure 19 décrit la variation diurne des températures calculées à la surface du sol (T), sur la végétation (TF), ainsi que pour l'air sous le couvert végétal (TAF). La figure 19a se rapporte à de l'herbe rase sur du sable sec ($\eta = 0.07\text{m}^3/\text{m}^3$), alors que la végétation de la figure 19b consiste en une forêt sempervirente sur un type de sol identique. Au cours de la journée, la végétation est plus chaude que l'air environnant, avec une différence atteignant environ 3 K à midi. La nuit la température du feuillage est typiquement d'un degré inférieure à celle de l'air, ce qui est en bon accord avec les résultats de Mc Gumber (1980). A son maximum la température du sol est plus faible en présence de végétation que sur sol nu (figure 9a), de l'ordre de 2 K, pour de l'herbe rase et d'environ 7 K pour des arbres. Ce refroidissement s'explique par une réduction du flux incident au sol occulté partiellement par la végétation.

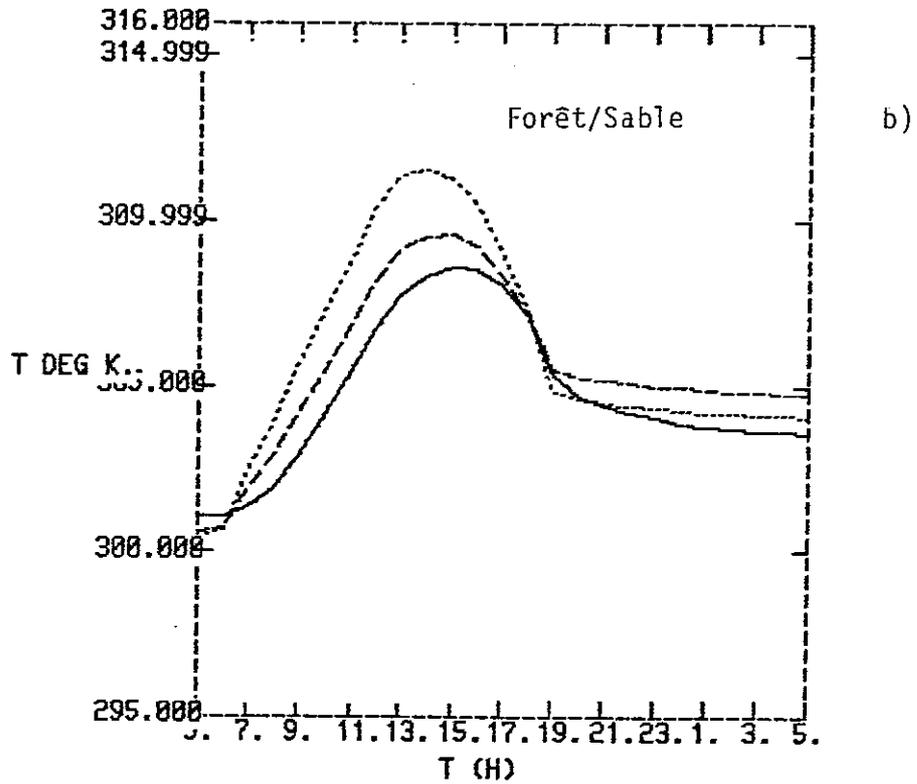
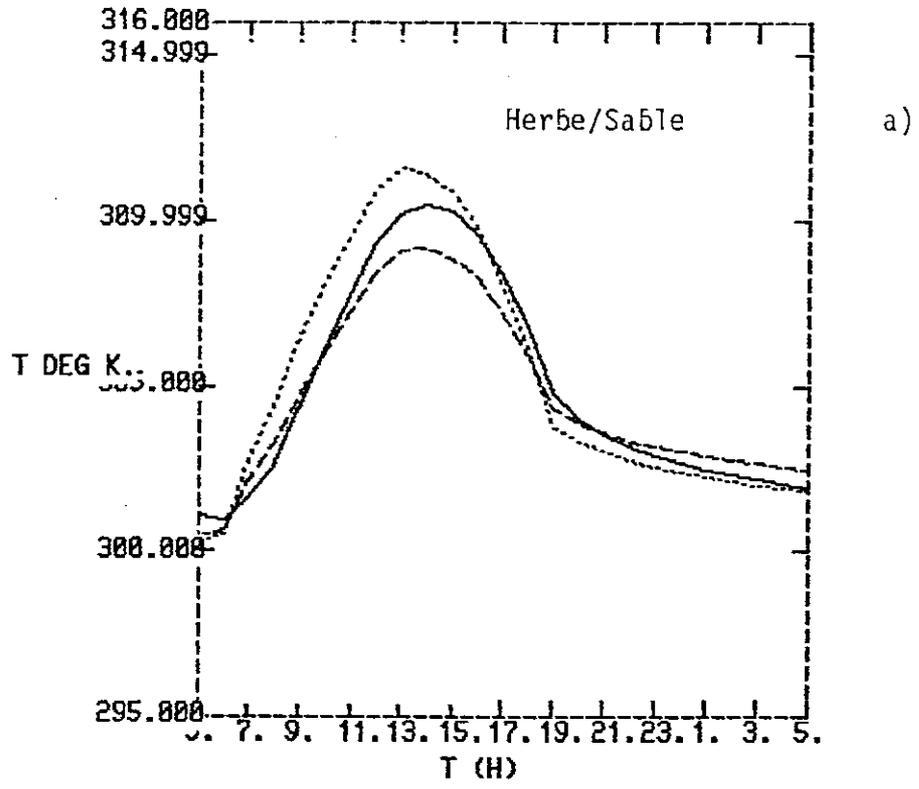
Pour les deux types de végétation on relève un déphasage temporel entre les maxima de température. Il est d'une heure entre le sol et la végétation. Si on compare les profils d'humidité dans le sol avec et sans végétation (figure 20), on note pour un sol nu un assèchement important près de la surface et le maintien du profil initial au-dessous de 10 cm. Sous un couvert végétal, les pertes d'humidité en surface sont moins importantes, mais l'extraction racinaire est évidente dans le sol profond jusqu'à environ 50 cm. La forme détaillée du profil hydrique reflète celle de la fonction de distribution racinaire adoptée et est donc assez arbitraire en l'absence de données expérimentales précises. On peut aussi remarquer l'influence du couvert végétal sur la valeur des flux en surface (tableau 6). On observe une très forte augmentation du flux d'humidité provenant de la transpiration du feuillage. Mc Cumber (1980) a noté, pour des sols humides, que peu de différences existent entre les flux de chaleur latente sur sol nu et en présence de végétation, avec toutefois un renforcement du flux de chaleur sensible par le couvert végétal.

Type d'interface	H_{TOT} $W m^{-2}$	E_{TOT} $W m^{-2}$
Sol nu (sable sec)	320	10
Sable + herbe	250	90
Sable + forêt	300	120

Tableau 6. - Influence d'un couvert végétal sur les flux de chaleur sensible et latente à l'interface sol-atmosphère. Les valeurs présentées sont calculées à 13 h LST

8. Influence d'un épisode pluvieux

Un épisode pluvieux (1mm/h entre 11 h et 13 h) a été simulé sur une forêt sempervirente. L'évolution temporelle des différents flux relatifs à la végétation : flux de chaleur sensible (HF), évapotranspiration (LEF) et transpiration (LETR), est présentée sur la figure 21. L'apport d'eau liquide au niveau du couvert diminue rapidement le flux de chaleur sensible au profit de l'évapotranspiration. Cette dernière qui, d'après la forme de la courbe pour LETR, se réduisait à la transpiration du feuillage avant l'épisode pluvieux, augmente du fait de l'évapo-



- T température du sol
- TF température du feuillage
- TAF température de l'air dans le feuillage

Figure 19.- Variation diurne de la température à l'interface sol-atmosphère sous un couvert herbeux (a), sous un couvert forestier (b)

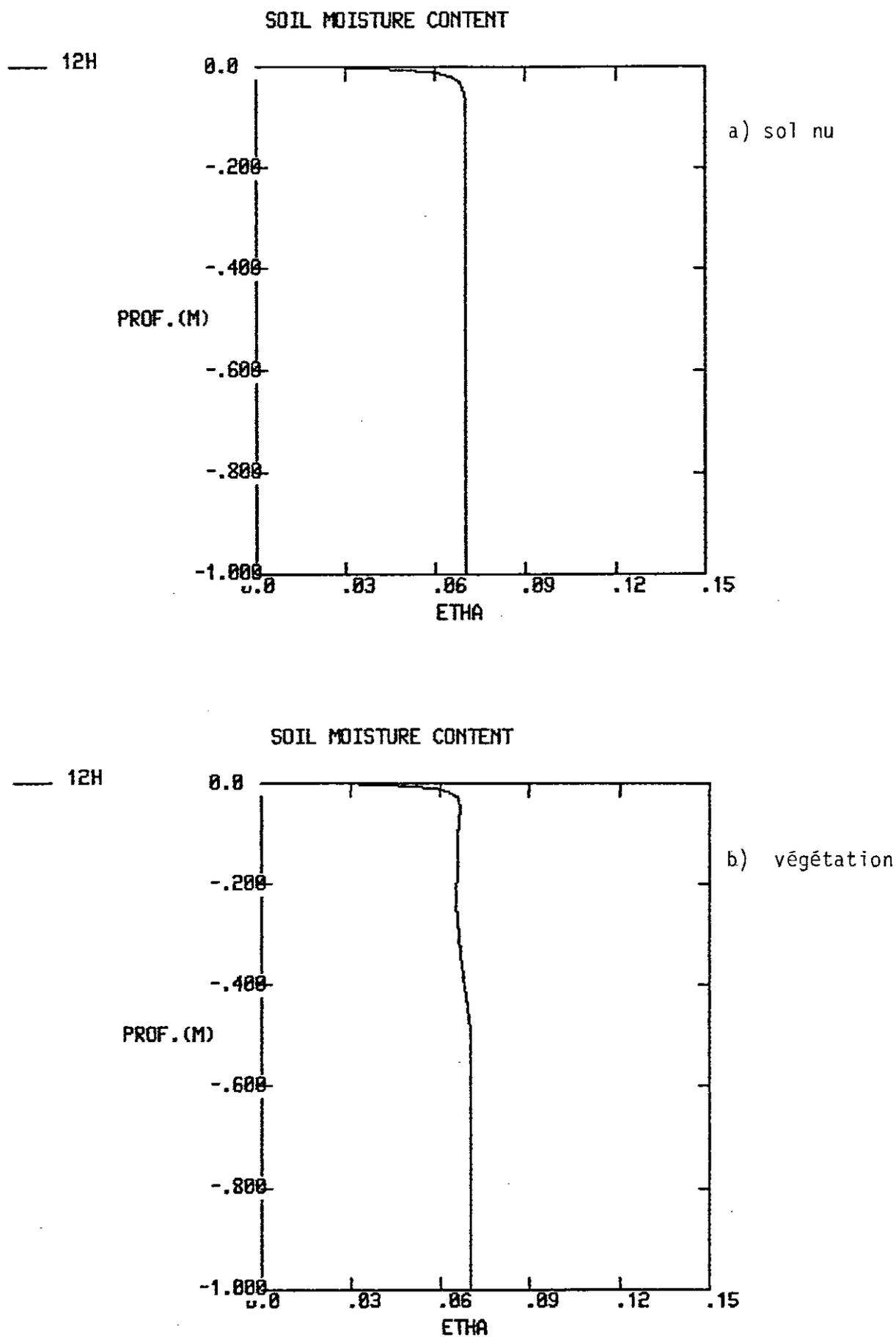


Figure 20.- Influence d'une fonction d'extraction racinaire sur l'évolution de la teneur en eau dans le sol

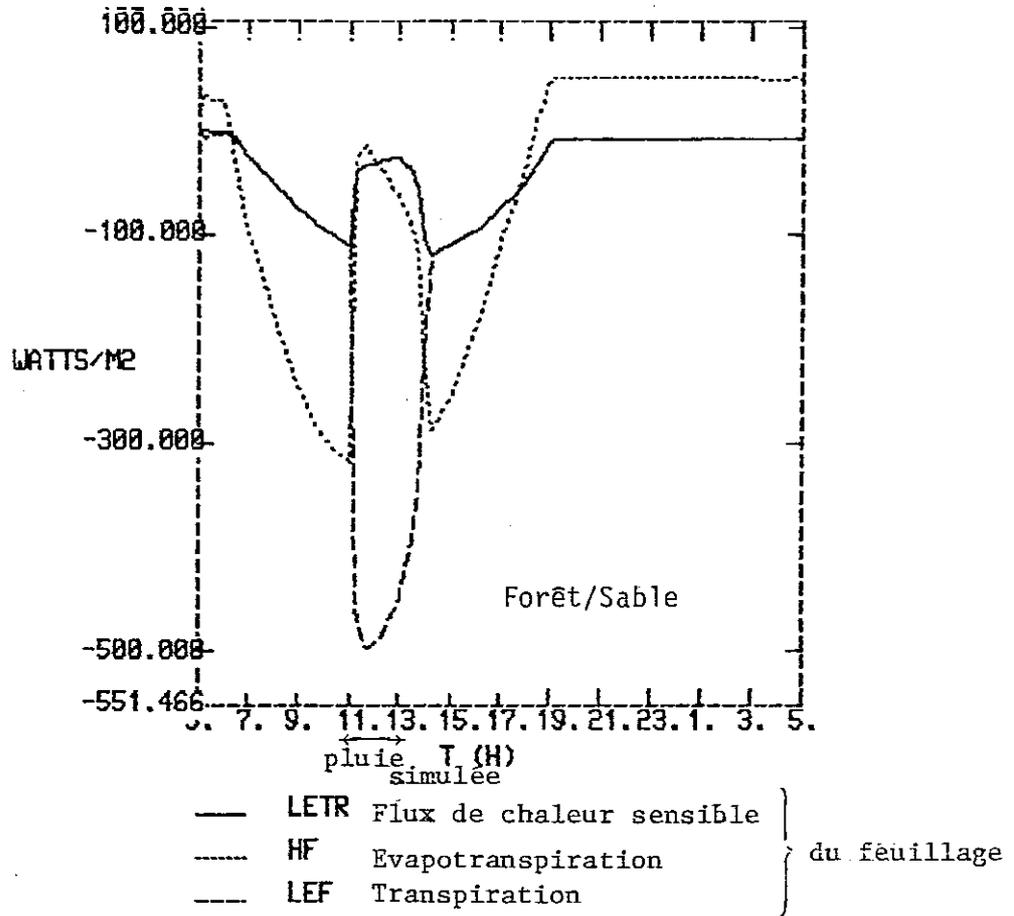


Figure 21.- Effet d'un épisode pluvieux sur l'évolution des flux liés à la végétation

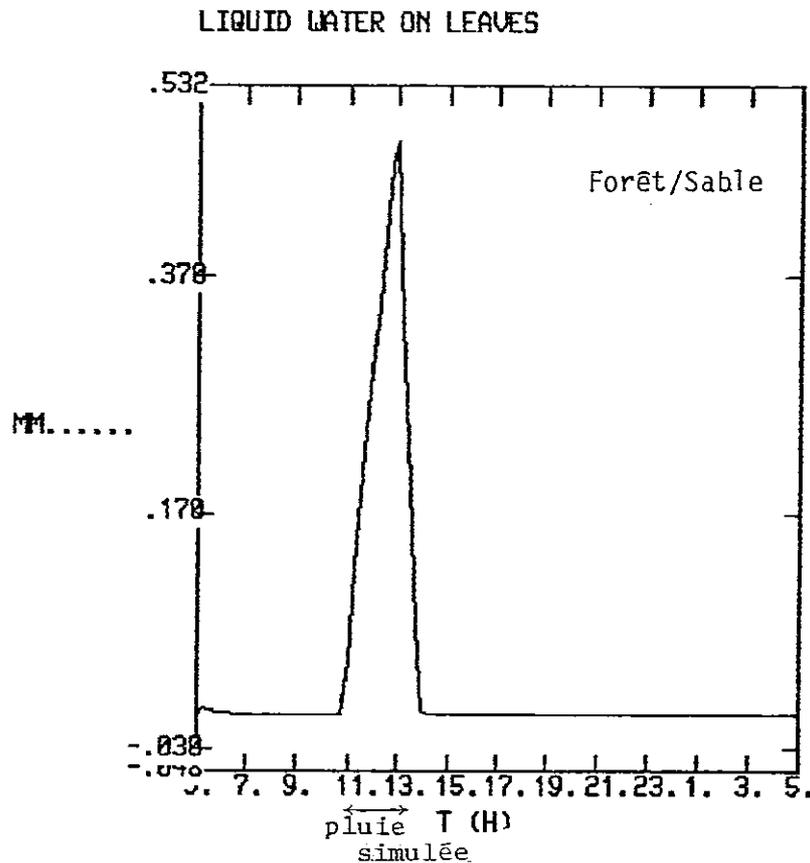


Figure 22.- Evolution de la quantité d'eau sur les feuilles

ration de l'eau liquide interceptée par les feuilles. Vers 12 h, la surface des feuilles est presque entièrement recouverte de gouttellettes d'eau inhibant ainsi la transpiration du couvert végétal. L'évapotranspiration diminue à la fin de la séquence pour égaler la transpiration vers 14 h, alors toute l'eau liquide à la surface du feuillage est évaporée. La quantité d'eau W_L à la surface des feuilles présente une forte augmentation entre 10 h et 12 h, jusqu'à 0,5 mm n'atteignant pas cependant la capacité maximale de rétention 1,6 mm (figure 22). De 13 h à 14 h, l'évaporation de l'eau à la surface des feuilles réduit W_L jusqu'à l'annuler. On peut noter aussi une faible augmentation de W_L le matin entre 5 et 6 h correspondant à un dépôt de rosée à la surface des feuilles.

C. Conclusion

Cette première série de tests met en évidence l'importance d'un couvert végétal dans l'estimation des flux d'humidité et de chaleur à l'interface sol-atmosphère, des précipitations parvenant au sol ainsi que sur l'évolution du profil de l'eau liquide dans le sol.

°°°

VI . - CONCLUSION

Un modèle unidimensionnel d'interface sol-atmosphère avec prise en compte d'un couvert végétal a été développé. Afin de décrire de manière réaliste les échanges de masse et d'énergie entre le sol et l'atmosphère, le sol a été paramétré à l'aide d'un modèle à plusieurs niveaux décrivant explicitement les transferts hydriques et thermiques verticaux (Mc Cumber et Pielke, 1981). Une première série de tests a été engagée en vue d'une part de vérifier le bon comportement du modèle couplé, et d'autre part de déterminer sa réponse à diverses initialisations et conditions aux limites. Le modèle restitue correctement l'évolution diurne tant pour les variables atmosphériques que pour les variables du sol en réponse à un forçage radiatif de l'interface. Les différentes simulations confirment l'importance de l'état hydrique du sol qui influence de manière directe la répartition relative de l'énergie de surface en chaleur sensible et latente. La texture du sol et la présence de végétation modifient par ailleurs de façon substantielle ces flux en surface. Il est à noter que ces modifications ne restent pas confinées dans les premiers mètres de l'atmosphère, mais influencent sensiblement le développement de la turbulence dans toute la couche limite, l'épaisseur maximale diurne pouvant être fortement modifiée dans certaines circonstances ($\Delta z_i \sim 500$ m).

Ces premiers résultats montrent donc, a posteriori, que l'effort consacré au développement de cette paramétrisation complexe semble justifié. L'étape suivante du travail sera une tentative de validation de cette paramétrisation par comparaison avec les résultats fournis par d'autres méthodes et, dans la mesure du possible, avec des données expérimentales. Une grande part de ces tests sera réalisée à l'aide d'une version tridimensionnelle, qui reste à mettre au point à la date de rédaction de ce rapport, pour permettre des comparaisons à l'échelle de $10 \times 10 \text{ km}^3$ qui nous intéresse.

Une difficulté importante sera alors d'obtenir des données expérimentales sur un réseau de même extension spatiale. C'est là un des objectifs des campagnes "HAPEX-Mobilhy" organisées par la Météorologie Nationale dans le cadre du sous-programme "bilan hydrique" du PNEDC.

°
° °

ANNEXE

MÉTHODES NUMÉRIQUES

Sont présentées ici les méthode de résolution du système d'équation couplées régissant le sol, l'interface sol-atmosphère, et l'atmosphère.

I.- SCHEMA NUMERIQUE

Les équations (11) et (15) sont des équations de diffusion à coefficient variables. Ces coefficients de diffusion pouvant varier de plusieurs ordres de grandeur, une technique de résolution numérique inconditionnellement stable est requise. Le schéma adopté est implicite du type Laasonen autorisant un pas de temps de 180 secondes.

La grille verticale dans le sol comprend 13 niveaux, entre 0 et 1 m de profondeur. Le pas variable est Δz_k . Les incréments d'espace les plus courts sont situés près de la surface où se manifestent les plus forts gradients de température et d'humidité. L'épaisseur de la première couche de sol est de 0,4 cm, celle de la dernière de 30,2 cm. Toutes les variables dans le sol sont calculées aux mêmes points de grille.

II.- EQUATION DE DIFFUSION

La discrétisation de l'équation de diffusion de la température

$$c \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right)$$

s'écrit, compte tenu du schéma numérique adopté :

$$\frac{C_k^n}{\Delta t} (T_k^{n+1} - T_k^n) = \frac{1}{\Delta Z_{k-\frac{1}{2}}} \left\{ \left[\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right]_{k+\frac{1}{2}}^{n+1} - \left[\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right]_{k-\frac{1}{2}}^{n+1} \right\} \quad (I)$$

où n représente l'indice temporel et k l'indice spatial

$$\frac{C_k^n}{\Delta t} (T_k^{n+1} - T_k^n) = \frac{1}{\Delta Z_{k-\frac{1}{2}}} \left\{ \lambda_{k+\frac{1}{2}}^n \frac{T_{k+1}^{n+1} - T_k^{n+1}}{\Delta Z_k} - \lambda_{k-\frac{1}{2}}^n \frac{T_k^{n+1} - T_{k-1}^{n+1}}{\Delta Z_{k-1}} \right\}$$

avec $\lambda_{k+\frac{1}{2}} = \frac{1}{2} (\lambda_{k+1} + \lambda_k)$ et $\Delta Z_{k-\frac{1}{2}} = \frac{1}{2} (\Delta Z_{k-1} + \Delta Z_k)$

$$T_k^{n+1} - T_k^n = \frac{\Delta t}{C_k^n (\Delta Z_{k-1} + \Delta Z_k)} \left\{ (\lambda_{k+1}^n + \lambda_k^n) \frac{T_{k+1}^{n+1} - T_k^{n+1}}{\Delta Z_k} - (\lambda_k^n + \lambda_{k-1}^n) \frac{T_k^{n+1} - T_{k-1}^{n+1}}{\Delta Z_{k-1}} \right\}$$

Cette équation peut encore être mise sous la forme suivante :

$$A_K T_{k-1}^{n+1} + B_K T_k^{n+1} + C_K T_{k+1}^{n+1} = Y_K \quad (II)$$

avec $A_K = - \frac{\Delta t (\lambda_k^n + \lambda_{k-1}^n)}{C_k^n \Delta Z_{k-1} (\Delta Z_{k-1} + \Delta Z_k)}$

$$C_K = - \frac{\Delta t (\lambda_{k+1}^n + \lambda_k^n)}{C_k^n \Delta z_k (\Delta z_{k-1} + \Delta z_k)}$$

$$B_K = 1 - A_K - C_K \qquad Y_K = T_k^n$$

A la limite inférieure ($k = KM$), on impose un flux de chaleur nul.

L'équation (I) se transforme alors en :

$$\frac{C_{KM}^n}{\Delta t} (T_{KM}^{n+1} - T_{KM}^n) = \frac{1}{\Delta Z_{KM-\frac{1}{2}}} \left\{ 0 - \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{KM-\frac{1}{2}}^{n+1} \right\}$$

$$C_{KM}^n (T_{KM}^{n+1} - T_{KM}^n) = \frac{1}{\Delta Z_{KM-\frac{1}{2}}} \left\{ - \lambda_{KM-\frac{1}{2}}^n \frac{T_{KM}^{n+1} - T_{KM-1}^{n+1}}{\Delta Z_{KM-1}} \right\}$$

$$T_{KM}^{n+1} - T_{KM}^n = \frac{\Delta t}{2 C_{KM}^n \Delta Z_{KM-1}} \left\{ - (\lambda_{KM}^n + \lambda_{KM-1}^n) \frac{T_{KM}^{n+1} - T_{KM-1}^{n+1}}{\Delta Z_{KM-1}} \right\}$$

avec $\Delta Z_{KM} = \Delta Z_{KM-1}$

En écrivant l'expression précédente sous une forme analogue à (II), il vient :

$$A_{KM} = - \frac{\Delta t (\lambda_{KM}^n + \lambda_{KM-1}^n)}{2 C_{KM}^n \Delta Z_{KM} \Delta Z_{KM-1}}$$

$$B_{KM} = 1 - A_{KM} \qquad C_{KM} = 0 \qquad Y_{KM} = T_{KM}^n$$

A la limite supérieure ($K = 0$), le flux de chaleur est donné par l'expression :

$$H_S^n = \frac{1}{2} (\lambda_0^n + \lambda_1^n) \frac{T_0^n - T_1^n}{\Delta Z_0} = - \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right)_0^n$$

La température T_0^n est calculée à partir du bilan d'énergie à l'interface.

$$\text{Ainsi : } \frac{C_1^n}{\Delta t} (T_1^{n+1} - T_1^n) = \frac{1}{\Delta z_{\frac{1}{2}}} \left\{ \left[\lambda \frac{\partial z}{\partial z} \right]_{\frac{2}{3}} + H_S^n \right\}$$

Sous une forme analogue à (II), on a :

$$C_1 = \frac{\Delta t (\lambda_1 + \lambda_2)^n}{C_1^n \Delta z_1 (\Delta z_0 + \Delta z_1)}$$

$$B_1 = 1 - C_1$$

$$A_1 = 0$$

$$Y_1 = \frac{2 H_S^n \Delta t}{C_1^n (\Delta z_0 + \Delta z_1)}$$

On obtient finalement un système d'équations linéaires résolu par la méthode de la factorisation des matrices triangulaires (Thomas, 1949). La discrétisation de l'équation de diffusion

$$\frac{\partial \eta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_\eta \frac{\partial \eta}{\partial z} \right) + \frac{\partial \eta}{\partial z} + \frac{A}{\rho w}$$

conduit aux coefficients A_K , B_K , C_K et Y_K suivants :

$$A_K = - \frac{\Delta t (D_k^n + D_{k-1}^n)}{\Delta z_{k-1} (\Delta z_{k-1} + \Delta z_K)} \quad C_K = - \frac{\Delta t (D_{k+1}^n + D_k^n)}{\Delta z_K (\Delta z_{k-1} + \Delta z_K)}$$

$$B_K = 1 - A_K - C_K$$

$$Y_K = \eta_K^n + \frac{\Delta t}{\Delta z_{k-1} + \Delta z_K} (K_{K+1}^n - A_{KM}^n) + A_K^n \frac{\Delta t}{\rho w}$$

A la limite inférieure :

$$A_{KM} = - \frac{\Delta t (D_{KM}^n + D_{KM-1}^n)}{2 \Delta z_{KM} \Delta z_{KM-1}} \quad B_{KM} = 1 - A_{KM} \quad C_{KM} = 0$$

$$Y_{KM} = \eta_{KM}^n - \frac{\Delta t}{2 \Delta z_{KM}} (K_{KM-1}^n) + A_{KM} \frac{\Delta t}{\rho w}$$

A la limite supérieure :

$$C_1 = - \frac{\Delta t (D_2^n + D_1^n)}{\Delta z_1 (\Delta z_0 + \Delta z_1)} \quad B_1 = 1 - C_1 \quad A_1 = 0$$

$$Y_1 = \eta_1^n + \frac{2 \Delta t W_S^n}{\rho w (\Delta z_0 + \Delta z_1)} + A \frac{\Delta t}{\rho w} \quad (\text{III})$$

Remarque : Le coefficient de diffusivité hydraulique D_η et la conductivité thermique λ étant fonction de l'humidité du sol, dans le calcul de η^{n+1} , au pas de temps $n+1$, on utilise D_η^n et λ^n au pas de temps précédent. Bien que ces coefficients puissent varier considérablement en un seul pas de temps, lors de brusques changements d'humidité, cette hypothèse simplificatrice ne semble pas détériorer la qualité des résultats.

III.- EQUATIONS DE BILAN D'ENERGIE

Les équations du bilan d'énergie sont des équations transcendantes pour la température de surface et la température de la végétation : elles ne peuvent donc être résolues que par des techniques numériques. La méthode de bisection a été adoptée ; c'est une méthode à convergence relativement lente, mais qui permet néanmoins de trouver de manière sûre les racines d'une équation par itérations successives. Elle nécessite la connaissance d'un intervalle dans lequel se trouve la solution cherchée. Dans notre modèle, la température est cherchée à l'intérieur d'un intervalle de 2 K autour de la valeur calculée au pas de temps précédent. Ces équations possédant

plusieurs racines, il est nécessaire de ne pas prendre un intervalle de recherche trop large pour ne pas trouver de solution erronée. Etant donné le principe de la méthode, les températures initiales du feuillage et du sol doivent être assez proches de celles équilibrant les bilans d'énergie initiaux sous peine d'une divergence du processus. Le critère de convergence s'obtient lorsque les itérations ont réduit l'intervalle initial à moins de 0,01 K.

IV.- EQUATION DU BILAN DE MASSE

Un processus itératif est mis en oeuvre pour calculer le flux d'humidité dans le sol W_s au niveau de l'interface. Connaissant W_s^n à la nième itération, on calcule W_s^{n+1} comme suit. Le potentiel hydrique ψ_0 en surface est réactualisé par la relation diagnostique (discrétisation de l'équation (13))

$$\psi_0 = \psi_1 + \Delta z_0 \left(1 + \frac{W_s^n}{2 \rho_w (K_{\eta_0} + K_{\eta_1})} \right)$$

L'inversion de la formule (16) permet d'obtenir la teneur en eau en surface

$$\eta_0 = \eta_s \left(\frac{\psi_s}{\psi_0} \right)^{1/b}$$

d'où la nouvelle valeur de K_{η_0}

La connaissance de ψ_0 détermine l'humidité en surface

$$h = \exp \frac{\xi \psi_0}{R T_g}$$

On a ainsi accès au rapport de mélange en surface q_g

$$q_g = h q_{\text{sat}}(T_g)$$

Cette nouvelle valeur de q_g permet le calcul de $W_a^n = \rho u^* q^*$.

Le flux W_s doit être égal, sans tenir compte d'éventuelles précipitations, au flux turbulent atmosphérique W_a . On compare donc les quantités W_a et W_s

$$\text{si } \left| \frac{W_a - W_s}{W_a} \right| \geq 0,1 \%$$

On calcule alors une nouvelle valeur W_s^{n+1} par la relation

$$W_s^{n+1} = \alpha W_s^n + (1 - \alpha) W_a^n \quad \text{avec} \quad 0 \leq \alpha \leq 1$$

où α est un facteur de pondération.

Ce processus de convergence terminé, on dispose au pas de temps ultérieur de la teneur en eau, du potentiel hydrique et du flux d'humidité en surface.

La convergence est plus rapide lorsque le facteur de pondération α est supérieur à 0,5. Lorsque le sol devient très sec, il est nécessaire d'adopter une valeur de α très proche de 1 pour assurer la convergence. Le tableau ci-dessous indique les valeurs de α retenues après divers essais selon l'humidité relative h

h	α
1 - 0,9	0,80
0,9 - 0,75	0,90
0,75 - 0,45	0,985
0,45 - 0	0,99

V.- BILAN DE MASSE ET PRECIPITATION

Tenant compte d'un apport d'eau liquide à l'interface lors d'un épisode pluvieux, l'équation de bilan de masse s'écrit :

$$W_a - W_s + \rho_w P_g = 0$$

Cependant, compte tenu de la procédure itérative utilisée, un déséquilibre trop important est introduit, en cas de pluie dans ce bilan pour obtenir convergence rapide du processus d'itérations. Il est préférable de répartir uniformément la quantité d'eau de pluie sur chaque pas de temps selon une fine couche superficielle de sol. Lors d'un épisode pluvieux on a tout d'abord infiltration rapide de l'eau dans une mince couche de sol (phénomène ne pouvant pas être pris en compte par le

modèle dont le pas de temps est de 3 mn) ; ensuite, l'eau s'évapore ou s'infiltré lentement en fonction des conditions atmosphérique et du sol. Un terme source a donc été rajouté dans l'équation d'évolution de η au niveau du premier point de grille dans le sol. Ainsi, l'équation (III) est modifiée sous la forme :

$$Y_1 = \eta_1 + \frac{2 \Delta t W_s}{\rho_w (\Delta z_0 + \Delta z_1)} + \frac{\Delta_1 \Delta t}{\rho_w} + \frac{P_s \Delta t}{\Delta z_0}$$

Soit $P_{sat} = (\eta_{sat} - \eta_1) \Delta z_0$ (en m) la capacité maximale de rétention de la couche superficielle de sol en surface, alors :

$$P_s = P_g \quad \text{si} \quad P_g \Delta t \leq P_{sat}$$

$$P_s = P_{sat} / \Delta t, \quad \text{si} \quad P_g \Delta t > P_{sat}$$

la quantité excédentaire ($P_g \Delta t - P_{sat}$) soit ruisselle, si le terrain est en pente, soit s'accumule en surface (cette quantité réinjectée au pas de temps suivant s'infiltrera à la fin de l'épisode pluvieux).

°°

BIBLIOGRAPHIE

- AL NAKSHABANDI, G. et H. KOHNKS, 1965 : Thermal conductivity and diffusivity of soils as related to moisture and other physical properties. *Agric. Meteor.*, 2, 271-279
- ANTHES, R.A., N.L. SEAMAN et T.T. WARNER, 1980 : Comparisons of numerical simulations of the planetary boundary layer mixed-layer and multi-level model. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 365-376.
- CLAPP, R. et G. HORNBERGER, 1978 : Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Wat. Resour. Res.*, 14, 601-604.
- DEARDORFF, J., 1977 : A parametrisation of ground surface moisture content for use in atmospheric prediction models. *J. Appl. Meteor.*, 16, 1182-1185.
- DEARDORFF, J., 1978 : Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, 83, 1889-1903.
- GANNON, P. sr., 1978 : Influence of earth surface and cloud properties on the south Florida sea breeze. *NOAA Tech. Rep. ERL 402-NHE ML2*, U.S. Dept. of Commerce, 19 p
- GARRETT, A., 1978 : Numerical simulations of atmospheric convection over southern U.S. in undisturbed conditions. *Rep. n° 47*, Atm. Sci. Group, Coll. of Engin, Univ. of Texas (Austin), 356 p.
- GARRETT, A.J., 1982 : A numerical study of interactions between convective clouds, the convective boundary layer, and a forested surface. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 1041-1059
- KONDRATYEV, J., 1969 : *Radiation in the Atmosphere*. Academic Press, New York.
- LETTAU, H., B. DAVIDSON, 1957 : *Exploring the Atmosphere's Forest Mile*. Vols I et II, New York, Pergamon Press, 577 p.
- LOUIS, J.F., 1979 : A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound. Layer Meteor.*, 17, 187-202.
- Mc CUMBER, M.C., 1980 : A numerical simulation of the influence of heat and moisture fluxes upon mesoscale circulations. *Ph. D. Dissertation*, University of Virginia, Charlottesville.

- Mc CUMBER, M.C. et PIELKE, R.A., 1981 : Simulation of the effect of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model. Part I : soil layer. *J. Geophys. Res.*, 86, 9929-9938.
- Mc NIDER, R.T. et PIELKE, R.A., 1981 : Diurnal boundary layer development over sloping terrain. *J. Atmos. Sci.*, 38, 2198-2212.
- MAHFOUF, J.F., 1984 : Paramétrisation de la turbulence dans la couche limite planétaire par un modèle en énergie cinétique turbulente. Application à un modèle tridimensionnel de mésoéchelle. *Note I.O.P.G.*, n° 68, Université de Clermont-Ferrand II.
- MAHRER, Y. et PIELKE, R.A., 1977 : A numerical study of the air flow over irregular terrain. *Contrib. Atmos. Phy.*, 50, 98-113.
- MAHRT, L. et H. PAN, 1984 : A two-layer model of soil hydrology. *Bound. Layer Meteor.*, 29, 1-20.
- MOLZ, F., et I. REMSON, 1970 : Extraction term models of soil moisture use by transpiring plants. *Wat. Resour. Res.*, 6, 1346-1356.
- O'BRIEN, 1970 : A note on the vertical structure of the eddy exchange coefficient in the planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 27, 1213-1215.
- PHILIP, J., 1957 : Evaporation, and moisture and heat fields in the soil. *J. Meteor.*, 14, 354-366.
- PIELKE, R.A., 1974 : A three-dimensional numerical model of the sea breezes over South Florida. *Mon. Wea. Rev.*, 102, 115-139.
- PIELKE, R.A., et Y. MAHRER, 1975 : Technique to represent the heated-planetary boundary layer in mesoscale models with coarse vertical resolution. *J. Atmos. Sci.*, 32, 2288-2308.
- RICHARD, E., 1982 : Paramétrisation de la microphysique des nuages en phase mixte dans un modèle tridimensionnel à mésoéchelle. *Thèse de 3ème Cycle*, Université de Clermont-Fd II.
- SASAMORI, T., 1970 : A numerical study of atmospheric and soil boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, 27, 1122-1137.
- SUN, W.Y. et Y. OGURA, 1979 : Boundary layer forcing as a possible trigger to a squall line formation. *J. Atmos. Sci.*, 36, 235-254.
- THERRY, G. et P. LACARRERE, 1983 : Improving the eddy kinetic energy model for planetary boundary layer description. *Bound. Layer Meteor.*, 25, 63-88.
- THOMAS, L.H., 1949 : Elliptic problems in linear difference equation over a network. *Watson Sci. Comput. Lab. Rept.*, Columbia University, New York.

Liste des Notes I.O.P.G. déjà parues

- N° 1 - Dosage de l'iodure d'argent dans les précipitations dans le cadre des expériences menées dans le Lot-et-Garonne et avec le matériel actuellement existant - Août 1970 (*J. Dessens et J.-P. Lacaux*).
- N° 2 - Présence probable d'une structure volcanique ancienne au Nord-Est du Puy de Dôme - Juin 1970 (*M. Aubert, D. Bauçary et G. Camus*).
- N° 3 - Calcul du champ magnétique normal en France - Octobre 1970 (*M. Aubert*).
- N° 4 - Prospection électrique aux Fontêtes - Avril 1971 (*M. Aubert*).
- N° 5 - Convection artificielle : Météotron I, expériences 1961 - Juillet 1971 (*H. Dessens*).
- N° 6 - Sondages électriques dans les moraines du nord de la plaine de St Flour et dans la vallée de l'Allagnon - Janvier 1972 (*M. Aubert et A. de Goër*).
- N° 7 - Investigations géophysiques de quelques structures volcaniques du Velay oriental (Massif Central français) - Janvier 1972 (*M. Aubert et J. Mergoil*).
- N° 8 - Etude sur la précision des radiosondages Vaisala - Décembre 1971 (*B. Benech*).
- N° 9 - Premiers résultats sur la modification des profils verticaux thermiques et dynamiques due au passage d'une cellule convective - Janvier 1972 (*B. Benech*).
- N° 10 - Etude physique des phénomènes météorologiques à l'échelle fine - Janvier 1972 (*Rapport de synthèse final*).
- N° 11 - Rapport d'activité 1969 - Programme de Recherches 1970 - (*J. Dessens et S. Godard*).
- N° 12 - Sondages acoustiques de la Basse Atmosphère - Septembre 1972 (*Rapport de synthèse D.R.M.E.*).
- N° 13 - Etude et réalisation d'une chaîne de traitement de signal pour un radar météorologique millimétrique. Application à l'échelle de la convection atmosphérique - Novembre 1973 (*Rapport de synthèse*).
- N° 14 - Rapport technique "Languedoc 72" - Décembre 1972
- N° 15 - Rapport d'activité 1972 convection artificielle - Décembre 1972 (*B. Benech*).
- N° 16 - Recherche des effets sur la pluviométrie d'une émission continue de noyaux d'iodure d'argent - Janvier 1973 (*J.-P. Lacaux*).
- N° 17 - La structure magnétique de Mouterre (Vienne) - Février 1973 (*M. Aubert*).
- N° 18 - Prospection électrique à la Garandie - Juin 1973 (*M. Aubert*).
- N° 19 - Levé aéromagnétique Massif Central 1972 - Rapport d'interprétation provisoire sur la chaîne des Puys et la Limagne - Juin 1973 (*M. Aubert*).
- N° 20 - Etude des caractéristiques physiques et radioélectriques de la pluie à l'aide d'un spectropluviomètre photoélectrique - Août 1973 (*G. Donnaïeu*).

- N° 21 - Un système de visualisation pour sondeur acoustique utilisant un tube à mémoire - Novembre 1973 (*R. Coràesses*).
- N° 22 - Rapport d'activité 1973 "Convection artificielle" - Avril 1974 (*B. Benesh*).
- N° 23 - Prospection magnétique hélicoptérée - Juin 1974 (*M. Aubert, A. Gachon et J.-F. Lénat*).
- sans N° - Sondages acoustiques de la basse atmosphère - Rapport de synthèse DRME - Septembre 1974 (*G. Dubosclarc et R. Coràesses*).
- N° 24 - Reconnaissance par sondages électriques de l'épaisseur de la terrasse alluviale de la rive droite de l'Allier en aval de Brassac-les-Mines (63) - Août 1974 (*M. Aubert, A. Gachon et J.-F. Lénat*).
- N° 25 - Rapport d'interprétation de la prospection électrique réalisée au Breuil-sur-Couze - Août 1974 (*M. Aubert, A. Gachon et J.-F. Lénat*).
- N° 26 - Réunions de travail sur les caractéristiques physico-chimiques et le transports des poussières d'origine africaine - Résumé des Communications - Septembre 1974.
- N° 27 - Reconnaissance d'un effondrement volcano-tectonique dans la vallée de la Santoire (Cantal) par prospection et magnétotellurique - Janvier 1975 (*M. Aubert et A. Jupis*).
- N° 28 - Prospection électrique au sud du Puy de Dôme pour l'implantation d'un forage de mesure de flux géothermique - Février 1975 (*M. Aubert, G. Camus, A. Gachon et J.-F. Lénat*).
- N° 29 - Influence de la fonction de distribution des gouttes de pluie sur la relation *annulée* entre le facteur de réflectivité radar Z et l'intensité de pluie R - Juin 1975 (*G. Donnadiéu et J.-L. Lacour*)
Cette publication a fait l'objet d'un note à l'Académie des Sciences et non d'une note IOPG.
- N° 30 - Caractéristique et performance du sodar de l'IPG du Puy de Dôme - Application à des mesures quantitatives - Avril 1976 (*B. Chrétien, R. Coràesses et G. Dubosclarc*).
- N° 31 - Sondage électrique pour la Campagne Hydroxydase (Le Breuil-sur-Couze) - Juin 1976 (*M. Aubert*).
- N° 32 - Etude géophysique de la structure du maar du Plot de Lachamp (Devès)-Septembre 1976 (*J.-F. Lénat, P. Boivin et A. Gourgaud*).
- N° 33 - Prospection magnétique aux Fontêtes (63) - Novembre 1976 (*M. Aubert*).
- N° 34 - Rapport technique "Languedoc 1976" - Février 1977 (*J.-P. Lacaux*).
- N° 35 - Première reconnaissance de la profondeur du Bassin d'Arlanc (63) par prospection électrique - Avril 1977 (*M. Aubert et J.-F. Lénat*).
- N° 36 - Rapport de prospection électrique dans la zone des captages de la Mitte près d'Estivareilles (03) - Juillet 1977 (*J.-F. Lénat*).
- N° 37 - Prospection électrique de gisements d'argile près de Vihiers (49) - Décembre 1977 (*J.-F. Lénat et G. Torrent*).
- N° 38 - Prospection électrique des dépôts alluviaux de l'Allier près de Charnat (63) Décembre 1977 - (*J.-F. Lénat*).

- N° 39 - Le givrage dans les nuages stratiformes bas : détection et prévision - Février 1978 (*X. Henrion et H. Sauvageot*).
- N° 40 - Campagne FRONT 77, octobre-novembre 1977, Disdromètre I, II, III - Juin 1978 (*B. Campistron*).
- N° 41 - Prospection électrique des dépôts alluviaux de l'Allier près de Vinzelles - Juin 1978 (*J.-F. Lénat*).
- N° 42 - Etude géomagnétique de la dépression de Montchatres, Est chaîne des Puys (63) - Août 1978 (*M. Aubert, P. Boivin, G. Camus et J.-F. Lénat*).
- N° 43 - Recherche d'une distribution de sources magnétiques à profondeur de toit constante - Septembre 1978 (*D. Breugnot*).
- N° 44 - Construction d'un inductomètre numérique à translation - Octobre 1978 (*M. Aubert et R. Corâesses*).
- N° 45 - Utilisation d'un radar météorologique pour l'étude du foudroiement - Novembre 1978 (*P. Walâteux-Jel et P. Metzger*).
- N° 46 - Premières mesures de prospection magnétique à la Réunion (Océan Indien) - Interprétation et perspectives - Janvier 1979 (*J.-F. Lénat et B. Fricot*).
- N° 47 - Journées franco-africaines de Physique de l'Atmosphère - Centre de Recherches Atmosphériques, Campistrous 12-14 Septembre 1978 - Février 1979
- N° 48 - Etude de la combustion du fuel-oil domestique à l'air libre - Février 1979 (*Pham Van Dinh*).
- N° 49 - Une étude par prospection électrique des terrasses alluviales de l'Allier dans sa boucle à l'est de Pont-du-Chateau - Février 1979 (*J.-F. Lénat et M. Aubert*).
- N° 50 - Exploration électromagnétique de la fosse volcano-tectonique du Cantal : rapport d'exécution et d'interprétation des sondages électriques et magnéto-telluriques - Juin 1979 (*M. Aubert, A. Dupis, J.-F. Lénat, G. Petiau, J. Roux et G. Senaud*).
- N° 51 - Etude par sondages électriques de la nuée ponceuse du Pavin - Juin 1979 (*J.-L. Bourdier et J.-F. Lénat*).
- N° 52 - Le collecteur automatique de précipitation (1978) - Rapport technique - mars 1979 (*J.-P. Lacaux*).
- N° 53 - Etude géophysique du lac Pavin et de ses environs (Puy de Dôme) - Juin 1979 (*M. Aubert et J.-F. Lénat*).
- N° 54 - Comparaison entre les performances de deux types de caméra infrarouge dans l'atmosphère en vue de l'étude d'un panache de fumée - Septembre 1979 (*J.-M. Brustet*).
- N° 55 - Modélisation tridimensionnelle thermodynamique et microphysique d'un jet humide - Octobre 1979 (*R. Rasoamanana, P. Sarrhou et B. Benech*).

- N° 56 - Contribution à l'interprétation météorologique de l'imagerie fournie par le canal 6,3 μ de Météosat aux moyennes latitudes - Décembre 1979 (*D. Ramond et B. Tjasyono*).
- N° 57 - Momentum Flux near a cold front - Juillet 1980 (*R. Rabin et B. Camoisiron*).
- N° 58 - Programme COCAGNE - Rapport de synthèse annuel 1980 - Janvier 1981 (*B. Benech et P. Waldteufel*).
- N° 59 - Etude magnétique des pyroclastites de la Chaîne des Puys - Juin 1981 (*H. Leroy*).
- N° 60 - Contribution à l'étude de la couche limite en site non homogène - Juillet 1981 (*B. Benech, P. Bleuse et J. Noilhan*).
- N° 61 - Etude expérimentale des caractéristiques microphysiques des nuages chauds sur le Plateau de Lannemezan - Août 1981 (*H. Bleuse, B. Benech, Pham Van Dinh, J.-P. Lacaux et D. Breugnot*).
- N° 62 - L'estimation de fréquences du sodar de l'I.O.P.G. - Décembre 1981 (*R. Cordesses et G. Dubosclard*).
- N° 63 - Projet de mesure du vent à 10 mètres à l'aide d'un sodar haute fréquence - Juin 1982 (*R. Cordesses et G. Dubosclard*).
- N° 64 - Premiers sondages acoustiques par sodar Doppler au Pic du Midi : intérêt pour l'observation astronomique - Rapport préliminaire sur la Campagne 82 - Décembre 1982 (*G. Dubosclard et H. Sauvageot*).
- N° 65 - Détermination des paramètres caractéristiques d'un panache de combustion par lidar 1,06 μ m - Avril 1983 (*A. Ezcurra, B. Benech, Pham Van Dinh, J.-L. Lesne*).
- N° 66 - Station météorologique automatique du C.R.A. - Mai 1983 - (*B. Benech et J.-C. Mesnager*).
- N° 67 - Modèle unidimensionnel de nuage chaud - Juin 1983 (*C. Meltz, B. Benech, J.-P. Lacaux, P. Sarthou*).
- N° 68 - Un système d'analyse et de balance des champs météorologiques - Mars 1984 - (*D. Médal*).
- N° 69 - SURVOL : Une station autonome d'acquisition de traitement et de transmission de données multiples - Septembre 1983 (*R. Cordesses*).
- N° 70 - Etude d'un débitmètre permettant de mesurer le flux de vapeur d'eau dans un sol fumérollien - Décembre 1983 - (*Françoise et Yves Bourlet*).
- N° 71 - Modélisation numérique à mésoéchelle : Microphysique des nuages chauds - Février 1984 - (*E. Richard, J.-P. Pinty, H. Chaumerliac*).
- N° 72 - Une méthode variationnelle d'ajustement des champs de masse et de vent - Mars 1984 (*J.-P. Pinty*).

- N° 73 - Paramétrisation de la turbulence dans la couche limite planétaire par un modèle en énergie cinétique turbulente. Application à un modèle tridimensionnel de mésoéchelle. Juin 1984 (*Jean-François MAHFOUF*)
- N° 74 - Evaluation des dépôts humides des polluants atmosphériques dans un modèle météorologique à mésoéchelle. I. Captation dynamique. Juillet 1984 (*Naxine CHAUMERLIAC*)
- N° 75 - Une méthode variationnelle par relaxation cyclique et substitution d'analyse objective balancée des champs météorologiques. Juillet 1984 (*J. SEGOT*).
- N° 76 - Ajustement hydrostatique des profils verticaux de température et de géopotentiel. Septembre 1984 (*J.P. PINTY et D. MEDAL*).