



**HAL**  
open science

# Une modélisation unidimensionnelle des échanges énergétiques dans le sol, la végétation et la couche limite atmosphérique

Joël Noilhan

► **To cite this version:**

Joël Noilhan. Une modélisation unidimensionnelle des échanges énergétiques dans le sol, la végétation et la couche limite atmosphérique. Note de travail de E.E.R.M. No 171, Météo-France & CNRS / CNRM-GAME. 1987. <hal-04537738>

**HAL Id: hal-04537738**

**<https://hal.science/hal-04537738v1>**

Submitted on 8 Apr 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.



HAL Authorization

**MINISTERE DE L'EQUIPEMENT, DU LOGEMENT,  
DE L'AMENAGEMENT DU TERRITOIRE  
ET DES TRANSPORTS**

**DIRECTION DE LA METEOROLOGIE NATIONALE**



**NOTE DE TRAVAIL**  
**de**  
**l'Etablissement d'Etudes**  
**et de Recherches Météorologiques**

**N° 171**

**UNE MODELISATION UNIDIMENSIONNELLE DES ECHANGES  
ENERGETIQUES DANS LE SOL, LA VEGETATION ET LA COUCHE  
LIMITE ATMOSPHERIQUE**

**par**

**J. NOILHAN**

**JANVIER 1987**

# UNE MODELISATION UNIDIMENSIONNELLE DES ECHANGES ENERGETIQUES DANS LE SOL, LA VEGETATION ET LA COUCHE LIMITE ATMOSPHERIQUE

## RESUME

On présente les hypothèses et les équations de base d'une modélisation unidimensionnelle des transferts d'énergie Sol - Atmosphère, en décrivant plus particulièrement les échanges au niveau de l'interface.

Cette description est complétée par l'analyse de quelques tests de sensibilité réalisés dans le cas d'un sol nu et en présence de végétation.

## SOMMAIRE

### 1 - Introduction

### 2 - Le modèle unidimensionnelle: Interface Sol Atmosphère Couvert

2.1. La modélisation de la CLA

2.2. Les échanges dans le sol

2.3. L'interface Sol - Atmosphère: Cas du sol nu et de la végétation

2.4. Les techniques numériques

2.5. Validation des transferts thermiques dans le sol

### 3 - Tests de sensibilité sur sol nu

3.1. Sensibilité aux paramètres de surface

3.2. Sensibilité aux conditions thermohydrauliques du sol

3.3. Sensibilité aux variables climatiques

### 4 - Tests de sensibilité en présence de végétation

### 5 - Intéraction Sol - CLA

### 6 - Conclusions

## 1 - INTRODUCTION

L'amélioration de la représentation des échanges énergétiques à l'interface sol-atmosphère dans les modèles atmosphériques de moyenne et grandes échelles est un thème de recherche d'actualité (André et al., 1986). En effet, bon nombre d'aspects de la circulation atmosphérique sont directement reliés à la distribution des flux au voisinage de l'interface. Dans ce contexte, la modélisation unidimensionnelle reste un outil d'investigation privilégié car il permet :

- de décrire des mécanismes physiques et de tester la sensibilité des conditions d'équilibre aux divers paramètres (albedo, rugosité, type de sol et de végétation ....) et facteurs climatiques (influence de l'humidité du sol et du forçage atmosphérique ....)

- de servir de référence à des méthodes paramétriques plus simples (gestion du bilan hydrique à partir de deux réservoirs ; par exemple Deardorff, 1978, Mahrt et Pan, 1984.)

En définitive, peu d'efforts ont été consacrés, à ce jour, à une description relativement détaillée des transferts à la fois dans le sol, la végétation et la Couche Limite Atmosphérique (CLA) bien que l'on trouve de nombreuses modélisations dans chacun de ces domaines. Parmi les modèles détaillés de transferts de masse et d'énergie dans le sol et à l'interface sol nu-atmosphère, on peut citer les modélisations "multi-couches" de Benoit (1976) Recan (1982) et Brunet (1984). Ces simulations prennent en compte les transferts d'eau en phase liquide et vapeur, ce qui permet en particulier de mieux représenter les échanges pour des conditions très sèches. La végétation a généralement été traitée à partir d'approche globale (par ex. approche de Penman, 1948) fixant le taux d'évapotranspiration maximum, modulé par une résistance à la diffusion de l'eau en fonction du type de végétal, de son stade phénologique et des réserves hydriques du sol (Manabe, 1969; Perrier 1975 ; Oettle ; 1983). Récemment, des approches plus détaillées ont été développées (Deardorff, 1978, Dickinson, 1984; Shuttleworth et Wallace, 1985) décrivant les échanges dans un couvert végétal discontinu. Si ces paramétrisations paraissent plus satisfaisantes du point de vue

phénoménologique, elles présentent néanmoins certains inconvénients liés en partie au nombre élevé de paramètres d'entrée. Ces paramètres ne sont pas toujours faciles à identifier expérimentalement et l'extension de leur signification à l'échelle d'une maille d'un modèle tridimensionnel n'est pas sans poser de problème. Il existe malgré tout des essais d'utilisation de ces paramétrisations dans des modèles 3 D de méso-échelle (Mac Cumber, 1980 ).

L'objectif de cette note est de décrire une modélisation des échanges verticaux dans une tranche de un mètre de sol, dans une épaisseur de végétation et dans la CLA. Une originalité du modèle réside dans l'assemblage de paramétrisations relativement simplifiées de chacun des domaines décrits : structure moyenne et énergie cinétique turbulente dans le cas de la CLA (Therry et Lacarrère, 1983), échanges dans un couvert discontinu (Deardorff, 1978), échanges thermo-hydriques en phase liquide dans le sol. Il en résulte une certaine souplesse d'utilisation, tout en conservant une "bonne" description phénoménologique.

Les divers éléments constitutifs de ce code 1 D sont décrits dans le chapitre 2 où on s'attarde plus particulièrement sur les aménagements introduits par rapport aux méthodes de base. La deuxième partie est consacrée à la présentation de tests de sensibilité. Ces tests sont tout d'abord réalisés avec la partie basse du modèle, soumise à un forçage atmosphérique donné. Ils ont pour but de reproduire le bilan énergétique de la surface (variables d'équilibre à la surface et flux) lorsqu'on ne connaît que les conditions moyennes de l'atmosphère au niveau de référence, comme cela est le cas pour une station de mesures météorologiques. Les différents tests se rapportent au cas du sol nu (chap. 3) puis à celui de l'ensemble sol plus végétation- (chap 4). Enfin, ce travail est conclu par l'exposé de tests de couplage sol-CLA (chap. 5), lorsque l'évolution des conditions moyennes de l'atmosphère est simulée.

## 2. LE MODELE 1 D INTERFACE SOL ATMOSPHERE COUVERT

La figure 1 propose une schématisation des différents domaines modélisés ainsi qu'un rappel des variables pronostiques considérées dans le sol (Température et potentiel hydrique) et dans la CLA (température, humidité spécifique, composantes du vent et énergie cinétique turbulente).

### 2 - 1 La modélisation de la CLA

Il s'agit d'une simulation de l'évolution temporelle de la structure moyenne de la CLA. Le détail des paramétrisations et une discussion sur l'aptitude de la méthode à reproduire la structure verticale de la couche limite convective sont donnés dans Therry et Lacarrère - 1982.

Les cinq équations pronostiques résolues concernent les composantes horizontales du vent  $\bar{u}$  et  $\bar{v}$ , la température potentielle d'eau liquide  $\bar{\theta}_e = \bar{\theta} - \frac{L_v}{c_p T} \bar{q}_e$ , l'humidité spécifique  $\bar{q}_w$  et enfin l'énergie cinétique turbulente  $\bar{e}_T$ .

Ces équations sont de la forme :

$$(1) \left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = -\frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} + f(\bar{v} - \bar{v}_g) - \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} - \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \\ \frac{\partial \bar{v}}{\partial t} = -\frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z} - f(\bar{u} - \bar{u}_g) - \bar{u} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} - \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \\ \frac{\partial \bar{\theta}_e}{\partial t} = -\frac{\partial \overline{w'\theta'_e}}{\partial z} - \bar{u} \frac{\partial \bar{\theta}_e}{\partial x} - \bar{v} \frac{\partial \bar{\theta}_e}{\partial y} - \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial \bar{F}}{\partial z} \\ \frac{\partial \bar{q}_w}{\partial t} = -\frac{\partial \overline{w'q'_w}}{\partial z} - \bar{u} \frac{\partial \bar{q}_w}{\partial x} - \bar{v} \frac{\partial \bar{q}_w}{\partial y} \\ \frac{\partial \bar{e}_T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \overline{w'e'_T} + \frac{\overline{w'P'}}{\rho} \right) - \overline{w'u'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \overline{w'v'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} + \frac{g}{T_0} \overline{w'\theta'_e} - \epsilon \end{array} \right.$$

Dans le système précédent la quantité  $x$  est décomposée en une valeur moyenne  $\bar{x}$  et une fluctuation turbulente  $x'$ . L'évolution temporelle des quantités moyennes  $\bar{u}, \bar{v}, \bar{\theta}_e, \bar{q}_w$  est prescrite en fonction de la divergence des flux verticaux turbulents  $\overline{w'x'}$  et de l'advection horizontale. Ces termes sont complétés par l'influence des forces de coriolis et de pression sur les composantes dynamiques ainsi que par l'action du taux de refroidissement radiatif sur l'évolution de  $\bar{\theta}_e$ . Ce dernier terme radiatif est lié à la divergence des flux radiatifs solaire et infrarouge. On trouvera une description des schémas utilisés dans Bougeault et Lacarrère, 1986.

Enfin, l'évolution de l'énergie cinétique turbulente  $\bar{e}_T = \frac{1}{2}(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2})$  est estimée en fonction du transport d'énergie cinétique par les fluctuations turbulentes de vitesse et de pression, des productions dynamique et thermique et de la dissipation  $\mathcal{E}$ .

La quantité d'eau totale  $\bar{q}_w$  est la somme de l'humidité spécifique  $\bar{q}_v$  et de l'eau liquide  $\bar{q}_e$ . La quantité  $\bar{q}_e$  est obtenue en considérant une répartition gaussienne de l'eau condensée (Balesta (1984)). Cette hypothèse permet d'estimer une fraction de maille saturée qui est assimilée à la fraction de nébulosité. Ce paramètre est directement interactif avec les schémas radiatifs. Les flux turbulents sont explicités à partir d'une hypothèse de fermeture à l'ordre 1.5 basée sur l'estimation de  $\bar{e}_T$  permettant d'affiner la paramétrisation des coefficients d'échanges reliant les flux aux gradients des quantités moyennes :

$$\overline{w'u'_i} = -K_{u_i} \frac{\partial}{\partial z}(\bar{u}_i) \quad ; \quad i=1,2 \quad (2)$$

$$\overline{w'\theta'_e} = -K_{\theta} \left( \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\theta}_e) - \gamma_{cg} \right) \quad (3)$$

ou  $\gamma_{cg}$  représente le "contre gradient de température"

L'originalité de cette modélisation tient à l'utilisation de deux longueurs caractéristiques : une longueur de mélange  $l_k$  pour l'expression des coefficients d'échange et une longueur dissipative  $l_{\mathcal{E}}$  pour la paramétrisation du taux de dissipation  $\mathcal{E}$  intervenant dans l'évolution de  $\bar{e}_T$ .

$$K_{u_i, \theta} \sim l_k \sqrt{\bar{e}_T}$$

$$\mathcal{E} \sim \bar{e}_T^{3/2} / l_{\mathcal{E}}$$

### Conditions de raccordement

Au premier niveau du modèle atmosphérique (à une hauteur  $Z_R = 2m$ ), sont estimées les quantités thermodynamiques moyennes ainsi que les flux radiatifs incidents qui vont faire évoluer l'ensemble "Sol - Végétation", lequel, en réponse, fournit une estimation des flux turbulents à la base de la CLA. Il en découle des conditions de continuité des flux et des variables climatiques (Température de l'air  $T_a$ , Humidité spécifique  $q_a$  et vitesse du vent  $U_a$ ) au niveau de référence  $Z_R$ :

#### Continuité des variables intensives

$$\left. \begin{aligned} \overline{\Theta_e(z_R)} &= \overline{\Theta(z_R)} = T_a \\ \overline{q_w(z_R)} &= \overline{q_v(z_R)} \equiv q_a \\ (\overline{u^2 + v^2})^{1/2} &\equiv U_a \end{aligned} \right\} (4)$$

#### Continuité des flux turbulents

$$\left. \begin{aligned} \overline{w' \Theta'_e(z_R)} &= \overline{w' \Theta'(z_R)} \equiv H_T \\ \overline{w' q'_w(z_R)} &= \overline{w' q'_v(z_R)} \equiv E_T \\ \overline{u' w'(z_R)} &\equiv \tau_T \end{aligned} \right\} (5)$$

où les flux turbulents  $H_T$ ,  $E_T$ ,  $\tau_T$  proviennent d'une combinaison des échanges au niveau de la surface du sol et dans la végétation (voir les paragraphes 2-2 et 2-3)

### 2 - 2 - Les échanges dans le sol

On s'intéresse à la simulation des échanges verticaux de chaleur et au mouvement de l'eau liquide au sein d'une tranche de un mètre de sol, considérée comme homogène. Les variables pronostiques sont donc la température du sol  $T(z, t)$  et son potentiel hydrique  $\Psi(z, t)$  permettant de décrire les transferts de masse. Le potentiel hydrique  $\Psi(z, t)$  (quantité négative et exprimée en hauteur d'eau) représente la pression effective de l'eau à la cote  $z$  et caractérise l'état énergétique de l'eau liquide en fonction des différentes contraintes : capillarité et pesanteur. Le potentiel

$\Psi(z, t)$  est relié à l'eau volumique  $\eta(z, t)$  (volume d'eau par volume de sol) par la capacité hydraulique  $C_\Psi(\eta) = \partial\eta(z, t) / \partial\Psi(z, t)$  qui est fortement dépendante du type de sol mais aussi du contenu en eau lui-même.

Les variables pronostiques  $\Psi(z, t)$  ou  $h(z, t)$  peuvent être choisies pour simuler l'évolution hydrique du sol. Il semble que l'utilisation du potentiel soit plus performante (Vauclin et al, 1979), car elle permet de simuler les transferts en zone saturée (alors que l'humidité reste constante) et en milieu hétérogène (continuité du potentiel mais discontinuité de l'eau volumique).

L'équation d'évolution du potentiel (Loi de Darcy) prend en compte les échanges par capillarité, par gravité et par extraction racinaire en présence d'un couvert végétal :

$$C_\Psi(\eta) \frac{\partial \Psi(z, t)}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_\Psi(\eta) \left( \frac{\partial \Psi(z, t)}{\partial z} - 1 \right) \right] - E_x(z) \quad (6)$$

Les échanges par capillarité sont exprimés en fonction du gradient vertical  $\partial\Psi/\partial z$  et sont proportionnels à la conductivité hydraulique  $K_\Psi$ , tout comme les transferts par gravité.

L'évolution de la température  $T(z, t)$  est décrite par

$$C_T(\eta) \frac{\partial T(z, t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ \lambda(\eta) \frac{\partial T(z, t)}{\partial z} \right] \quad (7)$$

Une difficulté intervenant dans la résolution des équations de diffusion (6) et (7) est liée à la très forte dépendance au contenu en eau et au type de sol des coefficients de capacité  $C_\Psi, C_T$ , et de conductivité  $K_\Psi, \lambda$ . En particulier, les coefficients hydrauliques ont classiquement une variation très fortement non linéaire (6 à 8 décades) pour une variation typique du contenu en eau du sol. De nombreux travaux ont été consacrés à l'estimation des propriétés thermohydrauliques des sols (De Vries, 1963, et Kimball et al, 1976 pour les propriétés thermiques ; Mualem, 1976 pour la conductivité hydraulique). Malheureusement, on trouve peu d'exemples de type de sol, documentés à la fois du point de vue thermique et hydraulique. Le "Yolo Light

Clay" en est une exception (Rosema, 1975 ; Bernard et al 1981). Une bonne partie des tests des chapitres suivants ont été réalisés avec ce type d'argile dont les propriétés sont résumées à l'annexe 1.

La classification actuellement la plus complète est celle de Clapp et Hornberger, (1978) qui proposent un ensemble d'équations empiriques pour décrire les propriétés hydriques de 13 variétés de sol allant du sable à l'argile. Malgré une certaine imprécision pour les cas de faible teneur en eau, cette classification a été adoptée pour décrire les conditions du sol dans bon nombre de modélisations de mésoéchelle (Mac Cumber et Pielke, 1981 ; Dickinson, 1984)

Le tableau 1 résume les valeurs des divers paramètres inclus dans les relations suivantes :

. relation potentiel - eau volumique :

$$\Psi(\eta) = \Psi_s \left( \eta_s / \eta \right)^b \quad (8)$$

. conductivité hydraulique :

$$K_\Psi(\eta) = K_s \left( \eta / \eta_s \right)^{2b+3} \quad (9)$$

. Diffusivité hydraulique :

$$D_\Psi(\eta) = \frac{K_\Psi}{C_\Psi} = -\frac{b}{\eta} \cdot K_s \cdot \Psi_s \cdot \left( \frac{\eta}{\eta_s} \right)^{b+3} \quad (10)$$

. Capacité thermique :

$$C_T(\eta) = (1 - \eta_s) \cdot C_a + \eta \cdot C_{H_2O} \quad (11)$$

. Conductivité thermique :

$$\lambda(\Psi) = \text{MAX} \left[ 0.172, 4.19 \exp \left( - \left( \log \Psi + 2.7 \right) \right) \right] \quad (12)$$

où  $\Psi_s$ ;  $\eta_s$ ;  $K_s$  sont les valeurs des paramètres à la saturation ;  $C_i$  et  $C_{H_2O}$  les capacités calorifiques du sol sec et de l'eau ( $C_{H_2O} = 4,18 \cdot 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$ ). Les relations précédentes montrent que les conductivités et capacités thermohydrauliques sont d'autant plus fortes que le sol est humide (faibles valeurs de  $\Psi$ , fortes valeurs de  $\eta$ )

Le terme d'extraction racinaire  $E_x(z)$  devient essentiel en présence de végétation puisqu'il pilote, en partie, l'évolution du profil vertical d'eau dans le sol. Une revue très détaillée de Molz(1981) montre que l'on peut distinguer deux types de paramétrisations de l'extraction : d'une part des méthodes très détaillées où  $E_x(z)$  est une fonction de l'écart de potentiel hydrique entre la plante et le sol à différents niveaux (Hillel et al., 1976; Camillo et Schmugge,(1983), d'autre part des méthodes "passives" et simplifiées où  $E_x(z)$  est estimée en redistribuant dans le sol les pertes d'eau dues à l'évapotranspiration réelle en fonction de caractéristiques du système racinaire (densité ou longueur de racine, ...)(Molz et Remson, 1970). Contrairement aux méthodes détaillées, les méthodes simples ne font appel qu'à une information minimale sur le végétal. C'est ce type d'approche qui pour l'instant est utilisée. Ainsi :

$$\left. \begin{aligned} E_x(z) &= ETR \cdot \frac{l(z) \cdot D_\Psi(\eta)}{\int_0^{z_{rac}} l(z) \cdot D_\Psi(\eta) dz} \\ E_x(z) &= 0 \quad \text{si} \quad ETR \leq 0 \end{aligned} \right\} \quad (13)$$

où  $l(z)$  est la longueur de racine par unité de volume de sol ( $\text{m}^{-2}$ ) et la profondeur d'enracinement et ETR l'évapotranspiration réelle définie au chap. 2.3.

Le rôle du terme  $D_\Psi(\eta)$  dans la relation (13) est de prendre en compte le mouvement de l'eau dans la zone racinaire.

Du système (13) il vient :

$$\int_0^{z_{rac}} E_x(z) dz = ETR$$

## 2 - 3 - L'interface Sol-Atmosphère

La continuité des transferts de masse et de chaleur entre le sol et l'atmosphère est assurée au niveau de la surface du sol et du couvert végétal. La phénoménologie mise en oeuvre dans ces échanges est dépendante de

l'état de la surface (rugosité, propriétés radiatives,...) mais surtout de l'existence ou non de végétation. Par exemple, le cycle de l'eau à l'interface est très différent suivant que l'on considère l'évaporation à la surface d'un sol nu ou l'évapotranspiration d'un couvert végétal allant extraire de l'eau en profondeur.

Les échanges à l'interface sont paramétrés à l'aide de la méthode de Deardorff (1978) reprise et aménagée par Mac Cumber (1980). Cette méthode permet de décrire les échanges dans une couche discontinue de végétation dont on fixe la proportion  $\tau_F$ . Cet indice qui s'apparente à une densité horizontale est compris entre zéro (cas du sol nu) et un (sol uniformément couvert).

L'objectif de la paramétrisation est de déterminer, pour une valeur  $\tau_F$  fixée, les températures de surface du sol  $T_g$  et de la végétation  $T_F$  ainsi que les humidités spécifiques  $q_g$  et  $q_F$  respectives. Dans le cas où l'indice  $\tau_F$  est non nul, on caractérise les conditions moyennes de l'air au sein même de la végétation par sa température  $T_{af}$ , son humidité spécifique  $q_{af}$  et par l'intensité du vent  $U_{af}$ . Les échanges végétation - atmosphère se font par l'intermédiaire de cette "ambiance" tampon. Le problème revient à estimer les trois variables d'équilibre  $T_F$ ,  $T_g$  et  $q_g$ , dont l'évolution temporelle est très rapide, et une quatrième variable, l'eau  $W_{dew}$  interceptée par la végétation, ayant une variation plus lente. L'humidité spécifique  $q_F$  est alors estimée à partir de  $T_F$  et  $W_{dew}$ .

La variable "lente"  $W_{dew}(t)$  est estimée à partir d'une équation pronostique. (ch. 2.3.4)

Les variables à évolution rapide  $T_F$ ,  $T_g$  et  $q_g$  (ou  $\Psi_g$ : potentiel hydrique à la surface) sont estimées respectivement en exprimant les équilibres énergétiques au niveau de la végétation et de la surface du sol ainsi que la conservation des flux d'eau à l'interface (voir 2.4). L'établissement des bilans d'énergie nécessite en particulier la modélisation des bilans radiatifs de la végétation  $R_{nF}$  et du sol  $R_{ng}$ .

Du point de vue phénoménologique, cette paramétrisation combine (voir Fig 2) :

. les échanges directs entre la surface du sol et l'atmosphère au niveau  $Z_R$  de référence. Ces flux, qui dans le cas d'un sol nu sont les seuls échanges turbulents, correspondent aux flux d'évaporation  $E_a$  (et de son équivalent énergétique  $L_v E_a$ ) et de chaleur sensible  $H_a$ . Les coefficients d'échanges associés à ces transferts de chaleur sont dépendants de la stabilité thermique.

. les échanges entre la surface du sol et l'air dans la végétation. Il s'agit des flux de chaleur sensible  $H_g$  et d'évaporation  $E_g$  exprimés respectivement à partir des écarts  $(T_g - T_{af})$  ;  $(q_g - q_{af})$  ;

. les échanges entre la végétation et l'air dans le couvert, soient les flux d'évaporation  $E_f$  et de chaleur sensible  $H_f$ . Le flux  $E_f$  représente la somme des flux d'évapotranspiration ETR et d'évaporation directe de l'eau présente sur les feuilles (eau condensée ou interceptée). La gestion de l'eau interceptée  $W_{dew}$  est ainsi incluse dans la paramétrisation. Les expressions de  $E_f$  et ETR prennent en compte l'effet de la résistance stomatique  $c_s$  qui caractérise un frein à la diffusion de l'eau par la plante. Enfin les flux  $E_f$  et  $H_f$  sont proportionnels à l'indice foliaire LAI qui représente une densité verticale de surface évapotranspirante ;

. Le flux de chaleur conductif  $G|_{z=0}$  et le flux d'eau liquide  $W|_{z=0}$  dans le sol.

Avant de présenter au paragraphe 2-3-1 les équations de continuité conduisant à l'estimation des variables d'équilibre, on décrit en détail l'ensemble des relations utilisées pour caractériser les éléments phénoménologiques que l'on vient d'évoquer.

### 2 - 3 - 1 . Echanges Sol nu - Atmosphère

Les flux turbulents prennent la forme :

$$\left. \begin{aligned} H_a &= \rho c_p k_H \left(\frac{z}{L}\right) [T_g - T_a] \\ E_a &= \rho \cdot L_v k_r \left(\frac{z}{L}\right) [q_g - q_a] \\ z_a &= \rho u_*^2 \end{aligned} \right\} \quad (14)$$

où  $k_H, k_r \left(\frac{z}{L}\right)$  sont les coefficients d'échanges de chaleur et d'humidité, estimés selon la théorie de similitude de Monin-Obukhov. Les coefficients sont modulés par les conditions de stabilité thermique caractérisées par la longueur  $L$  :

$$L = \frac{\rho c_p T_a \cdot u_*^3}{k \cdot g \cdot H_a} \quad (15)$$

où  $k$  est la constante de Karman prise égale à 0.35,  $g$  la valeur de l'accélération de la pesanteur et  $u_*$  la vitesse de frottement. La hauteur réduite  $\xi = z/L$  est égale à  $\frac{z - z_0}{L}$  où  $z_0$  représente la rugosité dynamique de surface.

Dans le cas des échanges sur sol nu et pour des nombres de Reynolds turbulents  $Re_* = u_* z_0 / \nu_m$  de l'ordre de 1, Brutsaert (1975) définit les longueurs de rugosité  $z_{oh}, z_{or}$  telles que :

$$\left. \begin{aligned} z_{oh} &= z_0 \cdot [7,4 \cdot \exp(-2,46 Re_*^{-1/4})] \\ z_{or} &= z_0 \cdot [7,4 \cdot \exp(-2,25 Re_*^{-1/4})] \end{aligned} \right\} \quad (16)$$

Beaucoup de modèles font l'hypothèse que  $z_{oh} = z_{or} = z_0$ , alors que la prise en compte de longueurs différentes a une incidence importante sur la valeur des coefficients de transferts et, partant, des flux (Brunet, 1984). Ce point sera examiné avec plus de détails au chap. 3

L'expression des coefficients de transferts est :

$$K_{H,r}(\xi) = \frac{k^2 u_a}{\left[ \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - P_2(\xi) \right] \cdot \left[ \ln\left(\frac{z}{z_{oh,r}}\right) - P_2(\xi) \right]} \quad (17)$$

et  $\zeta < 0$  - cas instable - (Paulson, 1970)

$$P_1(\zeta) = 2 \ln\left(\frac{1+x}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) - 2 \operatorname{arctg} x + \frac{\pi}{2}$$

$$P_2(\zeta) = 2 \ln\left(\frac{1+x^4}{2}\right)$$

$$\text{avec } x = (1 - 16\zeta)^{-1/2}$$

•  $0 < \zeta < 1$  - stabilité modérée (Webb, 1970)

$$P_1(\zeta) = P_2(\zeta) = -4.7\zeta$$

•  $1 \ll \zeta$  - forte stabilité

$$P_1(\zeta) = P_2(\zeta) = -4.7(1 + \ln\zeta)$$

## 2 - 3 - 2 . Echanges dans la végétation

On rappelle que ces échanges se font par l'intermédiaire d'une atmosphère "tampon" dont on donne, dans un premier temps, les propriétés moyennes  $U_{aE}$  ;  $T_{aE}$  ;  $q_{aE}$

• L'expression de la vitesse de l'air  $U_{aE}$  à l'intérieur du couvert est dérivée des travaux de Thom (1972) :

$$U_{aE} = 0.83 \cdot C_D|_h^{1/2} \cdot U_a \quad (18)$$

Où le coefficient de traînée  $C_D|_h$  au sommet du couvert est défini par :

$$C_D|_h = \left( \frac{k}{\ln\left(\frac{z_R - d}{z_{oc}}\right)} \right)^2 \quad (19)$$

$d$  et  $Z_{oc}$  représentent respectivement la hauteur de déplacement et la rugosité dynamique du couvert dont Monteith, (1973) propose les expressions simplifiées :

$$\left. \begin{aligned} d &= 0,63 h \\ Z_{oc} &= 0,13 h \end{aligned} \right\} \quad (20)$$

où  $h$  est la hauteur du couvert végétal

. La température  $T_{af}$  et l'humidité spécifique  $q_{af}$  sont estimées par pondération de ces mêmes quantités au niveau de la végétation, de la surface et de l'atmosphère de référence. Deardorff (1978) propose les expressions :

$$\left\{ \begin{aligned} T_{af} &= 0,3 T_a + 0,6 T_f + 0,1 T_g \\ q_{af} &= 0,3 q_a + 0,6 q_f + 0,1 q_g \end{aligned} \right\} \quad (21)$$

Les poids précédents, définis empiriquement, paraissent être assez bien adaptés à la description d'un couvert dense ( $\tau_f \approx 0.80$ ) et peu développé ( $h \approx 0.3m$ ). On trouvera dans Taconet et al. (1986) un exemple de pondération à partir des coefficients de transfert permettant d'intégrer les effets dynamiques et de stabilité.

#### 1. l'expression des flux échangés entre la végétation et l'air dans la couvert

Ces flux s'écrivent :

$$\left. \begin{aligned} E_f &= \rho \cdot c_f \cdot U_{af} \cdot LAI \cdot R \cdot [q_{sat}(T_f) - q_{af}] \\ H_f &= \rho \cdot c_p \cdot c_f \cdot U_{af} \cdot LAI \cdot [T_f - T_{af}] \end{aligned} \right\} \quad (22)$$

Dans l'expression de  $E_f$ , le terme  $R$  représente la fraction d'évaporation potentielle à la surface des feuilles. Son expression est obtenue en écrivant  $E_f$  comme étant la somme de l'évaporation ( $E_{pot}$ ) associée à la présence d'eau interceptée et de l'évapotranspiration ETR à la surface même de la végétation. Soit  $\delta$ , la fraction de végétation recouverte d'eau, alors

$$\left. \begin{aligned} E_F &= \delta (E_{Pot})_E + (1 - \delta) ETR \\ (E_{Pot})_E &= \rho \cdot LAI \cdot \frac{1}{\Gamma_a} (q_{sat}(T_E) - q_{af}) \\ ETR &= \rho \cdot LAI \cdot \frac{1}{\Gamma_a + \Gamma_s} (q_{sat}(T_E) - q_{aE}) \end{aligned} \right\} (23)$$

où  $\Gamma_a = (C_F U_{aE})^{-1}$  est la résistance aérodynamique et  $\Gamma_s$  la résistance stomatique exprimant la plus ou moins grande rétention d'eau par les stomates (dans l'expression d'ETR).

Du système (23) il découle que :

$$\left. \begin{aligned} R &= 1 - \delta \frac{\Gamma_s}{\Gamma_a + \Gamma_s} (1 - \delta) \\ \text{avec } \begin{cases} \delta = 0 & \text{si } q_{af} > q_{sat}(T_E) \\ \delta = 1 & \text{si } q_{aE} < q_{sat}(T_E) \end{cases} \end{aligned} \right\} (24)$$

Les travaux de Rutter (1975) repris par Deardorff (1978) ont conduit à la relation empirique :

$$\delta = \left( W_{dew}(t) / W_{dmax} \right)^{2/3} \quad (25)$$

où l'exposant 2/3 permet d'évaporer plus rapidement la quantité d'eau stockée  $W_{dew}(t)$  dont l'équation d'évolution est donnée plus loin.

La quantité de stockage maximum  $W_{dmax}$  est reliée empiriquement à la densité  $\sigma_E$  et à l'indice foliaire par la relation (Dickinson, 1984) :

$$W_{dmax} = 0,2 \text{ (mm)} \cdot \sigma_E \cdot LAI \quad (26)$$

conduisant à une capacité de stockage de l'ordre de 1 mm pour des valeurs typiques de  $\sigma_E = 0,8$  et  $LAI = 6$  (herbe drue).

La résistance stomatique  $\Gamma_s$  a pour expression

$$\Gamma_s = \Gamma_{s0} \cdot \left[ \frac{R_{smax} \downarrow}{R_{sh} \downarrow + 0,03 R_{smax} \downarrow} + \left( \frac{\eta_w}{\bar{\eta}} \right)^2 \right] \quad (27)$$

Cette paramétrisation traduit la modulation de la résistance stomatique de base  $r_{s0}$  par les apports radiatifs solaires et par la quantité d'eau moyenne  $\bar{\eta}$  disponible dans la zone racinaire. Ainsi  $r_s$  augmente la nuit (le rayonnement solaire global  $R_{sh}$  étant nul) et lorsque  $\bar{\eta}$  chute en dessous de la valeur de  $\eta_w$  de l'eau volumique au point de flétrissement.

. Le coefficient de traînée  $C_f$  dans l'expression de  $r_a$  est tel que :

$$C_f = 0,01 \left( 1 + 0,3 / U_{af} \right) \quad (28)$$

La relation précédente, qui ne prend pas en compte les effets de stabilité, permet en particulier de ne pas annuler les flux dans les cas de vent nul.

Expression des flux de chaleur  $H_g$  et  $E_g$  échangés entre la surface et l'atmosphère dans la végétation

$$\left. \begin{aligned} H_g &= \rho c_p \cdot C_{D|g} U_{af} \cdot (T_g - T_{af}) \\ E_g &= \rho \cdot C_{D|g} U_{af} (q_g - q_{af}) \end{aligned} \right\} \quad (29)$$

Le coefficient de traînée  $C_{D|g}$  au niveau de la surface est définie par pondération des traînes au sommet du couvert et dans le cas du sol nu. Ainsi

$$C_{D|g} = (1 - \sigma_f) \cdot \frac{K_H}{U_a} + \sigma_f \cdot C_{D|h} \quad (30)$$

### 2 - 3.3- Conditions de continuité à l'interface

Les conditions de continuité des flux d'énergie au niveau de la végétation et du sol correspondent à :

- l'équilibre énergétique au niveau du couvert végétal ;
- l'équilibre énergétique au niveau de la surface du sol ;
- la continuité du flux d'eau à la surface.

On examine successivement chacune de ces conditions.

#### . Bilan énergétique dans la végétation

En négligeant la quantité de chaleur stockée dans la végétation, le bilan d'énergie est :

$$R_{nf} = L_v \cdot E_f + H_f \quad (31)$$

Où le bilan radiatif de la végétation  $R_{nf}$  est obtenu par différence des bilans au sommet du couvert et à la surface du sol. La schématisation ainsi que l'expression des différentes composantes du bilan sont résumées dans l'annexe 2.

On rappelle que  $R_{nf}$  fait intervenir les flux incidents solaire  $R_{sh\downarrow}$  et atmosphérique  $R_{ah\downarrow}$  au niveau de référence  $Z_R$ , les émissivités de surface  $\epsilon_f$  et  $\epsilon_g$  et l'albedo  $\alpha_f$  du couvert.

L'équation (31) s'écrit :

$$\rho_f \left[ (1 - \alpha_f) R_{sh\downarrow} + \epsilon_g R_{ah\downarrow} + a_1 T_g^4 + b_1 T_f^4 \right] = \rho \cdot c_f U_{af} \cdot LAI \left[ L_v \cdot R \cdot (q_{sat}(T_f) - q_{af}) + c_p (T_f - T_{af}) \right] \quad (32)$$

où les coefficients  $a_1$  et  $b_1$  sont définis à l'annexe 2.

Bilan énergétique au niveau de la surface du sol

Ce bilan d'énergie prend en compte à la fois les flux directs sol-atmosphère et les flux au sein du couvert :

$$R_{ng} - [\sigma_F (H_g + L_r \cdot E_g) + (1 - \sigma_F) (H_a + L_r \cdot E_a)] - G|_{z=0} = 0 \quad (33)$$

Le bilan radiatif  $R_{ng}$  est tel que :

$$R_{ng} = ((1 - \alpha_g) \cdot R_{sh}) (1 - \sigma_F) + R_{lg} \downarrow - R_{lg} \uparrow \quad (34)$$

où l'expression des différentes composantes est donnée dans l'annexe 2

L'expression (33) devient :

$$(1 - \sigma_F) [(1 - \alpha_g) R_{sh} \downarrow + \epsilon_g R_{lh} \downarrow] + a_2 T_g^4 + b_2 T_F^4 = \quad (35)$$

$$\sigma_F \left[ \rho C_D \right]_g U_{af} (L_r (q_g - q_{af}) + c_p (T_g - T_{af})) + (1 - \sigma_F) \left[ \rho k_H (L_r (q_g - q_a) + c_p (T_g - T_a)) \right] + \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0}$$

Où le dernier terme du membre de droite représente l'expression du flux conductif  $G|_{z=0}$  au niveau de la surface.

Dans l'expression précédente, on introduit une paramétrisation de l'albedo de surface  $\alpha_g$  qui dépend assez fortement du bilan hydrique superficiel. L'albedo est asservi à la valeur du contenu en eau superficiel  $\eta_g$ , suivant la relation (Idso et al, 1975) :

$$\left. \begin{aligned} \alpha_g &= \text{MAX} \left( 0,31 - 0,17 \eta_g / \eta_k, 0,14 \right) \\ \text{avec } \eta_k &= 0,75 \eta_s \end{aligned} \right\} \quad (36)$$

Dans la résolution des deux expressions (32) et (35) des bilans d'énergie de la végétation et du sol, les variables d'équilibre  $T_F, T_g$  sont linéarisées lorsqu'elles interviennent dans les termes radiatifs.

Continuité des flux d'eau à la surface

Le flux d'humidité  $W|_{z=0}$  en provenance du sol est égal aux flux d'évaporation à la surface. Ainsi :

$$\sigma_f \cdot E_g + (1 - \sigma_f) E_a = W|_{z=0} \quad (37)$$

soit :

$$\sigma_f \cdot \rho \cdot C_D|_g \cdot U_{af} (q_g - q_{af}) + (1 - \sigma_f) \rho \cdot K_r \cdot (q_g - q_a) = -\rho_w \cdot K_\psi \left( \frac{\partial \Psi}{\partial z} \Big|_{z=0} - 1 \right) \quad (38)$$

La résolution simultanée (voir chap. 24) des trois équations (32), (35) et (38) conduit à l'estimation des variables de surface  $T_f, T_g$  et du potentiel de surface  $\Psi_g$ . Ce dernier est relié à l'humidité spécifique à partir de la relation :

$$q_g = q_{sat}(T_g) \cdot \exp\left(\frac{g \cdot \Psi_g}{R_v \cdot T_g}\right) \quad (39)$$

L'exponentielle dans la relation (39) est équivalente à la prise en compte d'une humidité relative de la surface et rend compte de l'équilibre entre les phases liquide (flux d'eau dans le sol) et vapeur (flux atmosphérique). Cette humidité n'est plus saturante que pour des fortes valeurs absolues du potentiel hydrique  $\Psi_g$  (au-delà de 100 bars), caractéristiques de faible teneur en eau volumique au niveau de la surface.

Les solutions pour  $\Psi_g$  sont obtenues en substituant l'expression (39) dans les relations (34), (37) et (40).

Enfin, la dernière variable  $q_f$  (humidité spécifique du couvert) est diagnostiquée à partir de :

$$q_f = R \cdot q_{sat}(T_f) + (1 - R) \cdot q_{af} \quad (40)$$

où la fonction  $R$  (expression 24) est une fonction des résistances  $r_a$  et  $r_b$  ainsi que de l'eau interceptée  $W_{dew}$ .

#### 2.3.4. Equation pronostique pour la quantité d'eau interceptée $W_{dew}(t)$ :

La dernière variable de surface, est la quantité  $W_{dew}(t)$  qui varie lentement en fonction de l'interception, dans la proportion  $\sigma_f$  des précipitations incidentes  $P$  et du bilan d'eau évaporé ou condensé donné par  $(E_f - ETR)$ . Ainsi, l'équation pronostique de  $W_{dew}(t)$  est :

$$\rho_w \cdot \frac{\partial W_{dew}}{\partial t} = \sigma_f P - (E_f - ETR) \quad (41)$$

### 2.3.5. expression globale des flux au niveau de référence

Lorsque les variables de surface sont estimées, les flux turbulents  $H_T, E_T$  et la vitesse de friction  $u_T^*$  au niveau de référence  $z_R$ , sont alors :

$$\left. \begin{aligned} H_T &= \sigma_F (H_g + H_f) + (1 - \sigma_F) H_a \\ E_T &= \sigma_F (E_g + E_f) + (1 - \sigma_F) E_a \\ u_T^* &= \sigma_F \left( C_D \Big|_z \right)^{1/2} U_a + (1 - \sigma_F) u_* \end{aligned} \right\} (42)$$

Les flux totaux  $H_T, E_T$  et la vitesse de frottement  $u_T^*$  représentent les conditions à la limite inférieure du modèle atmosphérique et pilotent l'évolution spatio-temporelle de la CLA.

## 2 - 4 - Les techniques numériques

On considère dans cette partie, les aspects numériques liés à la résolution des parties sol et interface du modèle.

### 2 - 4 - 1. le maillage dans le sol

La résolution numérique des transferts dans le sol nécessite un maillage fin, avec un pas d'espace de quelques mm au voisinage de la surface compte tenu des propriétés thermohydrauliques (en particulier, caractéristiques hydrauliques). Plusieurs techniques ont été testées.

L'utilisation d'une grille en progression géométrique entraîne des oscillations numériques pour les cas de fort dessèchement.

La solution retenue consiste à opérer un changement de variable d'intégration dans les équations de transferts.

A titre d'exemple, l'équation (6) devient :

$$c_\Psi \frac{\partial \Psi}{\partial t} = - \frac{\partial \Psi}{\partial z} \cdot \frac{\partial}{\partial y} \left( K_\Psi \left( \frac{\partial \Psi}{\partial z} \frac{\partial \Psi}{\partial y} - 1 \right) \right) - E_x(z)$$

qui est intégrée avec un pas  $\Delta Y$  constant, en considérant la transformation de  $z$  :

$$z = Y / (1 + 0,01 \cdot \exp((1-Y) \cdot c)) \quad (\text{VOIR BRUNET, 1984})$$

L'avantage de cette distribution des niveaux en  $z$  est qu'elle conduit à un maillage très resserré au voisinage des conditions aux limites (près de la surface et à la limite inférieure) encadrant une zone où la grille est plus lâche.

Dans les applications suivantes les caractéristiques de la grille sont :

$z_{\max} = 100 \text{ cm}$ ,  $C = 7.6$ ,  $\Delta Y = 4 \text{ cm}$  avec 26 niveaux de calcul (y compris le niveau 1 à l'interface), l'épaisseur  $\Delta z$  de la première couche de sol étant de 2.5 mm.

#### 2 - 4 - 2. Discretisation des équations de transferts

Les équations de la chaleur et du potentiel sont discrétisées suivant la technique des différences finies, en utilisant un schéma numérique purement implicite. Au noeud courant  $i$ , les équations (6) et (7) deviennent :

$$C_{\Psi_i}^* \frac{\Psi_{i+1}^{t+1} - \Psi_i^t}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta Y} \left[ K_{i+\frac{1}{2}}^* \frac{\Psi_{i+1} - \Psi_i}{\Delta Y} - K_{i-\frac{1}{2}}^* \frac{\Psi_i - \Psi_{i-1}}{\Delta Y} - K_{i+\frac{1}{2}}^* + K_{i-\frac{1}{2}}^* \right] \Psi_i^{t+1} - E_{\Psi_i}$$

$$C_{T_i}^* \frac{T_{i+1}^{t+1} - T_i^t}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta Y} \left[ \lambda_{i+\frac{1}{2}}^* \frac{T_{i+1} - T_i}{\Delta Y} - \lambda_{i-\frac{1}{2}}^* \frac{T_i - T_{i-1}}{\Delta Y} \right] \Psi_i^{t+1}$$

où les  $C_{\Psi_i}^* = \frac{C}{T_i} \Psi_i \cdot \frac{\partial z}{\partial Y} \Big|_i$  ;  $\lambda_{i-\frac{1}{2}}^*, K_{i-\frac{1}{2}}^* = (\lambda_{i-\frac{1}{2}}, K_{i-\frac{1}{2}}) \cdot \frac{\partial Y}{\partial z} \Big|_i$

Les coefficients de transferts sont calculés de façon explicite et les valeurs internodales des conductivités sont estimées à partir de leur moyenne géométrique :

$$\lambda_{i \pm \frac{1}{2}} = \sqrt{\lambda_i \cdot \lambda_{i \pm 1}} \quad ; \quad \text{idem pour } K_{i \pm \frac{1}{2}}$$

Le développement du système précédent conduit à deux matrices tridiagonales, inversées séparément :

$$\begin{cases} A_{\Psi_i} \Psi_{i-1}^{t+1} + B_{\Psi_i} \Psi_i^{t+1} + C_{\Psi_i} \Psi_{i+1}^{t+1} = Y_{\Psi_i}^t \\ A_{T_i} T_{i-1}^{t+1} + B_{T_i} T_i^{t+1} + C_{T_i} T_{i+1}^{t+1} = Y_{T_i}^t \end{cases} \quad ; \quad i = 1, \text{Imax} = 26$$

### 2 - 4 - 3. Conditions aux limites

La condition à la limite supérieure est donnée par la résolution des conditions à l'interface. Les solutions sont obtenues après linéarisation des équations de continuité :

$$\begin{aligned} \cdot \left( T_{F,g}^f \right)^{t+1} &= \left( T_{F,g}^f \right)^t + 4 \left( T_{F,g}^3 \right)^t \cdot \left( T_{F,g}^{t+1} - T_{F,g}^t \right) \\ \cdot q_{\text{sat}}(T_F)^{t+1} &= q_{\text{sat}}(T_F)^t + \frac{\partial q_{\text{sat}}(T_F)}{\partial T} \cdot \left( T_F^{t+1} - T_F^t \right) \\ \cdot q_g^{t+1} &= q_g^t + \frac{\partial q_g}{\partial \psi_g} \left( \psi_g^{t+1} - \psi_g^t \right) + \frac{\partial q_g}{\partial T} \cdot \left( T_g^{t+1} - T_g^t \right) \end{aligned}$$

qui se mettent sous la forme :

$$\begin{aligned} \text{bilan d'énergie couvert} &\rightarrow b_1 T_F^{t+1} + c_1 T_g^{t+1} = Y_{11}^t \\ \text{bilan d'énergie sol} &\rightarrow a_2 T_F^{t+1} + b_2 T_g^{t+1} + c_2 \psi_g^{t+1} = Y_{12}^t \\ \text{bilan hydrique surface} &\rightarrow a_3 T_g^{t+1} + b_3 \psi_g^{t+1} = Y_{13}^t \end{aligned}$$

Les flux de chaleur  $G|_{z=0}$  et d'eau  $W|_{z=0}$  qui interviennent dans le système précédent s'écrivent :

$$\begin{aligned} W|_{z=0} &= K_{1+\frac{1}{2}} \left[ \frac{\psi_g^{t+1} - \psi_{i=2}^{t+1}}{\Delta z_{i=2}} + 1 \right] + C_{\psi_{i=1}} \left[ \frac{\psi_g^{t+1} - \psi_g^t}{\Delta t} \right] \frac{\Delta z_{i=1}}{2} \\ G|_{z=0} &= \lambda_{1+\frac{1}{2}} \left[ \frac{T_g^{t+1} - T_{i=2}^{t+1}}{\Delta z_{i=2}} \right] + \underbrace{C_{T_{i=1}} \left[ \frac{T_g^{t+1} - T_g^t}{\Delta t} \right]}_{\text{Flux Stokes dans la première demi maille}} \frac{\Delta z_{i=1}}{2} \end{aligned}$$

. La condition à la limite inférieure est résolue en posant soit les variables  $T(z_{\text{max}}, t), \psi(z_{\text{max}}, t)$  constantes, soit les flux nuls.

### 2 - 5 - Validation des transferts thermiques dans le sol

Si on fait l'hypothèse que les propriétés thermiques du sol ( $C_T$  et  $\lambda$ ) sont constantes, l'équation de la chaleur est alors de la forme :

$$\frac{\partial T(z,t)}{\partial t} = a \frac{\partial^2 T(z,t)}{\partial z^2}, \quad a = \frac{\lambda}{c_T} \quad (43)$$

Considérant un signal sinusoïdal en surface, on obtient les solutions :

$$T(z,t) = \bar{T} + A_0 \cdot \exp(-z/D) \sin(\omega t - z/D) \quad (44)$$

avec  $\bar{T}$  température moyenne, constante en  $z$ ,  $A_0$  moitié de l'amplitude de variation de l'onde diurne

$$z = 86400 \lambda$$

$$\omega = 2\pi/z$$

$$D = \sqrt{2\lambda/c_T \omega} \quad \text{profondeur d'amortissement}$$

L'expression du flux de chaleur  $G(z,t)$  est :

$$G(z,t) = -\lambda \frac{\partial T(z,t)}{\partial z} = A_0 \sqrt{\lambda c_T \omega} \cdot \exp(-z/D) \sin(\omega t - z/D + \frac{\pi}{4}) \quad (45)$$

Si bien, que

$$G(0,t) = A_0 \sqrt{\lambda c_T \omega} \cdot \sin(\omega t + \frac{\pi}{4})$$

Ainsi, le flux convectif à la surface devient maximum pour  $t = t_0 + \frac{z}{8}$ . Ceci est en bon accord avec les simulations du chap. 3 montrant un maximum du flux vers 9 h, soit environ 3 h après le minimum de température.

La Fig. 3 a - b montre les résultats de la comparaison entre les résultats du modèle numérique et la solution analytique précédente. Cette expérience a été réalisée en prenant :

$$\bar{T} = 288,16^\circ \text{K} ; A_0 = 10 \text{ K} ; \lambda = 0,7 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1} ; c_T = 1,4 \cdot 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{K}^{-1}$$

Le premier niveau du modèle (surface) est forcé par l'onde sinusoïdale et la température aux différentes profondeurs est au préalable initialisée en tenant compte de l'amortissement et du déphasage.

La fig. 3 a montre la propagation de l'onde thermique en profondeur et son amortissement au delà de 40 cm.

La fig. 3 b montre que l'écart absolu entre les solutions numériques et analytiques aux différentes côtes n'excède pas  $0,02^\circ \text{C}$  ce qui correspond à une erreur relative négligeable. Le bruit numérique sur la valeur des flux conductifs est aussi très faible (inférieur à  $1 \text{ W m}^{-2}$ ).

### 3 - TESTS DE SENSIBILITE : CAS DU SOL NU

Dans de nombreux cas, l'objectif de la modélisation de l'interface est de calculer l'évolution des variables de surface et dans le sol afin d'en déduire les flux, en utilisant les informations climatologiques classiques mesurées au niveau de référence. C'est dans ce souci d'application que sont menés les tests des chap. 3 et 4, qui consistent à analyser la réponse de la partie inférieure du modèle en imposant un cycle diurne des variables  $T_a, q_a, U_a$  et des flux radiatifs  $R_{sh\downarrow}, R_{gh\downarrow}$ . Quelques aspects de l'interaction sol - CLA seront abordés au chap. 5.

On présente une série de tests de sensibilité aux variables climatiques, aux paramètres de surface et aux variables du sol. Chaque expérience correspond à 48 heures de simulation. Les flux radiatifs incidents ont pour valeurs :

• Rayonnement atmosphérique  $R_{gh\downarrow} = 0.67 (1670 q_a)^{0.08} \sigma T_a^4$  (46)

• Rayonnement solaire global :

$$R_{sh\downarrow} = \max \left[ 800 \cdot \sin \left( \frac{t - t_{le}}{t_{co} - t_{le}} \cdot \pi \right), 0 \right] \quad (\text{Wm}^{-2}) \quad (47)$$

ou  $t_{le}, t_{co}$  représentent les heures de lever et de coucher du soleil, respectivement prises égales à 5 et 21 h. Les variables  $T_a, q_a = q_{sat}(T_a) \times \text{Hum}$  sont telles que :

$0 \leq t \leq t_{le}$	$t_{le} < t \leq t_{co}$	$t_{co} < t < 24$
$T_a = (T_{co} - T_{min}) \left[ \frac{t - t_{le}}{t_{co} - t_{le} - 24} \right] + T_{min}$	$= (T_{max} - T_{min}) \sin \left( \frac{t - t_{le}}{t_H - t_{le}} \cdot \frac{\pi}{2} \right) + T_{min}$	$= (T_{min} - T_{co}) \left( \frac{t - t_{co}}{-t_{co} + t_{le} + 24} \right) + T_{co}$
$\text{Hum} = (H_{co} - H_{max}) \left[ \frac{t - t_{le}}{t_{co} - t_{le} - 24} \right] + H_{max}$	$= (H_{min} - H_{max}) \sin \left( \frac{t - t_{le}}{t_H - t_{le}} \cdot \frac{\pi}{2} \right) + H_{max}$	$= (H_{max} - H_{co}) \left( \frac{t - t_{co}}{-t_{co} + t_{le} + 24} \right) + H_{co}$

ou les température  $T_{co}$  et humidité relative  $H_{co}$  au coucher du soleil sont données par :

$$T_{co} = (T_{max} - T_{min}) \sin \left( \frac{t_{co} - t_{le}}{t_H - t_{le}} \cdot \frac{\pi}{2} \right) + T_{min}, \quad H_{co} = (H_{min} - H_{max}) \sin \left( \frac{t_{co} - t_{le}}{t_H - t_{le}} \cdot \frac{\pi}{2} \right) + H_{max}$$

avec  $t_M = 14$  h (heure du maximum de  $T_a$ )

$$T_{\max} = 25^\circ\text{C} ; T_{\min} = 14^\circ\text{C} ; H_{\max} = 0,9 ; H_{\min} = 0,4$$

Les paramètres précédents permettent de définir un cycle diurne de  $T_a$  représentatif d'une belle journée d'été. Les variations de l'ensemble des variables climatiques sont illustrées à la fig. 4.

Comme préliminaire aux tests de sensibilité, la fig. 5 présente un ensemble de graphes associés à une expérience type, réalisée avec le "Yolo light Clay". Le contenu en eau du sol nu est initialisé avec un profil d'équilibre du potentiel hydrique ( $\partial\psi/\partial z = 1$ ), au voisinage de la saturation. L'expérience consiste à simuler la désaturation progressive des premiers cm de sol au cours de deux journées. Les profils de température dans le sol (fig. 5d) montrent que l'onde thermique devient négligeable au delà de 0.50 m alors que les fluctuations de l'eau volumique (fig. 5e) restent localisées dans les 10 premiers cm. Les variations du contenu en eau en surface  $\eta_g$  sont très importantes (destockage par évaporation en fin de journée et recharge par capillarité en fin de nuit), ce qui se caractérise en particulier par le cycle diurne très prononcé de l'humidité spécifique  $q_g$  (fig. 5c). La température de surface  $T_g$  (fig. 5b) présente un cycle diurne (représentatif) d'une journée à ciel clair :  $T_g > T_a$  le jour et  $T_g < T_a$  la nuit par suite du refroidissement radiatif. Le bilan d'énergie (fig. 5a) retraduit la saturation de la surface du sol avec un flux d'évaporation  $L_v \cdot E_T$  maximum de l'ordre de  $350 \text{ W/m}^2$ , soit une valeur 7 fois plus forte que le flux de chaleur sensible. La fig. 5a montre aussi la forme très classique du cycle diurne du flux conductif  $G$ , qui est maximum vers 9h, avec une valeur de l'ordre de  $150 \text{ W/m}^2$  significative d'une surface nue.

### 3. 1 Sensibilité aux paramètres de surface

Les deux paramètres de surface les plus influents sur la partition des flux d'énergie sont :

- la/les longueur(s) de rugosité qui modulent l'intensité des échanges convectifs
- l'albedo  $\alpha_g$  de la surface qui module les apports radiatifs solaires, et, partant, le rayonnement net.

#### Influence des longueurs de rugosité

La valeur du coefficient d'échange  $K_H$  (relation 17) est fortement dépendante de la longueur de rugosité  $Z_{oh}$ . La fig. 6 montre que pour des conditions instables,  $K_H$  est environ 2 fois plus fort lorsqu'on fait l'hypothèse  $Z_{oh} = z_0$ . D'autre part, le coefficient d'échange apparaît faiblement dépendant de l'instabilité thermique si l'on utilise les deux longueurs de rugosité  $Z_{oh}$  et  $z_0$ .

Evidemment, la forme de paramétrisation de la longueur  $Z_{oh}$  a une incidence sur l'énergétique de surface comme le montre la Fig. 7. Avec l'hypothèse  $Z_{oh} = z_0$ , les échanges convectifs sont privilégiés, ce qui tend à diminuer la température de surface (Fig. 7a), à augmenter le flux convectif  $H_T$  et à réduire la chaleur stockée  $G$  (Fig. 7b). L'accroissement de  $H_T$  est dans le cas présent de l'ordre de 50 % et la réduction de  $G$  de l'ordre de 20 %. Ces tendances sont encore renforcées lorsque l'intensité du vent augmente.

Il faut aussi noter qu'avec l'hypothèse  $Z_{oh} = z_0$ , le coefficient  $K_H$  est lui-même très sensible à la valeur de  $z_0$ . En revanche, les échanges convectifs sont beaucoup plus stables avec la paramétrisation de Brutsaert(1975), ce qui représente un certain avantage, compte-tenu de la difficulté expérimentale à estimer avec précision la valeur de  $z_0$ .

Ces résultats mettent donc en évidence l'extrême sensibilité de la modélisation des échanges à l'interface sol nu-atmosphère à la paramétrisation de  $Z_{oh}$ . Les rares comparaisons modèle-expérience (Brunet, 1984) plaident en faveur de la discrimination des deux longueurs. C'est également ce choix qui est réalisé dans la suite de ce travail.

### .Influence de l'albedo

La plus grande partie des surfaces nues, et naturelles, ont un albedo compris entre 0.2 et 0.4. A la variation de  $\alpha_g$  liée au type de sol, se superpose une variation diurne associée à la hauteur du soleil (réflexions spéculaires pour les faibles hauteurs) et au contenu en eau superficiel  $\eta_s$  (expression (36)). La Fig. 8 met en évidence l'influence de  $\eta_g$  pris constant au cours de l'expérience, sur  $T_g$ . Pour des conditions de vent faible, une augmentation de 100 % de  $\alpha_g$  entraîne une réduction maximum de  $T_g$  de l'ordre de 10 K en milieu de journée (pour cette expérience,  $R_{ng}$  est réduit de l'ordre de 200  $W/m^2$  vers 14h).

La paramétrisation du cycle diurne de l'albedo d'un sol nu apparaît ainsi indispensable, d'autant plus que le cycle diurne de l'eau volumique est très marqué (voir fig. 5e par exemple).

### 3 - 2 - Sensibilité aux conditions thermohydrauliques du sol

#### .Influence de la température du sol :

La température du sol a une influence négligeable sur les conditions de l'interface comme le suggère la fig. 9 montrant les évolutions de  $T_g$  (Fig. 9a) pour deux valeurs de l'initialisation du profil vertical de température dans le sol (Fig. 9bc). Une augmentation de 10 % de la température du sol, se traduit par une augmentation maximum de  $T_g$  de l'ordre de 1 K, l'amplitude de variation diurne de  $T_g$  étant conservée.

#### .Influence du contenu en eau du sol

Le contenu en eau du sol représente bien sûr la quantité la plus influente sur l'énergétique de surface. Ceci est illustré par la fig. 10a montrant les variations des flux de surface dans le cas du Y.L.C. et pour des conditions très sèches ( $\eta(z,t)_{initial} = 0,135$ ). Cette expérience ne diffère du cas de la fig. 5 que par le contenu en eau initial. Contrairement à la fig. 5a, le bilan d'énergie en conditions sèches montre une prédominance du flux de chaleur sensible ( $H_{Tmax} \approx 280 W/m^2$ ). Le passage de condition saturée aux conditions sèches fait évoluer le rapport de Bowen de 0.13 à 3.1 vers 14 heures. L'influence du contenu en eau sur les variables de surface est

illustrée à la fig. 11. Lorsque l'eau volumique initiale reste supérieure à 70 % de sa valeur à la saturation, l'humidité relative de surface demeure saturante (11 b). En revanche, sa variation diurne devient importante en conditions sèches. En effet les processus d'évaporation à la surface se caractérisent alors par une brusque chute du potentiel hydrique de surface  $\Psi_g$  en dessous de 1000 m. Il s'ensuit une décroissance importante de l'humidité relative (expression (33)) qui atteint son minimum en fin d'après-midi. Le blocage de l'évaporation pendant la nuit entraîne la recharge hydraulique des premiers cm du sol. Cette recharge se poursuit jusqu'au lever du jour. Enfin, la fig. 11b montre l'accroissement notable de l'amplitude de variation diurne de  $T_g$  lorsque le sol devient sec.

### 3.3 - Sensibilité aux variables climatiques

Le rayonnement global  $R_{sh \downarrow}$  est le facteur climatique essentiel puisqu'il assure un gain d'énergie pour la surface. Les propriétés moyennes de l'atmosphère influent sur la redistribution des flux. Si les valeurs de la température  $T_a$  et de l'humidité spécifique  $q_a$  ont une incidence sur la valeur des flux turbulents, leur impact est relativement faible sur les variables de surface  $T_g$  et  $q_g$ . Par contre, l'intensité du vent  $U_a$ , qui intervient linéairement dans l'expression de  $K_H$ , a une forte incidence sur la valeur de  $T_g$  (Fig. 12). L'augmentation de  $U_a$  de 3 à 10 m/s, entraîne une diminution de  $T_g$  de l'ordre de 10 K (renforcement de la convection).

## 4 - INFLUENCE DE LA VEGETATION

La présence de la végétation modifie la répartition des apports radiatifs et surtout les mécanismes d'échanges (transpiration de la végétation par exemple). La fig. 13 présente une synthèse des principales modifications induites par la végétation au niveau des grandeurs d'équilibre à la surface du sol. Le type de sol considéré est le sable et l'expérience est réalisée avec une densité  $\sigma_f$  variant de 0.0 (sol nu) à 1.0 (sol uniformément couvert), en passant par la valeur 0.82 représentative d'un type de végétation documentée dans Mc Cumber (1980) ( $h = 0.10$  m,  $\alpha_f = 0.20$ ,  $\tau_{s_0} = 400 \text{ s m}^{-1}$ ) - La végétation réduit considérablement les apports radiatifs (Fig. 13 a) au niveau de la surface. Pour un couvert dense,  $R_{ng}$  ne représente plus que 15 % de sa valeur sur sol nu (à 14 h) et sa valeur faiblement positive caractérise l'excès de rayonnement infra-rouge en provenance de la végétation. Cette

dernière caractéristique s'inverse sur sol nu où le bilan radiatif infra rouge est généralement négatif. La réduction des apports de rayonnement solaire induit la diminution de l'amplitude du cycle diurne de  $T_g$  (fig. 13b) et de  $\eta_g$  (Fig. 13 c). Pour  $\sigma_f = 1$ , l'eau volumique  $\eta_g$  reste au voisinage de sa valeur initiale ( $\eta_{init} = 0.12$ ) alors que pour le sol nu  $\eta_g$  atteint une valeur très faible en milieu de journée. Ainsi la végétation modifie considérablement le cycle de l'eau dans le sol comme le montre les fig. 14 c - d donnant l'évolution du profil de  $\eta(z, t)$  dans les cas des sols nu (14 c) et couvert (14 d). En présence de végétation, le profil de  $\eta$  présente un creusement vers 20-30 cm correspondant à l'extraction d'eau par le système racinaire. Par contre le dessèchement superficiel, très marqué dans le cas du sol nu, reste faible en présence de couvert. Ces mécanismes de transfert de l'eau se caractérisent par des flux de chaleur latente très différents (fig. 15 a). Dans le cas du sol nu, le flux  $E_T$  est essentiellement fourni par l'évaporation à la surface du sol. Cette évaporation est brusquement stoppée vers 9h 00 TU lorsque  $\eta_g$  et, partant,  $q_g$  deviennent très faible (fig. 13 c). En revanche dans le cas de la végétation et tant que l'eau volumique n'est pas limitante en profondeur, les racines assurent une évapotranspiration quasi-potentielle. Les processus d'évaporation à la surface même du sol deviennent négligeables dans ce cas et  $E_T \approx ETR$ . Les profils de  $T(z, t)$  (Fig. 14) illustrent l'augmentation de l'amplitude de l'onde thermique dans le cas du sol nu (14 b) et montrent que dans le cas du sable (conductivité thermique élevée) l'onde diurne est sensible sur toute l'épaisseur du sol considérée.

Un des effets importants de la végétation est de diminuer les contrastes entre les flux de chaleur sensible et latente comme cela a été illustré dans le cas d'un sol relativement sec (fig. 15 a - b) mais aussi dans le cas d'un sol très humide (fig. 15 c - d). Dans ce cas, le flux de chaleur sensible qui est assez faible sur sol nu (conversion privilégiée de l'énergie disponible en chaleur latente) est singulièrement renforcé en présence de végétation. L'augmentation de  $H_T$  représente la contribution de la végétation aux phénomènes convectifs (interception du rayonnement solaire et absence de flux conductif) et la régulation de l'évapotranspiration par la résistance stomatique. Le tableau 2 qui donne les valeurs des rapports de Bowen à mi-journée et pour des sols sec ou humide, illustre bien l'homogénéisation des flux turbulents par la végétation :

	$\sigma_f = 0.0$	$\sigma_f = 1.0$
$\beta$ sol "sec"	4.9	0.92
sol "humide"	0.33	0.97

Tableau 2 : Variation du rapport de Bowen  $\beta = H_r/L_v E_T$  en fonction de l'état hydrique d'un sol nu ( $\sigma_f = 0.$ ) ou uniformément couvert ( $\sigma_f = 1.$ )

La figure 16 donne un exemple représentatif de l'échauffement de la végétation en cours de journée et de son refroidissement nocturne. On peut noter que pendant la journée, la paramétrisation entraîne une stratification stable ( $T_g < T_{af}$ ) au sein de la végétation. Cette influence de la végétation a déjà été commentée par Mac Cumber (1980) et Mahfouf (1986). Ces derniers soulignent en particulier l'impact d'une réduction des contrastes thermiques sur les mécanismes de circulation à mésoéchelle.

Enfin, la Fig. 17 montre l'importance de la régulation stomatique dans les processus d'évapotranspiration. Le flux d'évaporation  $E_T$  apparaît dépendre étroitement de la valeur de la résistance de base  $r_{so}$ . Lorsque  $r_{so}$  se situe au-delà de 1000 s/m, l'évapotranspiration devient négligeable et le flux total  $E_T$  représente essentiellement l'évaporation de surface.

## 6 - INTERACTION SOL-CLA

L'objectif de ce chapitre est d'illustrer quelques processus d'interaction entre les propriétés du sol et la structure verticale de la CLA. Les simulations présentées sont réalisées avec la version complète du modèle unidimensionnel, en particulier avec la modélisation des flux radiatifs solaire et infra rouge. Contrairement aux expériences décrites aux chapitres précédents, l'évolution temporelle des conditions moyennes au niveau de référence est en partie pilotée par les flux turbulents de la surface (équations pronostiques de la température potentielle, de l'humidité, des composantes du vent et de l'énergie cinétique), permettant ainsi une adaptation de l'atmosphère aux contraintes imposées au niveau de la surface. Un exemple de simulation dans le cas d'un sol nu et sec est illustré aux figures 18 et 19.

Les profils verticaux des diverses quantités sont donnés toutes les deux heures, la simulation débutant à 6 h 00.

La structure verticale de la CLA a été initialisée avec les conditions expérimentales rencontrées au cours d'une journée convective de la campagne VOVES 77 (2/3 Juillet 1977, André et Lacarrère, 1980), les variables du sol étant par ailleurs initialisées avec un profil constant. Le développement de la couche limite est bien illustré par l'évolution diurne du profil vertical de la température potentielle (Fig. 18 a) qui montre l'érosion progressive des couches stables jusqu'à une hauteur de 1800 m en fin de journée. A la structure adiabatique de la CLA est associée un profil vertical quasi constant de l'humidité spécifique (Fig. 18 b). L'humidité décroît rapidement à la traversée de l'inversion de température au sommet de la CLA illustrant ainsi la réduction des transferts verticaux pour des conditions stables. Ceci apparaît nettement sur les profils de l'énergie cinétique turbulente (Fig 19 a) et des longueurs  $l_{k,\epsilon}$  (Fig. 19 b -c) qui deviennent négligeables au-delà de l'inversion de température : L'activité convective dans la CLA est traduite par une forte valeur de  $\bar{\epsilon}_T$  (maximum au quart de la couche) et par une augmentation asymptotique de  $l_{k,\epsilon}$ . Ces deux longueurs, qui sont assimilables à la taille caractéristique des cellules convectives efficaces, diminuent très rapidement dès que le gradient de température potentielle devient stable (voir Therry et Lacarrère - 1983).

### .Influence de la paramétrisation de

Il a été montré au chap. 3 que la paramétrisation de la longueur de rugosité a une grande influence sur le bilan de surface, lorsque les conditions moyennes  $T_a$ ,  $q_a$ ,  $U_a$  au niveau  $z_R$  ne sont pas interactives avec les conditions de la surface.

En revanche, cette influence est notoirement affaiblie par le couplage sol-CLA, comme le montrent les fig. 20 illustrant une expérience réalisée soit en différenciant  $z_{oh}$  et  $z_0$  (fig. 20b - d) ; soit en prenant  $z_{oh} = z_0$  (Fig. 20 a - c). Avec cette dernière hypothèse, le flux de chaleur sensible est augmenté d'environ 25 % (Fig. 20 a - b), soit approximativement deux fois moins qu'avec des conditions non adaptatives. Les fig. 20 c-d donnent l'évolution de la hauteur  $h_{CLA}$  de la CLA pour chacun des deux cas. Cette hauteur correspond au niveau où le flux de chaleur  $H_T(z)$  est minimum. Dans le cas où les deux longueurs sont égales (Fig. 20 c), la hauteur  $h_{CLA}$  se développe plus rapidement pour atteindre une valeur maximum qui n'excède que d'environ 100 m la valeur obtenue avec l'hypothèse  $z_{oh} \neq z_0$ . Ainsi ce paramètre qui représente un indicateur direct de la convection dans la CLA est assez peu sensible à la paramétrisation de la longueur de rugosité.

### .Influence de la teneur en eau du sol

L'évolution des profils de  $\bar{\theta}_e(z)$  et de  $\bar{q}_w(z)$  sur un sol nu et humide est donnée à la fig 21. Ces profils se distinguent de ceux présentés à la fig. 18 (sol nu et sec) par une augmentation très forte de l'humidité spécifique dans la CLA, associée à une réduction de l'activité convective. Ceci se traduit par une diminution assez nette ( $\sim 500$  m) du niveau  $h_{CLA}$  lorsqu'on passe d'un sol nu et sec à un sol humide. (fig. 22 a), le rapport de Bowen à 14 heures TU variant de 3.5 à 0.5 d'un cas à l'autre.

### .Influence de la végétation

En revanche, et conformément aux résultats du chap. 4, les contrastes sol sec - sol humide sont beaucoup moins marqués en présence d'un couvert végétal.

La fig. 22 b en témoigne, qui représente les évolutions diurnes de  $h_{CLA}$  en considérant une couche de végétation à l'interface. Les conditions initiales du sol étant par ailleurs identiques aux conditions de l'expérience sol nu. La légère réduction de  $h_{CLA}$  ( $\approx 200$  m, maximum) au-dessus d'un sol humide ne fait que retraduire l'homogénéisation par la végétation des flux turbulents, déjà discutée au chap. 4.

## 7 - CONCLUSION

On a proposé l'analyse des échanges d'énergie au voisinage de la surface à partir d'une modélisation uni-dimensionnelle. Le modèle simule les transferts de masse et de chaleur dans une tranche de 1 mètre de sol, dans une couche de végétation et dans la couche limite atmosphérique. La première partie de la note résume les équations et les hypothèses de base introduites pour décrire chacun des domaines. La deuxième partie est consacrée à l'exposé de quelques tests de sensibilité de l'ensemble sol plus végétation d'une part soumis à un forçage atmosphérique donné, d'autre part en simulant aussi l'évolution de la CLA.

Les expériences réalisées dans le cas du sol nu soulignent l'importance des échanges dans les premiers cm du sol pour l'énergétique de la surface. Les différents tests ont montré que la partition des flux à la surface est très sensible au contenu en eau du sol, à l'albedo de la surface et à la paramétrisation de la longueur de rugosité thermique lorsque le forçage climatique est imposé. D'autre part l'intensité du vent apparaît être le facteur climatique le plus influant sur les échanges convectifs. Enfin, dans le cas du sol nu, le flux conductif devient un terme important du bilan d'énergie, en particulier en début de journée.

La végétation a tendance à minimiser la contribution des échanges à la surface même du sol (faible bilan radiatif) et se caractérise par une phénoménologie particulière du cycle de l'eau. Le flux d'évaporation est alors principalement fourni par la transpiration des plantes qui est elle-même asservie au contenu en eau volumique dans la zone racinaire, aux caractéristiques mêmes des racines et à la résistance stomatique du végétal. L'extraction d'eau en profondeur et la régulation stomatique sont en partie responsables de l'homogénéisation des flux turbulents par la végétation par rapport aux importants contrastes observés dans le cas du sol nu.

Les tests réalisés en simulant l'évolution de la CLA, montrent que le couplage interactif entre le sol et l'atmosphère a tendance à réduire l'influence des processus de surface. Ainsi, l'influence de la paramétrisation de la longueur de rugosité thermique dans cas d'un sol nu apparaît réduite de moitié par le couplage sol-CLA

Les améliorations substantielles de la représentation de la végétation et en particulier de l'évapotranspiration sont liées à une meilleure connaissance d'une part du cycle diurne de la résistance stomatique ainsi que sa dépendance au contenu en eau, d'autre part des processus d'extraction d'eau par les racines.

modèle Hormis la compréhension de mécanismes physiques, l'utilisation potentielle de réside dans le test de nouvelles paramétrisations et dans la comparaison avec des méthodes simplifiées telles que la gestion des caractéristiques thermohydrauliques de la surface à partir de deux réservoirs (Lemaitre, -1985).

## ANNEXE 1 : Les propriétés thermohydriques du Yolo Light Clay

### Relation eau volumique - potentiel

$$\eta(\psi) = \eta_r + 274.16 / (739 + \log_{10} |100\psi|^4)$$

$$\text{avec } \eta_r = 0.124$$

### Relation conductivité hydraulique - eau volumique

$$k_{\psi}(\eta) = 0.1186 \cdot (\eta - \eta_r) \exp(24.3 (\eta - \eta_s))$$

$$\text{avec } \eta_s = 0.495 \quad (\text{eau volumique à la saturation})$$

### Relation capacité hydraulique - potentiel

$$c_{\psi}(\eta) = \frac{274.16 \times 4 \cdot \log_{10} |100\psi|^3}{|\psi| (739 + \log_{10} |100\psi|^4)^2}$$

### Relation conductivité thermique - eau volumique

$$\lambda(\eta) = 1.818 \eta + 0.1$$

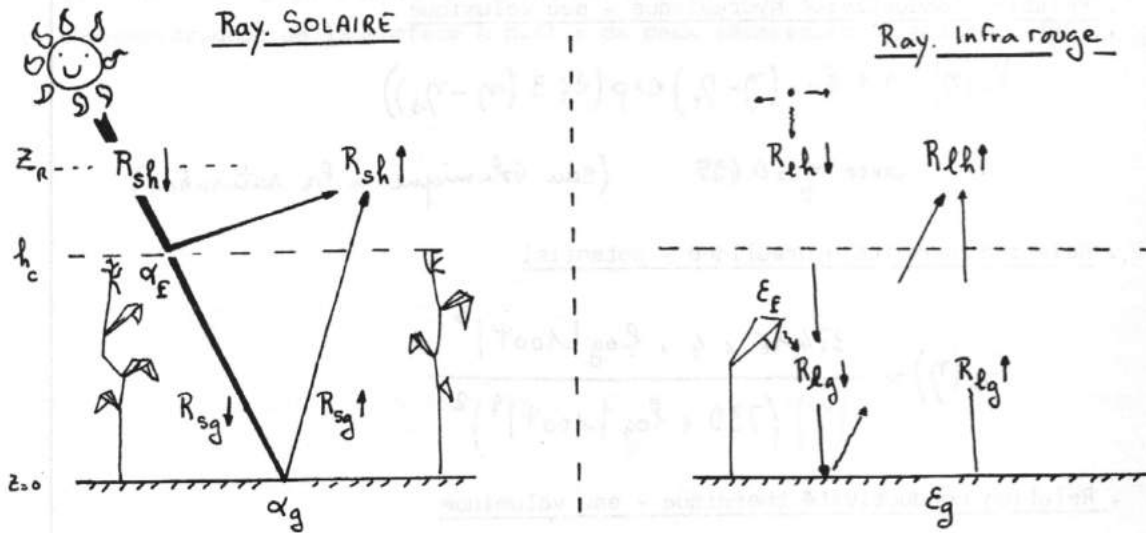
### Relation conductivité thermique - eau volumique

$$c_T(\eta) = (\eta + 0.2116) \times 4.186 \cdot 10^6$$

**ANNEXE 2 - Expressions des différentes composantes radiatives  
dans la végétation et au niveau de la surface**

(Deardorff, 1978)

Les composantes solaire et infrarouge considérées sont schématisés ci-dessous



. Les flux incidents  $R_{eh↓}$  (Rayonnement atmosphérique) et  $R_{sh↓}$  (Rayonnement solaire global) sont les termes de forçage.

. Expression des composantes de courtes longueur d'onde

$$R_{sg↓} = (1 - \sigma_F) R_{sh↓}$$

$$R_{sg↑} = \alpha_g \cdot (1 - \sigma_F) R_{sh↓}$$

$$R_{sh↑} = \alpha_g \cdot (1 - \sigma_F) R_{sh↓} + \alpha_F \sigma_F R_{sh↓}$$

. Expression des composantes infra rouge

$$R_{eg\downarrow} = (1 - \sigma_F) R_{el\downarrow} + \sigma_F \left[ \varepsilon_F \sigma T_F^4 + (1 - \varepsilon_F) \varepsilon_g \sigma T_g^4 \right] / (\varepsilon_F + \varepsilon_g - \varepsilon_F \varepsilon_g) \quad (A4)$$

$$R_{eg\uparrow} = (1 - \sigma_F) \left[ \varepsilon_g \sigma T_g^4 + (1 - \varepsilon_g) R_{el\downarrow} \right] + \sigma_F \left[ \varepsilon_g \sigma T_g^4 + (1 - \varepsilon_g) \varepsilon_F \sigma T_F^4 \right] / (\varepsilon_F + \varepsilon_g - \varepsilon_F \varepsilon_g) \quad (A5)$$

$$R_{el\uparrow} = (1 - \sigma_F) \left[ \varepsilon_g \sigma T_g^4 + (1 - \varepsilon_g) R_{el\downarrow} \right] + \sigma_F \left[ \varepsilon_g \sigma T_g^4 + (1 - \varepsilon_F) R_{el\downarrow} \right] \quad (A6)$$

Le bilan radiatif  $R_{nF}$  au niveau du couvert est obtenu par différence des bilans au sommet du couvert à la surface, soit :

$$R_{nF} = [R_{sh\downarrow} - R_{sh\uparrow} + R_{el\downarrow} - R_{el\uparrow}] - [R_{sg\downarrow} - R_{sg\uparrow} + R_{eg\downarrow} - R_{eg\uparrow}] \quad (A7)$$

Ce qui donne

$$R_{nF} = \sigma_F \left[ (1 - \alpha_F) R_{sh\downarrow} + \varepsilon_F R_{el\downarrow} + \frac{\varepsilon_F \varepsilon_g}{(\varepsilon_g + \varepsilon_F - \varepsilon_F \varepsilon_g)} \sigma T_g^4 - \frac{\varepsilon_F + 2\varepsilon_g - \varepsilon_F \varepsilon_g}{(\varepsilon_F + \varepsilon_g - \varepsilon_F \varepsilon_g)} \cdot \varepsilon_F \sigma T_F^4 \right] \quad (A8)$$

et

$$R_{ng} = \varepsilon_g (1 - \sigma_F) R_{el\downarrow} + \varepsilon_g \sigma T_g^4 \left[ \frac{\sigma_F (\alpha - \varepsilon_F) - \alpha}{\alpha} \right] + \varepsilon_F \sigma T_F^4 \cdot \frac{\sigma_F \varepsilon_g}{\alpha} \quad (A9)$$

$$+ (1 - \alpha_g) (1 - \sigma_F) R_{sh\downarrow}$$

$$\text{avec } \alpha = \varepsilon_F + \varepsilon_g - \varepsilon_F \varepsilon_g$$

Si bien que pour  $\sigma_F = 0$  (cas du sol nu) :

$$\left. \begin{aligned} R_{nF} &= 0 \\ R_{ng} &= (1 - \alpha_g) R_{sh\downarrow} + \varepsilon_g (R_{el\downarrow} - \sigma T_g^4) \end{aligned} \right\} \quad (A10)$$

## LISTE DES SYMBOLES

- $C_D|_{h,g}$  Coefficient de traînée au sommet du couvert végétal et au niveau de la surface,<sup>1</sup>
- $C_F$  Coefficient de traînée dans la végétation
- $C_{\psi,T}$  Capacité hydraulique et thermique du sol
- $c_p$  Chaleur spécifique de l'air ( $J K^{-1} kg^{-1}$ )
- $d$  Hauteur de déplacement (m)
- $D_{\psi}$  Diffusivité hydraulique ( $m^2 s^{-1}$ )
- $D$  Profondeur d'amortissement de l'onde thermique (m)
- $E_F$  Flux d'évaporation . de la végétation vers l'atmosphère dans la végétation
- $E_g$  . de la surface du sol vers l'atmosphère dans la végétation
- $E_a$  de la surface du sol vers l'atmosphère à  $z_R$
- $E_T$  total :  $E_T = \sigma_F (E_F + E_g) + (1 - \sigma_F) E_a$  ( $kg m^{-2} s^{-1}$ )
- ETR Flux d'évapotranspiration ( $kg m^{-2} s^{-1}$ )
- $E_x$  terme d'extraction racinaire ( $s^{-1}$ )
- $e$  tension de vapeur (Pa)
- $\bar{E}_T$  énergie cinétique turbulente ( $m^2 s^{-2}$ )
- $f$  Paramètre de Coriolis
- $G$  Flux de chaleur par conduction dans le sol ( $W m^{-2}$ )
- $h$  Hauteur de la végétation (m)
- $h_{CLA}$  Hauteur de la CLA (m)
- $H_{F,g,a,T}$  Flux de chaleur sensible ( $W m^{-2}$ ) (pour définition voir  $E_{F,g,a,T}$ )
- $k$  Constante de Karman (0.35)
- $K_{H,V}$  Coefficients d'échange pour la chaleur et la vapeur d'eau ( $m s^{-1}$ )
- $K_{\psi}$  conductivité hydraulique ( $ms^{-1}$ )
- $l(r)$  Longueur de racine par unité de volume de sol ( $m^2$ )
- $l_{i,e}$  longueurs de mélange de la CLA (m)
- $L$  Longueur de Monin-Obukhov (m)
- LAI Indice foliaire (Leaf Area Index)
- $L_v$  Chaleur latente de vaporisation ( $J kg^{-1}$ )
- $P$  Précipitation ( $m s^{-1}$ )

<sup>1</sup> \*Les indices f, g, a se réfèrent à la végétation, à la surface du sol et aux échanges sol atmosphère de référence.

- $f, q_g, q_a$  Humidité spécifique de la végétation, de la surface du sol et de l'atmosphère à  $Z_r$   
 $q_{af}$  Humidité spécifique de l'air dans la végétation  
 $q_{sat}(T)$  Humidité saturante pour la température  $T$   
 $R$  Fraction d'évaporation potentielle  
 $R_{sh\downarrow}$  Rayonnement solaire global (  $W m^{-2}$  )  
 $R_{sh\uparrow}$  Rayonnement solaire réfléchi ( - )  
 $R_{lh\downarrow}$  Rayonnement atmosphérique incident ( - )  
 $R_{lh\uparrow}$  Rayonnement terrestre infra rouge ( - )  
 $r_s$  Résistance stomatique (  $s m^{-1}$  )  
 $r_a$  Résistance atmosphérique ( " )  
 $R_{nf}, R_{ng}$  Rayonnement net au niveau du couvert et de la surface du sol ( $Wm^{-2}$ )  
 $T_g, T_a$  Température de la végétation, de la surface sol et de l'atmosphère à  $Z_r$   
 $T_{af}$  Température de l'air dans la végétation  
 $U_a, U_{af}$  Intensité du vent dans la CLA, au niveau  $Z_a$  et dans la végétation ( $m s^{-1}$ )  
 $u_*$  vitesse de friction ( $m s^{-1}$ )  
 $W_{dew}$  Epaisseur de l'eau retenue sur la végétation (m)  
 $W_{dmax}$  Capacité maximum de rétention de l'eau (")  
 $W$  Flux d'eau dans le sol ( $kg m^{-1} s^{-1}$ )  
 $z_0$  Rugosité dynamique de la surface (sol nu) (m)  
 $z_{oc}$  Rugosité de la végétation  
 $z_{oh}, z_{or}$  Longueurs de rugosité associées aux transferts de chaleur et d'humidité dans le cas du sol nu.  
 $Z_r$  Hauteur du niveau de référence atmosphérique ( m )

#### SYMBOLES GRECS

- $\alpha_f, \alpha_g$  Albedo de la végétation et du sol  
 $\epsilon_f, \epsilon_g$  Emissivité de la végétation et du sol  
 $\epsilon$  Dissipation de l'énergie cinétique ( $m^2 s^{-3}$ )  
 $\lambda$  Conductivité thermique ( $W m^{-1} K^{-1}$ )  
 $\nu_m$  Viscosité cinématique de l'air  
 $\eta$  Eau volumique dans le sol ( $m^3 m^{-3}$ )  
 $\eta_g$  Eau volumique à la surface du sol  
 $\psi_g$  Potentiel hydrique dans le sol (m)  
 $\psi_g$  Potentiel à la surface du sol (m)  
 $\rho, \rho_w$  Masse volumique de l'air et de l'eau ( $kg m^{-3}$ )  
 $\sigma$  Constante de Stephan (  $W m^{-2} K^{-4}$  )  
 $\sigma_f$  densité horizontale de végétation  
 $\theta_e$  température potentielle d'eau liquide ( K )  
 $\tau_T$  Flux total de quantité de mouvement ( $m^3 s^{-2}$ )  
 $\tau$  période de 1 jour (s)

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ANDRE, J.C., J.P. GOUTORBE, et A. PERRIER, 1986 : HAPEX-MOBILHY : A hydrologic atmospheric experiment for the study of water budget and evaporation flux at the climatic scale. Bulle. Amer. Meteor. Soc., 67, 138-144.
- ANDRE, J.C., et P. LACARRERE, 1980 : Simulation numérique détaillée de la couche limite atmosphérique. Comparaison avec la situation des 2 et 4 juillet 1977 à Voves. La Météorologie VI<sup>e</sup> série, 22, 5-49.
- BALESTA S., 1984 : Paramétrisation du cycle de l'eau atmosphérique dans un modèle de mésoéchelle - Rapport de stage - juin 84 -
- BERNARD R, M. VAUCLIN et D. VIDAL-MADJAR, 1981 : Possible use of active microwave remote sensing data for prediction of regional evaporation by numerical simulation of soil water movement in the unsaturated zone - Water Resour. Res., 17, 1603 - 1610.
- BENOIT, R. 1976 : A comprehensive parametery Layer for general circulation models - NCAR Cooperative thesis n° 39.
- BOUGEAULT Ph., SOMMERIA G et J.C. ANDRE, 1979 : Méthode de modélisation unidimensionnelle de la couche limite planétaire nuageuse. Comparaison avec un modèle tridimensionnel - J.R.A, 13, 249-259
- BOUGEAULT P., P. LACARRERE, 1986 : Description de deux programmes de calcul des échanges radiatifs dans la couche limite atmosphérique - Note de travail de l'EERM - n° 141 -27 p.
- BRUNET, Y. 1984 : Modélisation des échanges sol nu - atmosphère : Essai de validation locale et influence de la variabilité spatiale du sol - Thèse de Docteur Ingénieur, n° ,9 mai 1984. Institut National Polytechnique de Grenoble.
- BRUTSAERT, W. 1975 : The roughness length for water vapor, sensible heat and others scalars. J. of Atm. Sci., 32, 2028 - 2031.

- CAMILLO P., T.J. SCHMUGGE, 1983. Estimating soil moisture storage in the root zone from surface measurements. Soil science, Vol. 135, N° 4, 245 - 264.
- CLAPP. R.B., G. HORNBERGER, 1978. Empirical equations for some soil hydraulic properties. Water Resour. Res., 14, 601 - 604.
- DEARDORFF, J.W., 1978 : Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. J. Geophysic Res., 20, 1889 - 1903.
- DE VRIES, D.A. 1963. Thermal properties of soils; in Physics of Plant Environnement, Van Wijk, North Holland, Amsterdam, 210 -235
- DICKINSON R.E., 1984 : Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models - Climate Processus and Climate Sensitivity -Geophysical Monograph 29, Maurice Ewing Vol. 5
- HILLEL, D., H. TALPAZ, H. VAN KEULEN, 1976 : A macroscopic - scale model of water uptake by a non uniform root system and of water and salt movement in the soil profile, Soil Sci., 121, 242 - 255 -
- IDSO, S.B., R.D. JACKSON, R.J. REGINATO, B. A. KIMBALL et F.S. NAKAYAMA, 1975. The dependance of bare soil albedo on soil water content. J. Appl. Meteorol., 14, 109-113
- KIMBALL, B.A., R.D. JACKSON, F.S. NAKAYAMA, S.B. IDSO, R.J. REGINATO, 1976. Soil heat flux détermination : température gradient method with computed thermal conductivities. Soil Sci. Soc. Amer. J.,
- LEMAITRE, Y., 1985 : Calibration de paramétrisations du bilan hydrique en surface à l'aide d'un modèle unidimensionnel. Rapport de fin de stage ITM.
- MAHFOUF, J.F., 1986 : Contribution à la définition d'une paramétrisation des transferts, entre le sol, la végétation et l'atmosphère. Analyse de sensibilité et insertion dans un modèle méso-échelle. Thèse de Doctorat, Université de Clermont Ferrand.

MAHRT, L., H. PAN, 1984 : A two Layer model of soil hydrology - Bound. Layer Meteor., 29, 1 - 20.

MANABE, S. 1969 : Climate and the ocean circulation - Monthly Weath. Rev., 97, 739 - 774.

Mac CUMBER, MC, 1980. A numerical Simulation of the influence of heat and moisture fluxes upon mesoscale circulations. Ph. D., University of Virginia, Charlottesville.

Mac CUMBER, MC et R.A PIELKE, 1981 : Simulation of the effect of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model Part I : soil mayer. J. Geophys. Res., 86, 9929-9938.

MOLZ, F.J., 1981 : Models of water transport in the soil - plant system : A review. Water Resour. Res., 17, 1245 - 1260

MOLZ, F.J., et I. REMSON, 1970 : Extraction term models of soil moisture use by transpiring plants. Water Resour. Res., 6, 1346 - 1356

MONTEITH, J.L., 1973. Principles of environmental physics. Edward Arnold, London. 241 pp.

MUALEM, Y, 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. Water Resour. Res., 12, 513 - 522

OTTLE C, 1983 : Effet d'un changement de la paramétrisation de l'évapotranspiration dans un modèle climatique. Thèse de 3<sup>è</sup> cycle - Univ. P. et M. Curie - 4 juillet 1983.

PAULSON, C.A., 1970. The mathematical representation of windspeed and temperature profiles in the instable atmospheric surface layer. J. Appl. Meteorol., 9, 857 - 861.

PERRIER, A. 1975 : Etude physique de l'évapotranspiration dans des conditions naturelles. III. Evapotranspiration réelle et potentielle des couverts végétaux, Ann-Agron., 26, 229 - 243

PENMAN, H, L. 1948 : Natural evaporation from open water, bare soil, and grass - Proc. Roy. Soc. London. A 193 - 120 - 146.

RECAN, M., 1982 : Modélisation mathématique du comportement thermique du sol nu ; Application à la télédétection dans l'infra-rouge. Thèse de Docteur-Ingénieur - Institut National Polytechnique de Toulouse, 98 pp.

ROSEMA, A. 1975 : Simulation of the thermal behaviour of bare soils for remote sensing purposes. In "heat and mass transfers in the biosphere". I. id. De Vries D.A., AFGAN H.H., 109 - 135 -

RUTTER, A.J., 1975. The hydrological cycle in végétation. In Vegetation and the atmosphere, I," J.L. MONTEITH, ed., 111 - 154, Academic Press.

SHUTTLEWORTH J, J.S. WALLACE, 1985 : Evaporation from sparse crops : An energy combination theory - Quart. J. R. Met. Soc., 111, P 39 - 853

TACONET, D., R. BERNARD et D. VIDAL-MADJAR, 1986 : Evapotranspiration over an agricultural region using a surface flux/temperature model based on NOAA-AVHRR DATA -J. Climate Appl. Meteor., 25, 284-307.

THERRY, G., P. LACARRERE, 1983 : Improving the eddy Kinetic energy model for planetary boundary layer description. Bound. Layer Meteor., 25, 63 - 88.

THOM, A.S., 1972. Momentum, mass and heat exchange of vegetation. Quart J. Roy Meteorol. Soc., 98, 124 - 134.

VAUCLIN, M., R. HAVERKAMPF, G. VACHAUD, 1979. Résolution numérique d'une équation de diffusion non linéaire. Application à l'infiltration de l'eau dans les sols non saturés. Presses universitaires de Grenoble - 183 pp.

WEBB, E.K. 1970. Profile relationships : the log-linear range and extension to strong Stability. Quart. J. Ray. Meteorol. Soc., 96, 67 - 90.

Type de sol	$n_s$	$\tau_s$ (m)	$K_{vs}$ ( $ms^{-1}$ )	b	$\tau_{wilt}$	$C_i$ ( $J/m^3/K$ )
sable	0,395	- 0,121	$1,76 \times 10^{-3}$	4,05	0,00677	$1,463 \times 10^6$
sable limoneux	0,410	- 0,09	$1,563 \times 10^{-3}$	4,38	0,0750	$1,404 \times 10^6$
limon sableux	0,435	- 0,218	$3,41 \times 10^{-3}$	4,90	0,1142	$1,342 \times 10^6$
limon fin	0,485	- 0,786	$7,2 \times 10^{-3}$	5,30	0,1794	$1,271 \times 10^6$
limon	0,451	- 0,478	$7,0 \times 10^{-3}$	5,30	0,1347	$1,212 \times 10^6$
limon sable-argileux	0,420	- 0,299	$6,3 \times 10^{-3}$	7,12	0,1749	$1,175 \times 10^6$
limon fin argileux	0,477	- 0,336	$1,7 \times 10^{-3}$	7,75	0,2181	$1,317 \times 10^6$
limon argileux	0,476	- 0,820	$2,5 \times 10^{-3}$	8,52	0,2493	$1,225 \times 10^6$
argile sableuse	0,426	- 0,153	$2,2 \times 10^{-3}$	10,40	0,2193	$1,175 \times 10^6$
argile limoneuse	0,491	- 0,490	$1,0 \times 10^{-3}$	10,40	0,2332	$1,15 \times 10^6$
argile	0,482	- 0,405	$1,3 \times 10^{-3}$	11,40	0,2664	$1,089 \times 10^6$
Fourbe	0,363	- 0,356	$3,0 \times 10^{-3}$	7,75	0,3947	$0,826 \times 10^6$

Tableau 1.- Paramètres pédologiques en fonction de 11 classes de sol. Le contenu en eau du point de flétrissement ( $\tau_{wilt}$ ) correspond à une succion de 15 bars.  $C_i$  est la capacité calorifique du matériau solide. Ces valeurs sont tirées de Mc Cumber (1980). (d'après J.F. MAHFOUF 1984)

Type de sol	$\eta_s$	$\psi_s$ (m)	$K_{\eta_s}$ ( $m s^{-1}$ )	b	$\eta_{wilt}$	$\rho_i C_i$ ( $J/m^3/K$ )
sable	0,395	- 0,121	$1,76 \times 10^{-4}$	4,05	0,0677	$1,463 \times 10^6$
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	$1,089 \times 10^6$
tourbe	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.

$\eta_s$  est la porosité du sol en  $m^3 m^{-3}$ ,  $\psi_s$  son potentiel hydrique à saturation en m et  $K_{\eta_s}$  sa conductivité hydraulique à saturation en  $m s^{-1}$ . L'exposant adimensionné b se réfère à la relation d'état (31). Le contenu en eau du point de flétrissement ( $\eta_{wilt}$ ) correspond à une succion de 15 bars.  $\rho_i C_i$  est la capacité calorifique du matériau solide. Ces valeurs sont tirées de Clapp et Hornberger (1978).

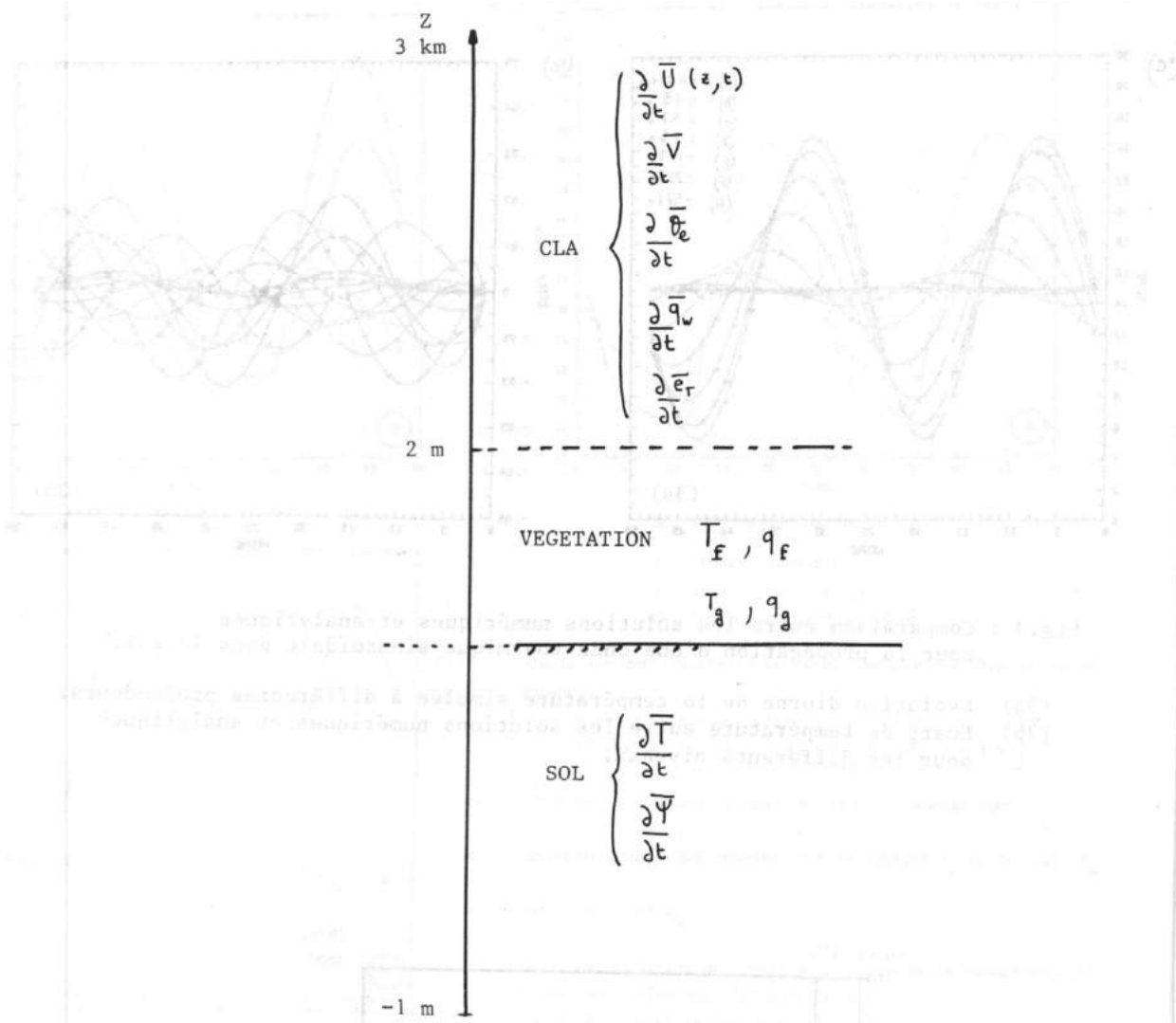


Fig.1 : Le modèle 1D : Interface Sol Atmosphère Couvert

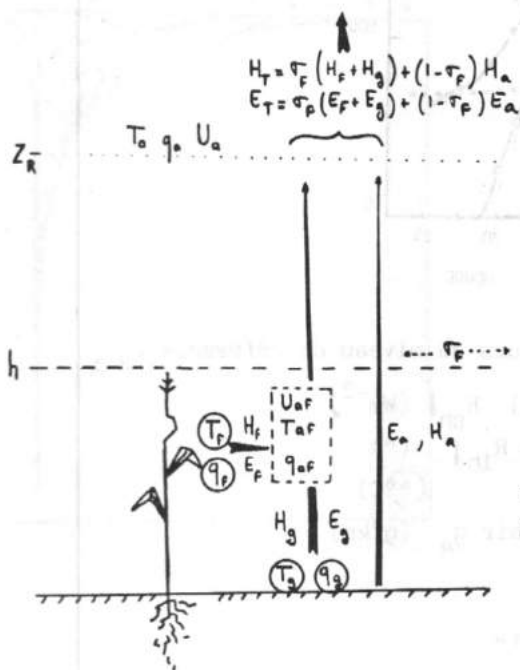


Fig.2 : Schématisation des échanges de chaleur sensible et latente dans une couche de végétation

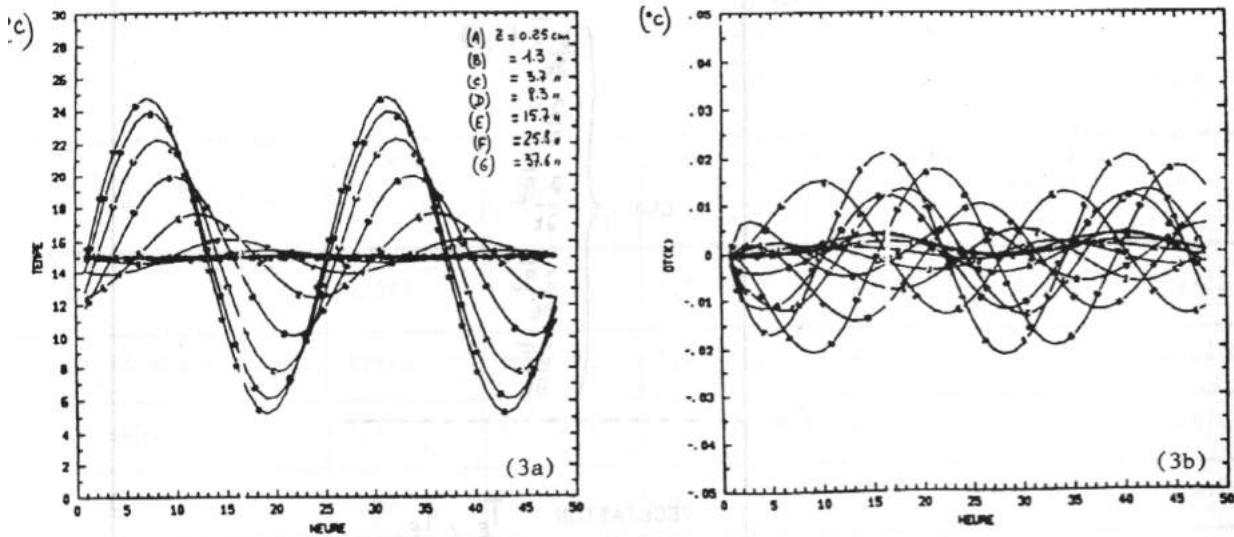


Fig.3 : Comparaison entre les solutions numériques et analytiques pour la propagation d'une onde thermique sinusoïdale dans le sol.

- (3a) Evolution diurne de la température simulée à différentes profondeurs.
- (3b) Ecart de température entre les solutions numériques et analytiques pour les différents niveaux.

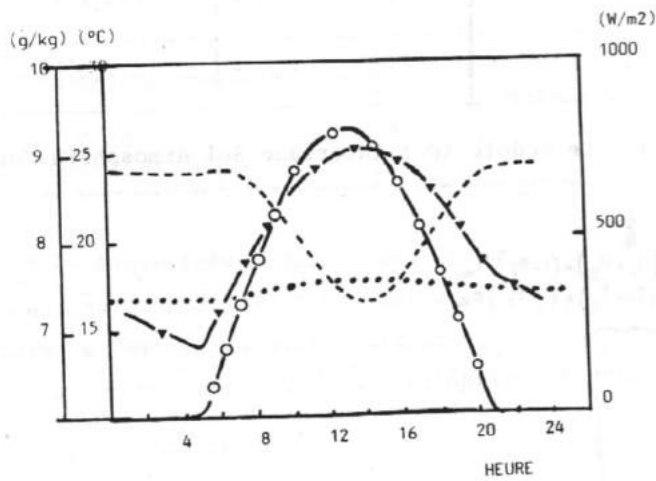
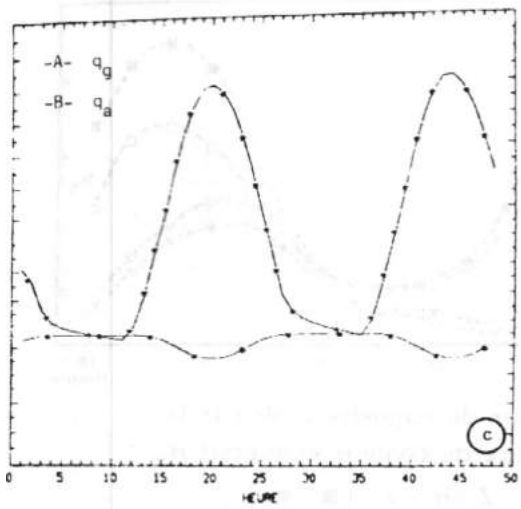
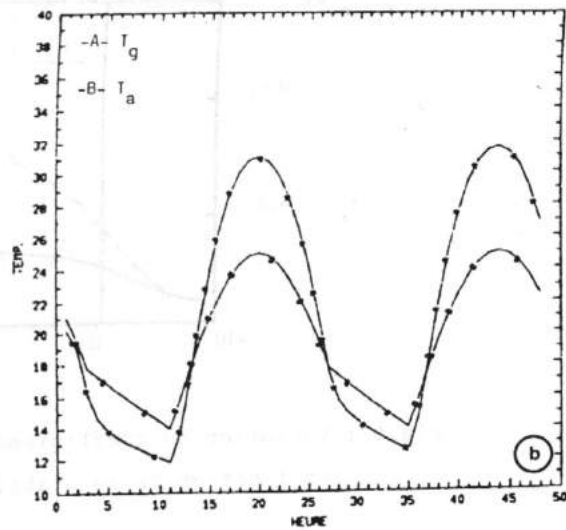
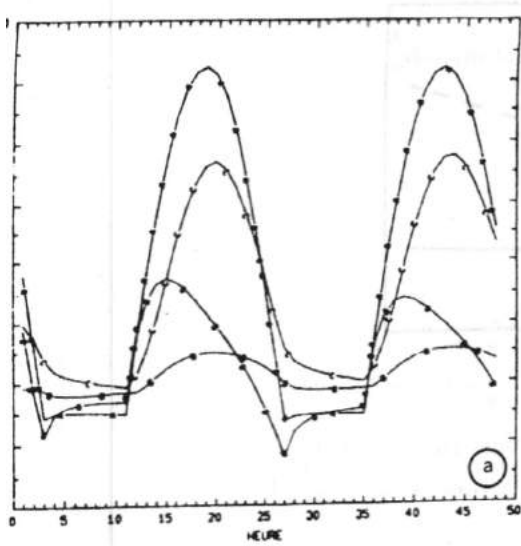


Fig. 4 : Cycle diurne des variables climatiques au niveau de référence  $Z_R$  :

- $-o-o-$  rayonnement solaire global  $R_{sh}$  ( $\text{Wm}^{-2}$ )
- $\dots$  " atmosphérique  $R_{lh}$  ( $^{\circ}\text{C}$ )
- $\blacktriangledown$  température de l'air  $T_a$  ( $^{\circ}\text{C}$ )
- $- - -$  humidité spécifique de l'air  $q_a$  ( $\text{g/kg}$ )

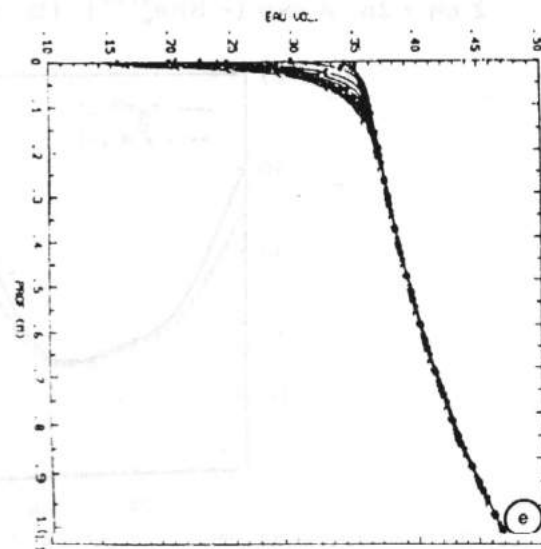
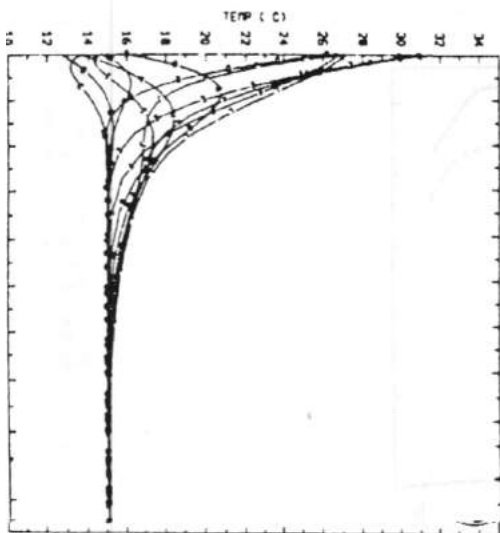


- A- Rayonnement net  $R_{ng}$
- B- Chaleur sensible  $H_T$
- C- Chaleur latente  $L_v E_T$
- D- Conduction dans le sol  $G$

Fig. 5 : Simulation des transferts verticaux dans le cas d'un sol nu et saturé.

type de sol : Yolo light clay  
 $T(z, t)$  initial = 15°C,  $(\partial\psi/\partial z)_{init} = 1$  ( $\psi_d = -1$  m)

- 5a : Variation diurne des composantes du bilan énergétique.
  - 5b : Variation diurne des températures de surface  $T_g$  et de l'air  $T_a$
  - 5c : Idem pour  $q_g$  et  $q_a$
  - 5d, e : Evolution diurne des profils verticaux de la température (5d) et de l'eau volumique (5e) dans le sol.
- (Les profils sont tracés toutes les 4 heures)



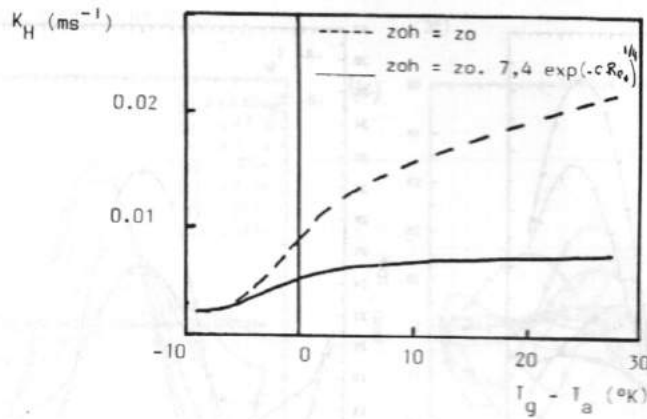


Fig.6 : Variation du coefficient d'échange turbulent  $K_H$  en fonction de la stabilité thermique  $-U_a = 3\text{ms}^{-1}$ .

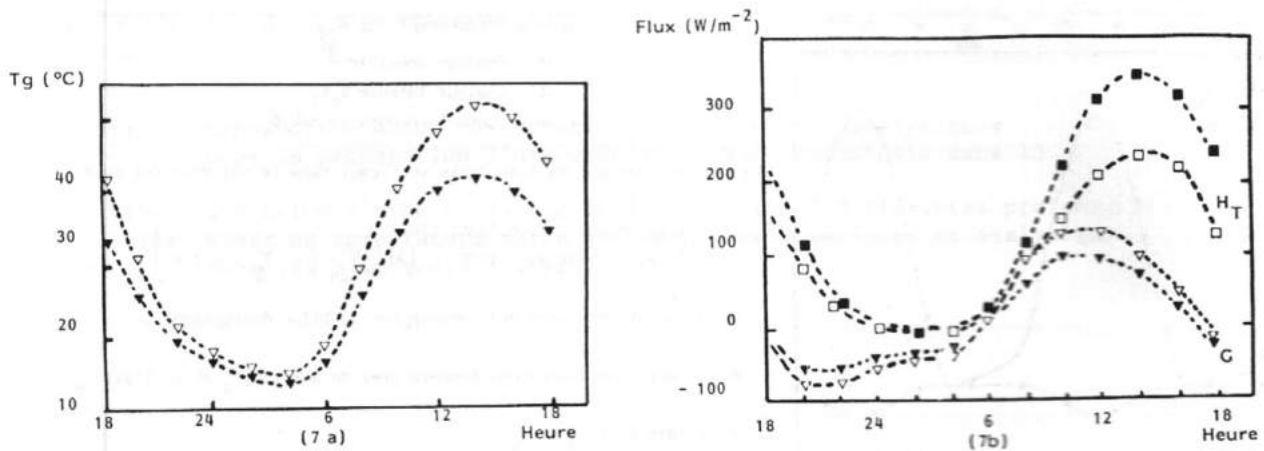


Fig. 7 : Influence de la paramétrisation de la longueur de rugosité  $Z_{oh}$  sur la température de surface  $T_g$  (7a) et sur les flux de chaleur convectif  $H_T$  et conductif  $G$  (7b) dans le cas d'un sol nu :  $Z_{oh} = Z_0$  (■ ▼) ;  $Z_{oh} = Z_0 \cdot A \exp(-B Re_w^{0.25})$  (□ ▽)

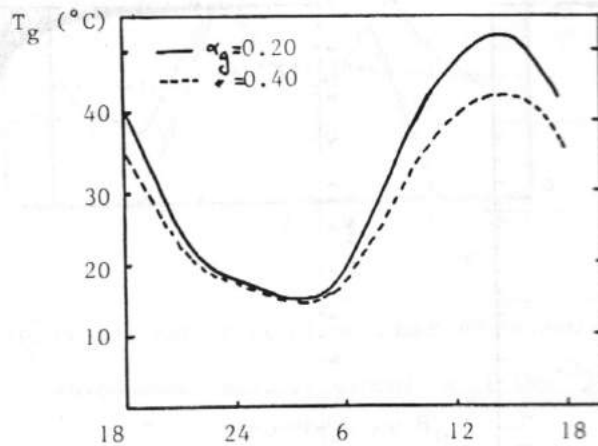


Fig. 8 : Influence de l'albedo  $\alpha_g$  sur la température de surface  $T_g$  (Yolo Light Clay ;  $U_a = 3 \text{ms}^{-1}$ )

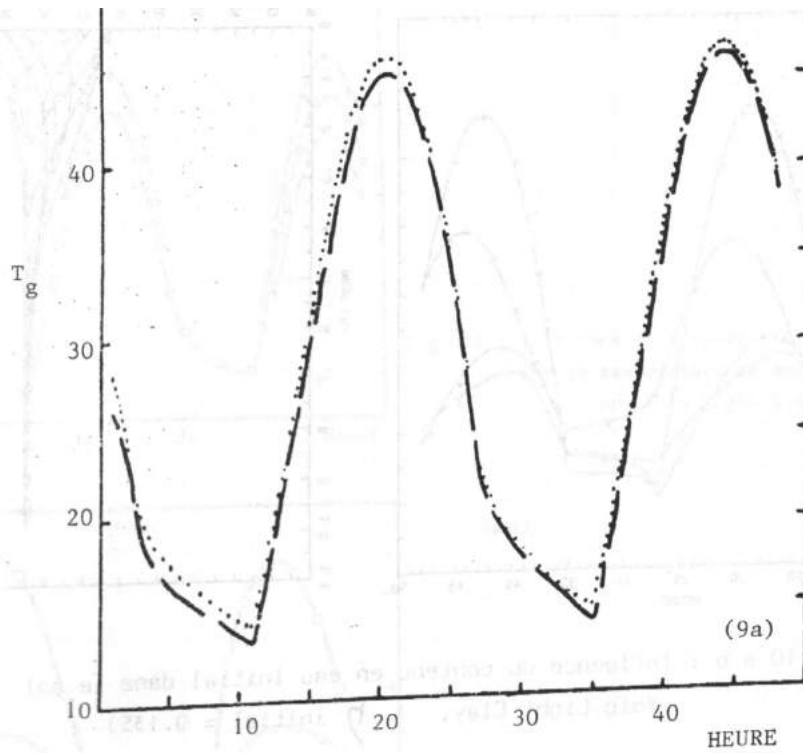
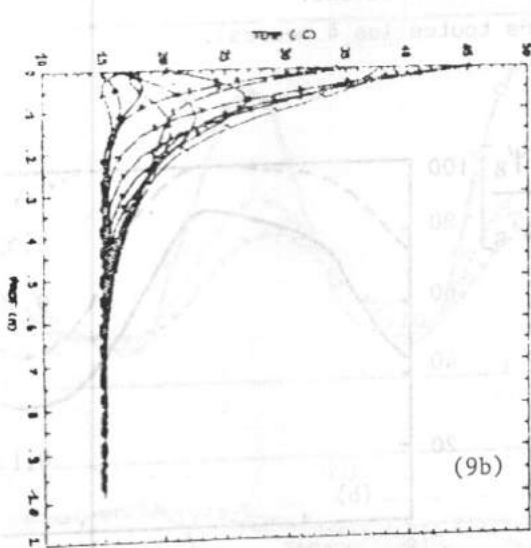
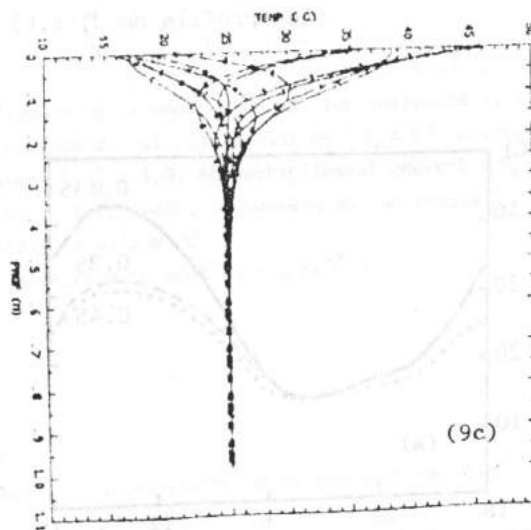


Fig.9a : Variation de la température de surface  $T_g$   
 (-----),  $T(z,t)$  init. =  $25^\circ\text{C}$  ; (—),  $T(z,t)$  init. =  $15^\circ\text{C}$



$T(z,t)$  initial =  $15^\circ\text{C}$



$T(z,t)$  initial =  $25^\circ\text{C}$

Fig.9bc : Profils verticaux de la température dans le sol  
 correspondant à ces 2 valeurs initiales.

Fig.9 : Influence de la température initiale du sol (Yolo Light Clay)

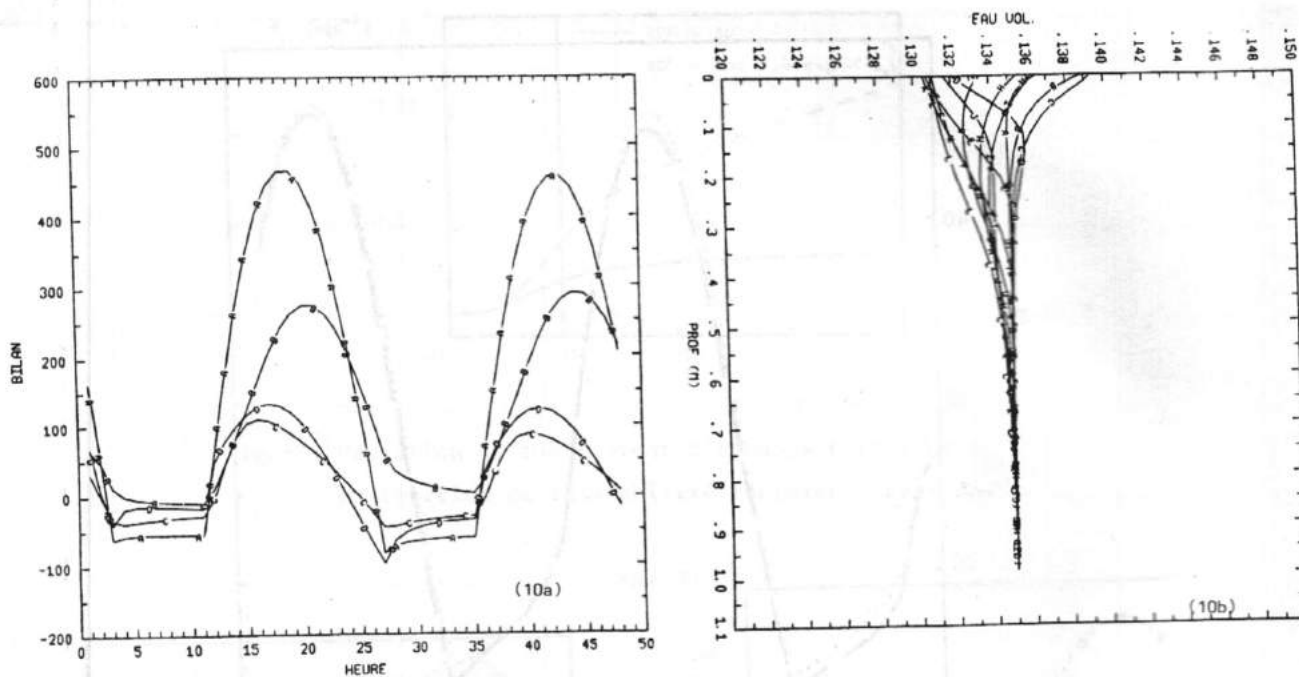


Fig. 10 a b : Influence du contenu en eau initial dans le sol  
(Yolo Light Clay,  $\eta$  initial = 0.135)

(10a) Variation diurne des différentes composantes du bilan énergétique  
(A)  $R_{ng}$  ; (B)  $H_T$ ; (C)  $L_V E_T$ ; (D)  $G$

(10b) Evolution du profil vertical de l'eau dans le sol.  
(Les profils de  $\eta(z,t)$  sont tracés toutes les 4 heures).

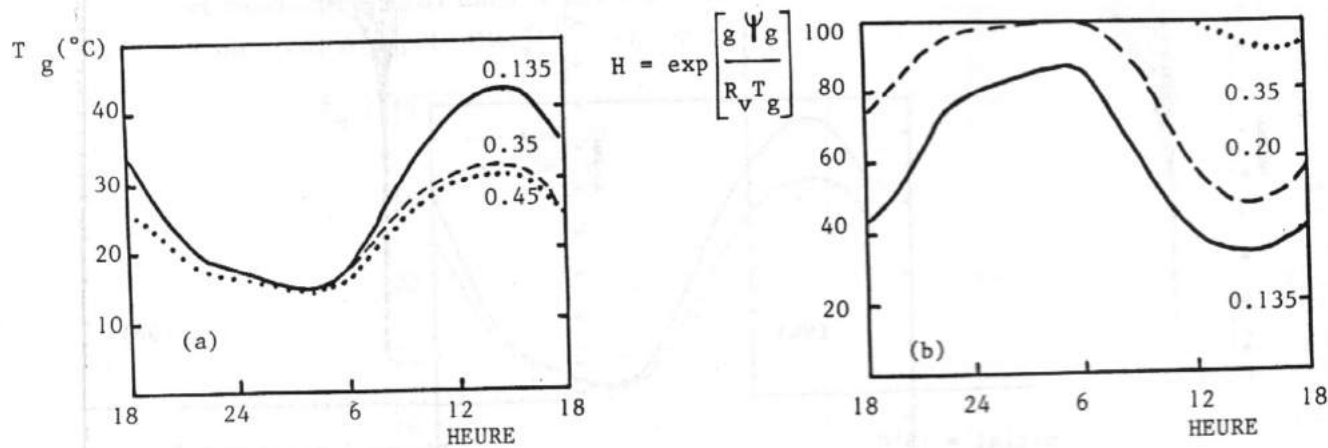


Fig. 11 : Influence du contenu en eau initial dans le sol sur la température  
(a) et l'humidité relative (b) de surface

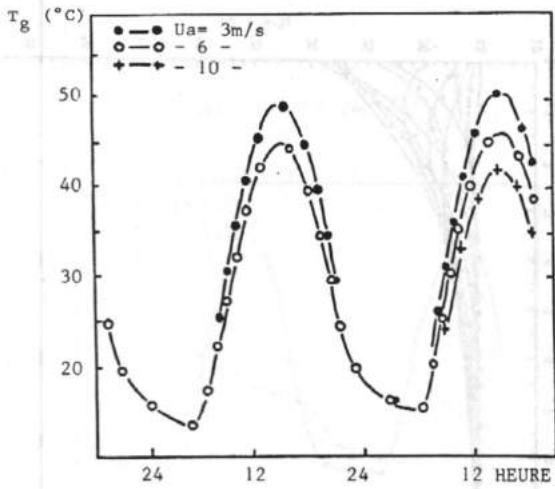
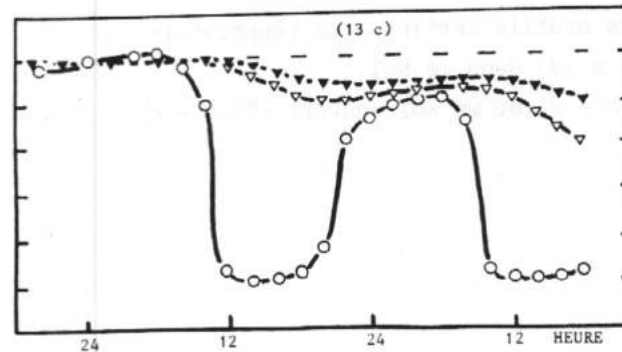
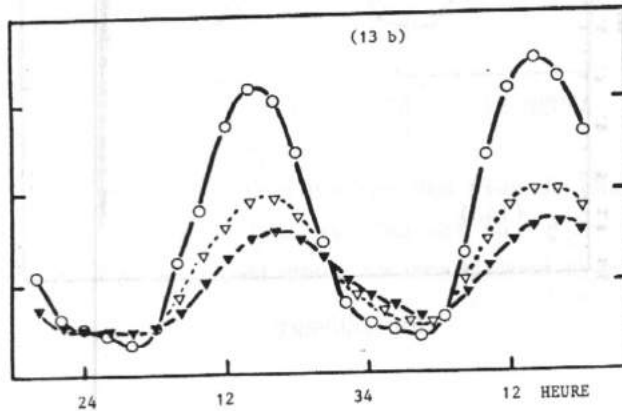
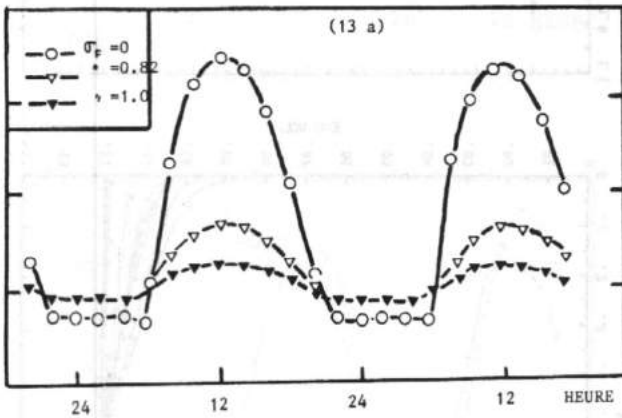
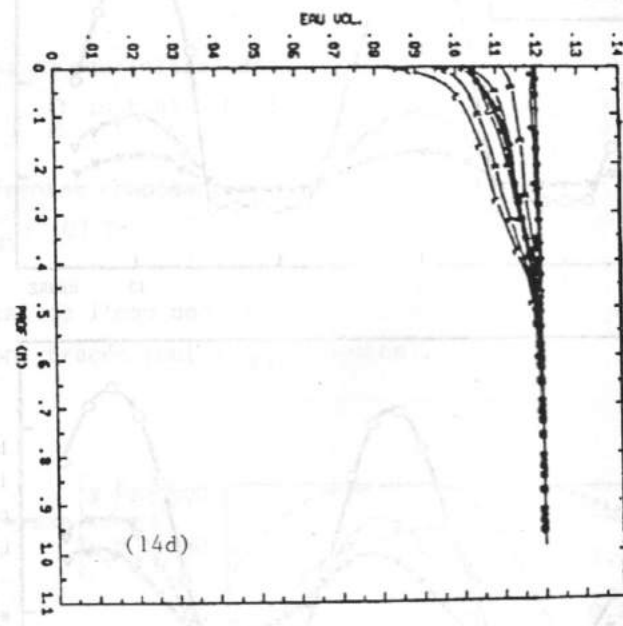
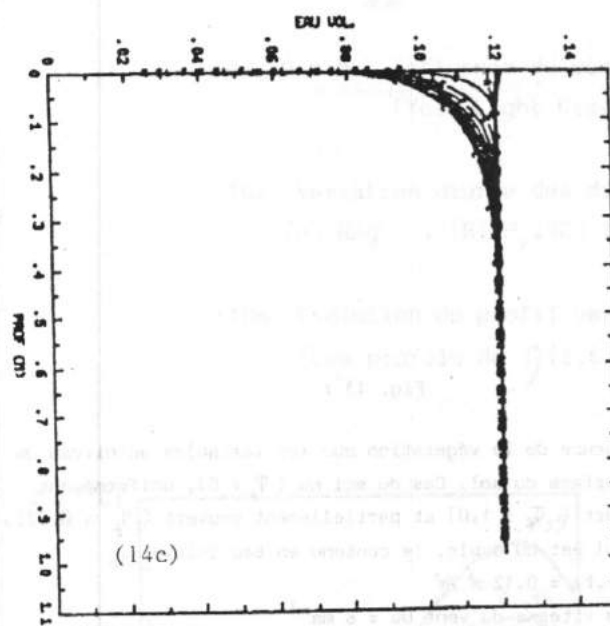
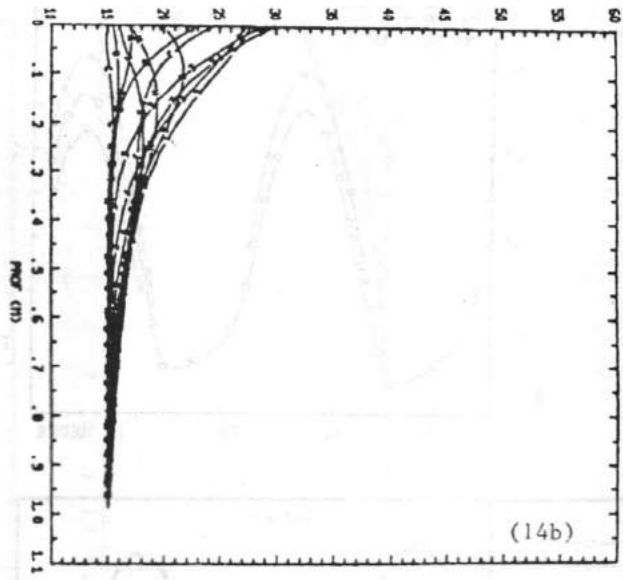
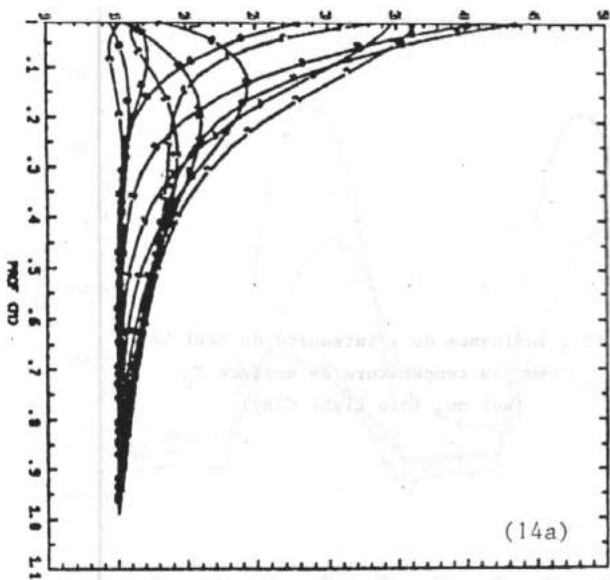


Fig. 12 : Influence de l'intensité du vent  $U_a$  sur la température de surface  $T_g$  (sol nu, Yolo Light Clay)



- (13a) Variation diurne du rayonnement net  $R_{ng}$
- (13b) Variation diurne de la température de surface  $T_g$
- (13c) Variation diurne de l'eau volumique de surface  $\eta$



SOL NU

SOL COUVERT

Fig. 14 : Influence de la végétation sur les profils verticaux de température (14 a - b) et d'eau volumique (14 c - d) dans le sol.  
 Comparaison entre un sol nu (14 a - c) et un sol couvert (14 b - d)

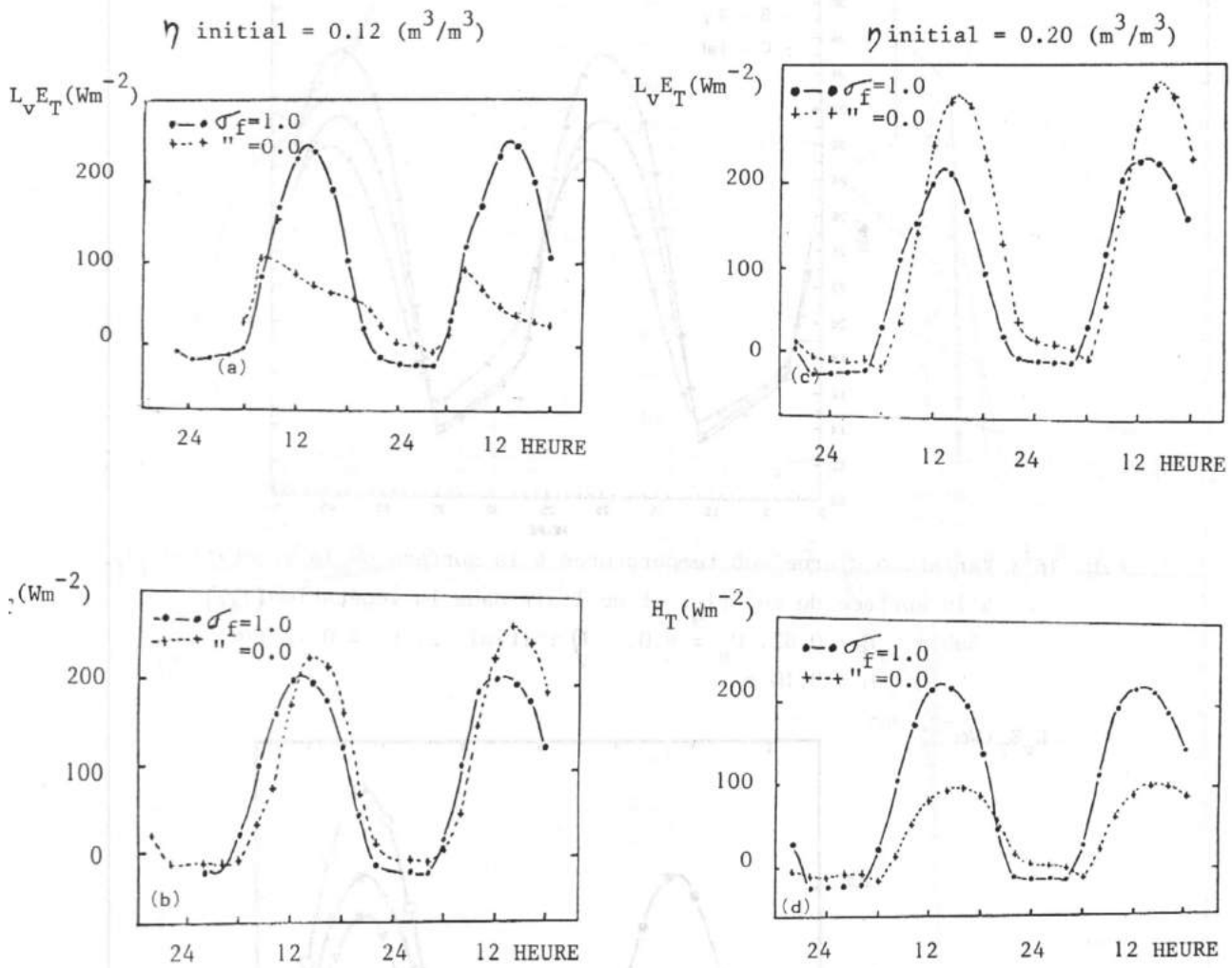


Fig. 15 : Comparaison des flux de chaleur sensible  $H_T$  et latente  $L_v E_T$  dans les cas d'un sol nu ( $\sigma_f = 0$ ) et uniformément couvert ( $\sigma_f = 1$ ) et pour des conditions hydriques "sèches" (15 a-b) et humides (15 c-d).

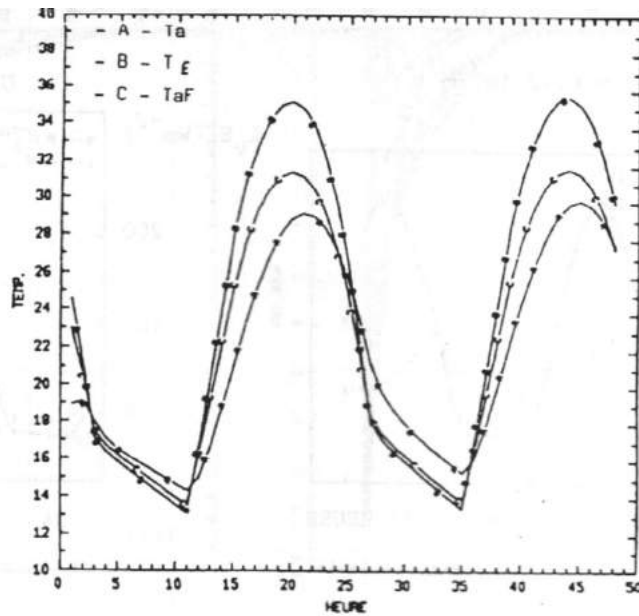


Fig. 16 : Variation diurne des températures à la surface de la végétation ( $T_F$ ),  
à la surface du sol ( $T_g$ ) et de l'air dans la végétation ( $T_{af}$ )  
(Sable,  $\sigma_F = 0.82$ ,  $U_a = 6.0$ ,  $\eta$  initial ( $z, t$ ) =  $0.12 \text{ m}^3/\text{m}^3$ )  
 $h = 0.10 \text{ m}$

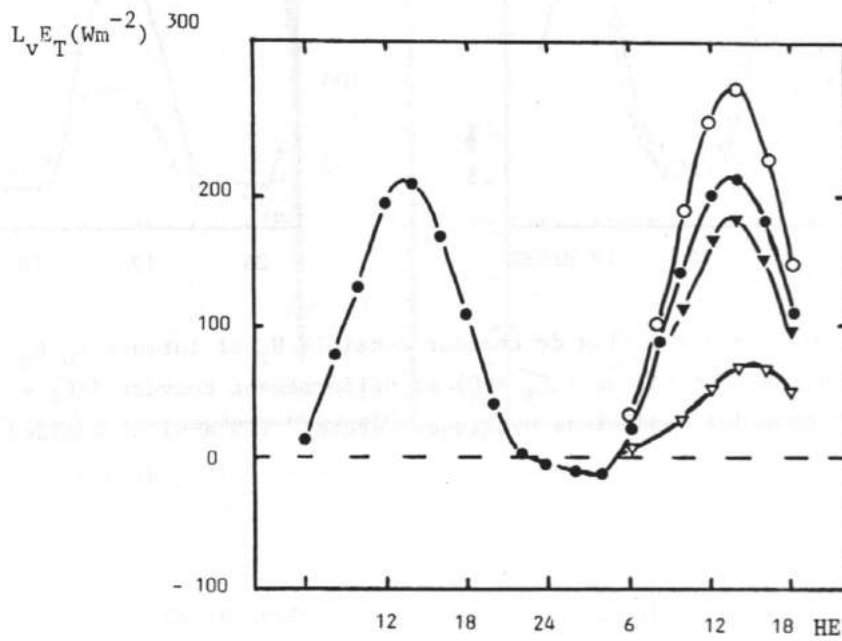


Fig. 17 : Influence de la résistance stomatique de base  $\Gamma_{S_0}$   
sur le flux de chaleur latente  $L_V E_T$ .

( $\sigma_F = 0.82$ ,  $h = 0.10 \text{ m}$ )

- $\Gamma_{S_0} = 100 \text{ sm}^{-1}$  (-o-)
- " = 400 " (-●-)
- " = 800 " (-▼-)
- 54 " = 4 000 " (-▽-)

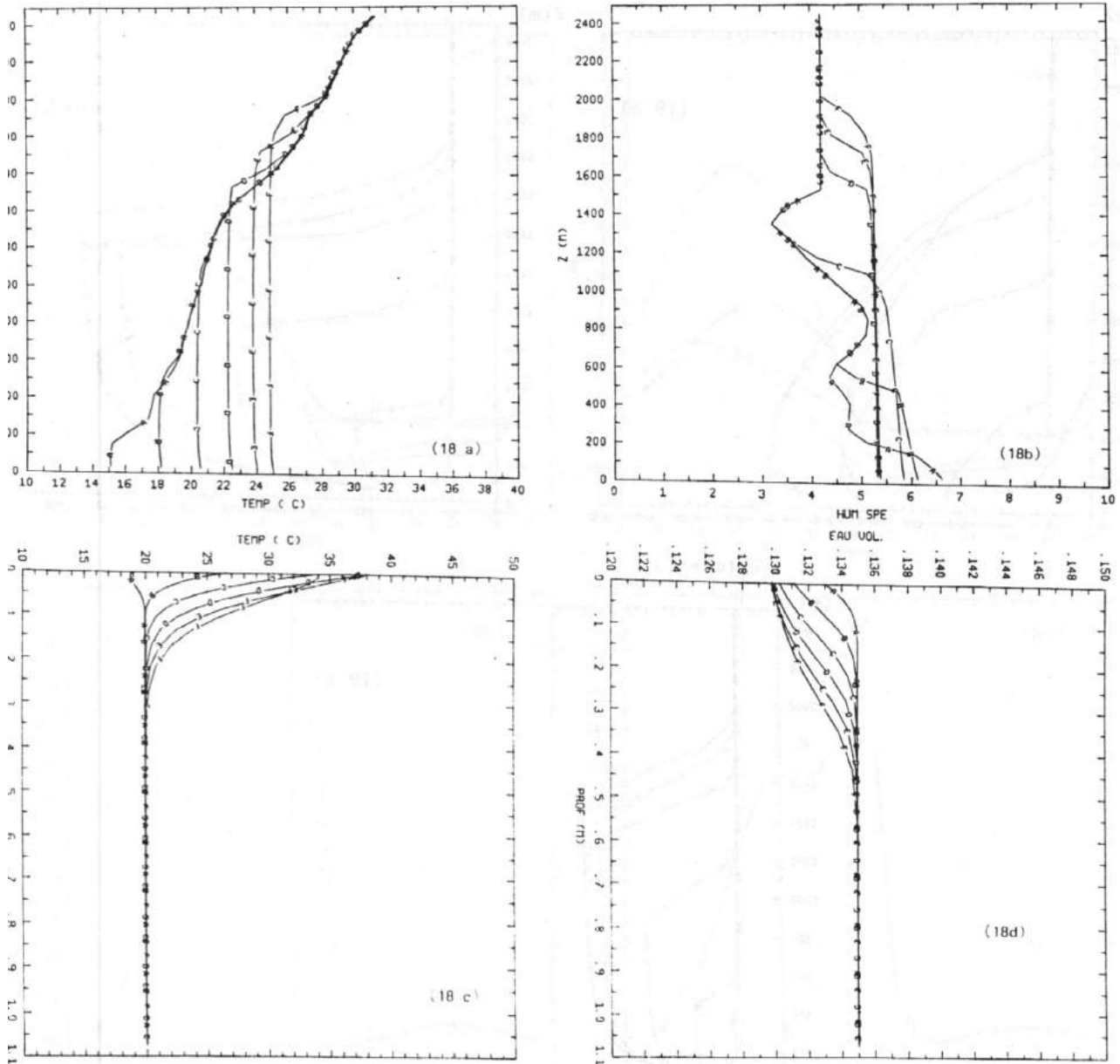


Fig. 18 : Influence des propriétés du sol sur la structure verticale moyenne de la CLA. Cas d'un sol sec ( $YLC - \eta_{init}(\bar{z}) = 0.135 \text{ m}^3/\text{m}^3$ ). La simulation débute à 6 h 00 TU et les différents profils (Fig. 18 et 19) sont tracés toutes les 2 heures de 6.00 à 16.00 HTU.

- (18a) Evolution du profil vertical de température potentielle  $\bar{\theta}_e$  en phase convective.
- (18b) idem pour l'humidité spécifique  $\bar{q}_v$
- (18c) idem pour la température du sol
- (18d) idem pour l'eau volumique du sol.

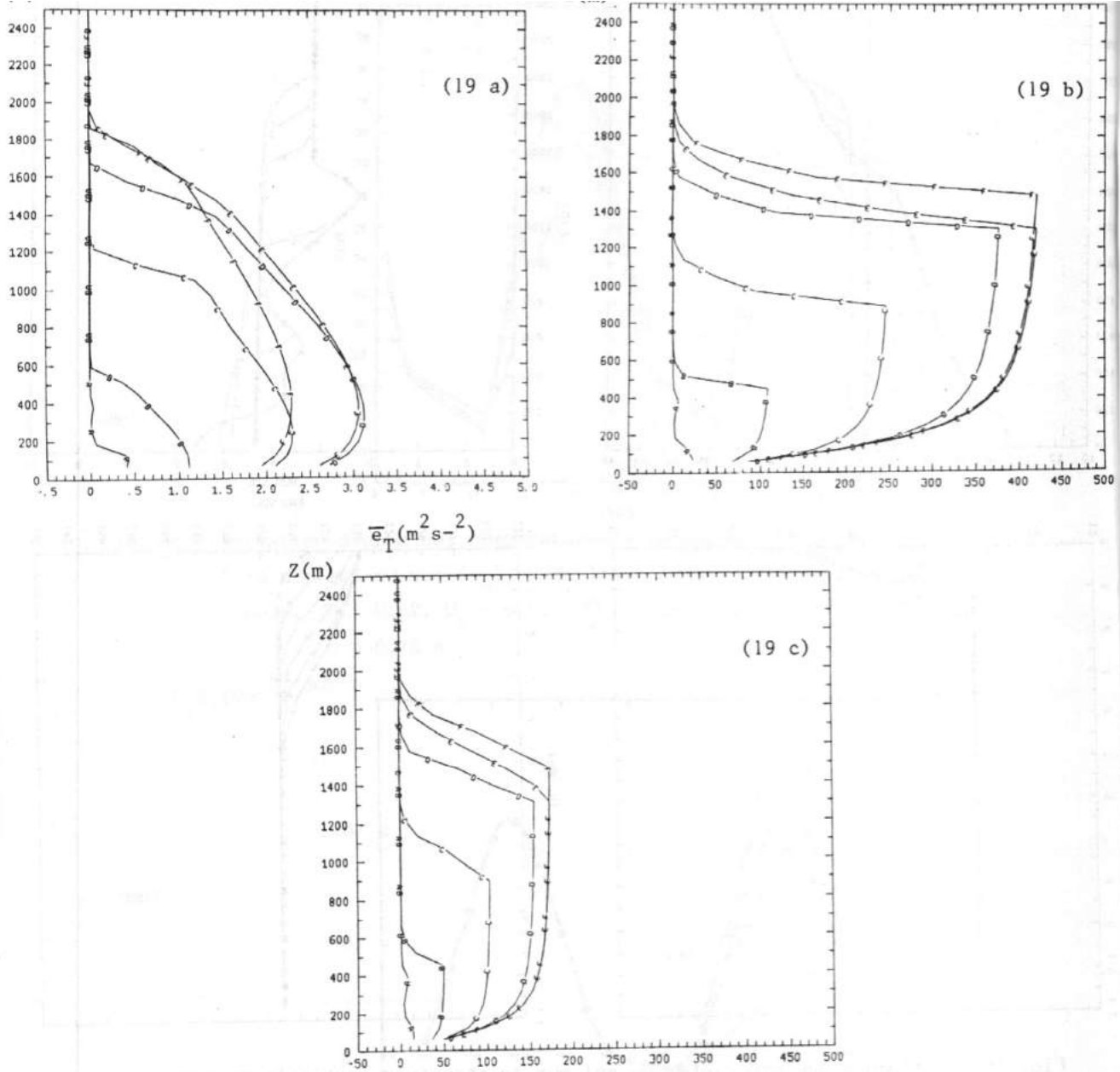


Fig. 19 : Conditions expérimentales identiques à celles décrites dans la fig.18.

19a : Profils verticaux de l'énergie cinétique turbulente

19b : Profils verticaux de la longueur de mélange  $l_k$  (m)

19c : Profils verticaux de la longueur de mélange  $l_\xi$  (m)

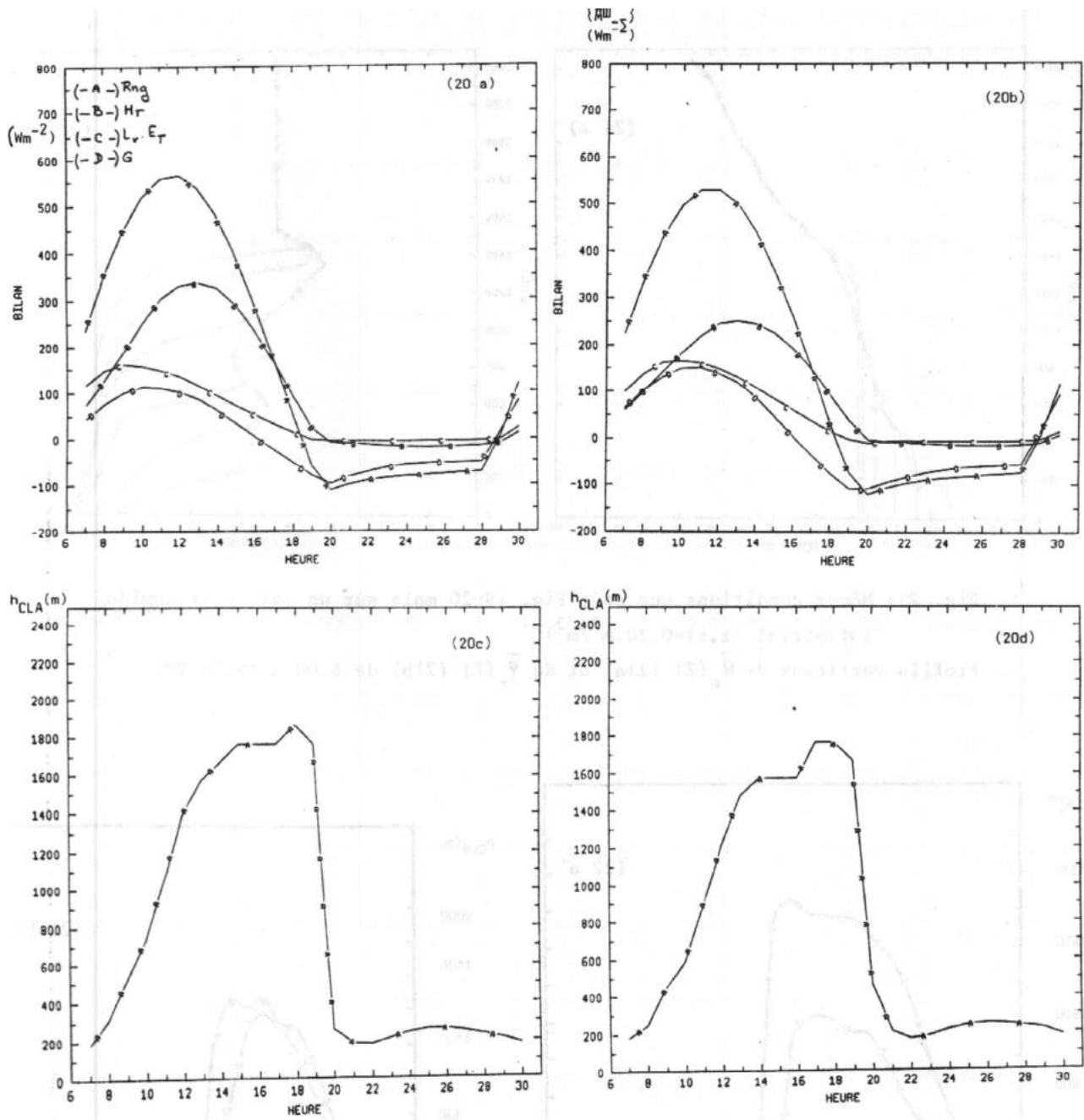


Fig. 20 : Influence de la paramétrisation de la longueur de rugosité  $z_{oh}$  sur sol nu et pour des conditions de couplage sol-CLA

(20ab) Composantes du bilan d'énergie dans les cas  $z_{oh} = z_0$  (20a) et  $z_{oh} \neq z_0$  (20b)

(20cd) Evolution diurne du sommet  $h_{CLA}$  de la CLA pour  $z_{oh} = z_0$  (20c) et  $z_{oh} \neq z_0$  (20d)

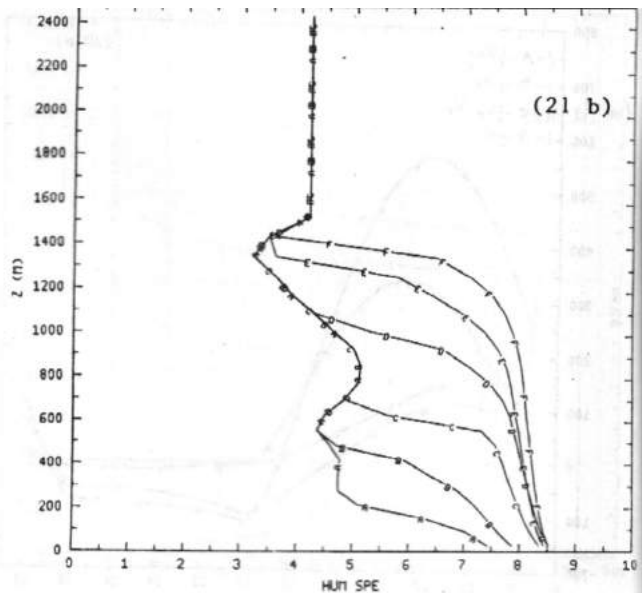
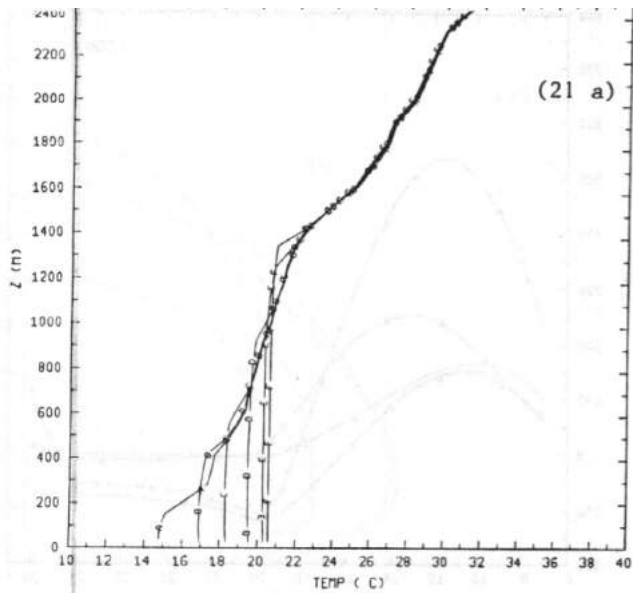


Fig. 21: Mêmes conditions que pour Fig. 19-20 mais sur un sol nu et humide  
 ( $\eta_{\text{initial}}(z,t)=0.30 \text{ m}^3/\text{m}^3$ )  
 Profils verticaux de  $\bar{\theta}_e(z)$  (21a) et de  $\bar{q}_r(z)$  (21b) de 6.00 à 16.00 TU.

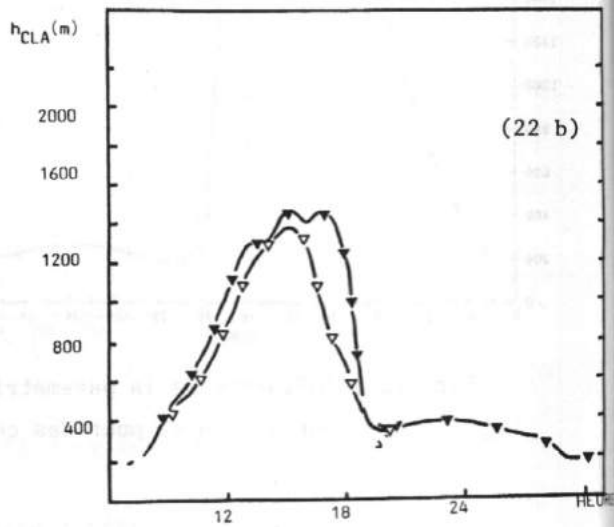
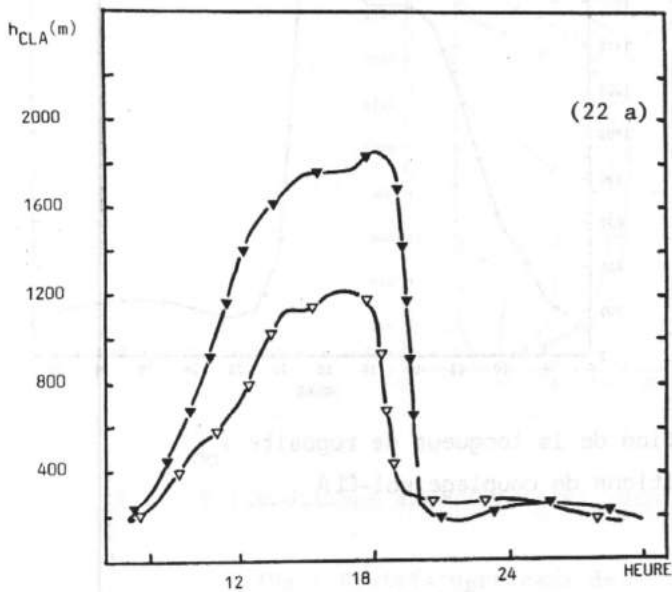


Fig. 22: Influence de la végétation sur l'activité convective dans la CLA

22a: Evolution diurne de  $h_{\text{CLA}}$  sur sol nu et sec ( $\blacktriangledown$ ) et humide ( $\nabla$ )

22b: Idem sur sol couvert ( $\alpha_f = 0.82, h = 0.10 \text{ m}$ )