

TH-EB18

Université de PARIS 7

UFR de Physique

THESE

Présentée par

*Meryem Ben Mehrez*

Pour l'obtention du titre de Docteur de l'Université de PARIS 7

**Spécialité: Méthodes Physiques en Télédétection**

**ETALONNAGE ET VALIDATION D'UN MODELE DE FLUX DE SURFACE DANS  
LE CAS DE L'EXPERIENCE HAPEX-MOBILHY.  
APPLICATION A L'ESTIMATION DE LA RESISTANCE D'UN COUVERT.**

Soutenue le 29 Juin 1990 devant le Jury composé de:

M. C. KLAPISZ	Président
M. P. MASCART	Rapporteur
M. B. SAUGIER	Examineur
M. B. SEGUIN	Rapporteur
Mme O. TACONET	Directeur de Thèse et Examineur
M. M. VAUCLIN	Examineur

## **Remerciements**

*Mes remerciements vont en premier lieu à Odile Taconet qui a dirigé ce travail avec rigueur et patience et qui a toujours été présente pour me conseiller et m'encourager.*

*Je suis particulièrement reconnaissante envers Daniel Vidal-Madjar de l'intérêt constant qu'il a porté à ce travail et pour en avoir défini les étapes principales. Le fond et la forme de cette thèse doivent beaucoup aux nombreuses discussions que nous avons eues ensemble .*

*Je tiens à remercier spécialement Catherine Ottlé qui m'a fait bénéficier chaque jour de ses connaissances et de ses conseils et qui m'a beaucoup aidée dans la rédaction des articles et de ce manuscrit.*

*Je remercie Alain Weill, Laurence Eymard ainsi que Gérard Caudal pour leurs nombreux conseils et encouragements.*

*Je remercie Claude Klapisz de m'avoir fait confiance, de m'avoir orientée vers cette thèse et d'avoir accepté d'en être le président.*

*Je remercie les responsables du CRPE, Roger Gendrin et Gilles Sommeria qui lui a succédé, de m'avoir accueillie et de m'avoir permis d'effectuer ce travail dans les meilleures conditions.*

*Je tiens à remercier Patrick Mascart pour le soutien moral qu'il m'a apportée dans tous les colloques et pour avoir accepté de juger ce travail.*

*Je remercie Bernard Seguin d'avoir accepté d'étudier cette thèse pour en être rapporteur.*

*Je suis reconnaissante à Bernard Saugier et Michel Vauclin d'avoir accepté de faire partie de mon jury.*

*Je remercie Jung Ho, Michel Berneuil, Edmond Pawèlla et Bruno Bouton pour leur aide en informatique.*

*Je remercie Christine Mazaudier pour la base de données HAPEX-MOBILHY.*

*Je remercie pour des raisons diverses Nicole Dupin, Josée Jaboin, Marie Hasson et Catherine Robin.*

*Je ne saurais oublier toutes celles qui ont animé le 3<sup>ème</sup> étage, par leurs rires ou par leurs râleries : Aurélie Sand, Monique Dechambre, Claire Marimont et Claudine Jung.*

*Enfin, je suis reconnaissante à Ziad, à toute ma famille et mes amis qui m'ont encouragée et soutenue tout au long de cette thèse.*

**PLAN DE LA THESE****I. INTRODUCTION GENERALE**

1	Introduction	9
2	L'expérience HAPEX-MOBILHY	15
	A Stations SAMER	17
	B Mesures des paramètres sol	20
	C Mesures des paramètres végétation	21
3	Modèle d'interface sol/végétation/atmosphère	
	A Description du modèle	24
	B Fonctionnement du modèle	32

**II. ETALONNAGE DES PARAMETRES SOL DU MODELE**

	<b>SUR SOL NU</b>	36
1	Albédo	36
2	Rugosité	37
3	Paramètres thermo-hydriques du sol	39
	Article I: " <i>Calibration of a flux model over bare soil in HAPEX-MOBILHY</i> ".	43

**III. ETALONNAGE DES PARAMETRES VEGETATION**

	<b>SUR COUVERT DENSE</b>	83
	Article II: " <i>Canopy resistance formulation and its effect in mesoscale models: A HAPEX perspective</i> ".	87

**IV. VALIDATION SUR COUVERTS PARTIELS** 147

	Article III: " <i>Estimation of canopy resistance during HAPEX-MOBILHY experiment</i> ".	153
--	--	-----

<b>V. CONCLUSION</b>	<b>191</b>
<b>ANNEXES:</b>	
<b>Description détaillée du modèle d'interface     sol/végétation/atmosphère</b>	<b>199</b>
<b>ANNEXEI- Paramétrisation du sol</b>	<b>201</b>
<b>ANNEXEII- Paramétrisation de la végétation</b>	<b>217</b>
<b>Liste des variables</b>	<b>233</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE</b>	<b>237</b>

**CHAPITRE I**  
**INTRODUCTION GENERALE**



## *I Introduction*

L'évaluation, à l'échelle régionale des flux d'évaporation est maintenant possible grâce à l'apport des observations spatiales en particulier dans l'infrarouge thermique (8-12 microns) et aux hyperfréquences (1mm-50cm).

De nombreux travaux ont montré que l'on pouvait atteindre la température de surface à partir des radiances mesurées par satellite dans la bande 8-12  $\mu\text{m}$  (Becker, 1986), et l'humidité de surface (dans les 10 premiers centimètres) à partir des mesures effectuées dans la bande (1mm-50cm) (Schmugge et al, 1980).

Les méthodes permettant l'utilisation de ces mesures peuvent être classées en 2 catégories:

- des méthodes semi-empiriques et statistiques qui relient l'évaporation réelle à la température de surface à son maximum vers 14h (Jackson et al, 1977, Seguin et al, 1982, Seguin et Itier, 1983, Lagouarde et Brunet, 1989).

- des méthodes analytiques et physiques basées sur l'inversion de modèles décrivant les transferts de quantité de mouvement, de masse et d'énergie entre le sol, la végétation et l'atmosphère, capables d'assimiler la température infra-rouge satellitaire et l'humidité de surface estimée à l'aide des mesures hyperfréquences (Taconet et al, 1986, Becker et al, 1988, Camillo, 1988).

Dans le but d'évaluer séparément l'évaporation du sol et celle de la végétation à partir des mesures télédéteectées, il est nécessaire d'utiliser la méthode d'inversion (la 2<sup>ème</sup>).



Les premières inversions ont concerné les sols nus ( Carlson et al, 1981, Camillo et al, 1983, Raffy et Becker, 1985). Par la suite, d'autres équipes ont tenu compte de la végétation et ont testé les inversions au dessus des végétations denses (Wetzel et al, 1984, Taconet et al, 1986). Jusqu'à présent, aucune inversion n'avait été effectuée au dessus de couvertures végétales partielles, où le sol et la végétation interviennent à part comparable.

C'est dans ce cadre que s'inscrit l'objectif général du travail présenté ici: mettre au point un modèle simple mais réaliste qui décrit les interactions entre le sol, la végétation et l'atmosphère, capable d'assimiler les données télédétection pour évaluer séparément l'évaporation du sol et celle du couvert et leurs paramètres fonctionnels sur tous les types de surface (sol nu, couverts partiel et dense).

La prise en compte de l'effet de la végétation dans la modélisation des flux de surface, en particulier l'évaporation, est un sujet qui a fait l'objet depuis plusieurs années d'un intérêt certain chez un grand nombre de chercheurs qui étudient les processus d'échange et les propriétés de l'interface sol/atmosphère depuis l'échelle locale, quelques  $m^2$ , (micrométéorologistes) à l'échelle globale, milliers de  $km^2$  (modélisateurs de la circulation générale) et a donné naissance à plusieurs modèles de flux de surface. Certains de ces modèles traitent la végétation de manière globale et en tiennent compte par le biais d'une résistance représentant un frein au transfert de l'eau, mais ne s'intéressent qu'aux propriétés de l'air sus-jacent (Monteith, 1965). D'autres ont introduit certaines caractéristiques de l'air à l'intérieur du couvert, tout en séparant dans la modélisation des flux de surface la contribution du sol de celle de la végétation (Deardorff, 1978, Dickinson, 1984, Sellers et al 1986, Shuttleworth and Gurney, 1988). Parallèlement, ont été développés des modèles plus complexes qui représentent la végétation par plusieurs couches et qui

calculent, à chaque niveau, les flux de surface et le bilan d'énergie (Choudhury and Monteith, 1988, Van De Griend and Van Boxel, 1989).

Le degré de complexité de ces modèles croît avec le nombre de paramètres fonctionnels et le nombre de paramètres à initialiser qui sont, en général, estimés à partir de mesures expérimentales.

La télédétection ne permettant l'acquisition que d'un nombre restreint de données indépendantes, les modèles destinés à être "inversés" sur les données télédéteectées doivent être simples (minimum de paramètres) tout en restant réalistes (tenir compte des échanges d'énergie et de masse entre le sol et le couvert).

Ainsi la paramétrisation choisie dans notre modèle d'interface (Taconet et al, 1986) repose sur le formalisme de base de Deardorff (1978) qui réduit la végétation à une couche unique couvrant plus ou moins le sol, et qui résoud 2 bilans d'énergie (1 au niveau du sol et 1 au niveau du couvert), formalisme repris actuellement par la plupart des modélisateurs de la circulation atmosphérique ( Dickinson, 1984, Sellers et al, 1986, Mahfouf et al, 1987, Noilhan et Planton, 1989, Pinty et al, 1989). Le sol est décrit par la méthode à 2 réservoirs de Deardorff (1977) modifiée par Bernard et al (1986).

Ce modèle a été validé sur un type de sol nu, limon en Beauce, par Soarès et al (1988). De même il a été validé sur un type de végétation dense, blé en Beauce, par Taconet et al (1986). Il reste à être validé sur les couverts partiels ainsi que sur différents types de sols et de végétations. C'est le sujet du travail présenté dans cette thèse: montrer que le modèle est capable d'évaluer les flux et paramètres de surface sur tous les types de surface: sur sol nu, sur couvert dense et couvert partiel.

C'est dans ce contexte que nous avons choisi l'expérience HAPEX-MOBILHY, pour son importante base de données disponible sur un large

éventail de types de sol et de végétation pendant la Période d'Observation Intensive (POI) et où les sites sont passés de sol nu à couvert dense.

Sur sol nu, Soarès et al (1988) ont montré que les paramètres de sol les plus importants sont l'inertie thermique, la diffusivité hydrique et l'évaporation limite du sol ( ou résistance du sol à l'évaporation) qui dépendent du type de sol et de son contenu en eau.

Sur végétation dense, Taconet et al (1986) ont montré que les paramètres végétation les plus importants sont la hauteur de la végétation, l'indice foliaire (surface des feuilles ramenée à une surface de sol unité) et la résistance du couvert à l'évaporation qui dépendent du type de la plante, de son stade phénologique et de son stress hydrique.

Sur couverts partiels, la contribution du sol est comparable à celle de la végétation, par conséquent la connaissance des paramètres thermo-hydriques du sol et des paramètres de la végétation est nécessaire au fonctionnement du modèle.

En l'absence de mesures de ces caractéristiques du sol et de la végétation, ce qui est souvent le cas, et en particulier pour HAPEX-MOBILHY, que faut-il faire? Utiliser les valeurs existantes dans la littérature telle que les formulations qui relient les propriétés thermo-hydriques du sol à l'humidité de surface, les valeurs de la résistance minimum du couvert qui sont données pour quelques cultures ou est-il nécessaire d'étalonner ces paramètres de façon à reproduire les flux mesurés par des stations micrométéorologiques représentatives du site étudié? Et comment résoudre ce problème à l'échelle régionale, c'est à dire comment utiliser les données spatiales pour étalonner les paramètres fonctionnels du modèle?

Nous allons répondre à ces questions dans les chapitres suivants.

Dans ce même chapitre, nous présenterons l'expérience HAPEX-MOBILHY, son lieu, les caractéristiques (sol et végétation) des différents sites

et les mesures disponibles pendant la POI utilisées dans le cadre de cette étude. Nous y présenterons aussi une brève description du modèle de surface en montrant les paramètres les plus sensibles et les paramètres dont on a besoin pour initialiser le modèle et le faire fonctionner.

Le second chapitre concerne les paramètres thermo-hydriques du sol et la façon de les estimer. Dans cette partie, on présentera les différentes paramétrisations existantes dans la littérature qui relient les paramètres sol à l'humidité de surface: celles de De Vries (1963), Al Nakshabandi and Kohnke (1965) et Mc Cumber and Pielke (1981) pour les caractéristiques thermiques, et celles de Clapp and Hornberger (1978), de Cosby et al (1984) et d'Abramopoulos et al (1988) pour les caractéristiques hydriques. Nous testerons chacune de ces paramétrisations dans notre modèle et nous montrerons qu' aucune d'entre elles n'est satisfaisante et par conséquent nous présenterons une méthode pour étalonner ces paramètres sol à l'échelle locale en utilisant les mesures de flux de surface et de l'humidité de surface sur les sols nus. Nous proposerons aussi la façon d'appliquer cette méthode à l'échelle régionale en définissant les données satellitaires et celles au sol nécessaires à l'étalonnage de ces paramètres thermo-hydriques du sol. Ce chapitre sera présenté sous forme d'article intitulé: "Calibration of fluxes model over bare soils during HAPEX-MOBILHY experiment".

Le 3<sup>ème</sup> chapitre présente les paramètres de la végétation nécessaires au fonctionnement du modèle et la façon de les évaluer. Dans ce chapitre, nous discuterons la formulation de la résistance du couvert à l'évaporation (résistance stomatique) qu'on utilise dans notre modèle, la résistance d'une feuille à l'évaporation, le moyen de passer de l'une à l'autre en introduisant le facteur d'ombrage ainsi que l'importance de ce facteur. Nous présenterons aussi la façon d'étalonner la résistance minimum d'une feuille (à midi solaire) sur un couvert dense en utilisant les mesures de flux de chaleur sensible et les

mesures de la résistance stomatique. Ce chapitre est la première partie de l'article intitulé: " Canopy resistance formulation and its effect in mesoscale models".

Le 4ème chapitre discutera la validation du modèle d'interface sol/végétation/atmosphère sur les couverts partiels après étalonnage des paramètres sol sur le sol nu et les paramètres végétation sur le couvert dense, par comparaison des flux de surface expérimentaux et mesurés. Ce chapitre sera présenté sous forme d'article intitulé: " Estimation of canopy stomatal resistance during HAPEX-MOBILHY experiment". Cette validation est faite sur différents sites du carré HAPEX-MOBILHY avec différents types de sol et de végétation. On y montrera, en particulier, que l'on est capable d'une part de séparer la contribution du sol de celle de la végétation dans l'estimation des flux d'évaporation, et d'autre part d'évaluer la résistance du couvert à l'évaporation quelque soit son stade phénologique (croissance ou maturité). On présentera aussi dans cet article la façon d'utiliser les données télédéteectées pour évaluer les paramètres fonctionnels de la végétation.

Ainsi, on montre dans ce travail qu'à l'aide d'un modèle réaliste d'interface sol/végétation/atmosphère, on est capable d'évaluer les flux de surface et les résistances à l'évaporation sur tous les types de surface et en particulier sur couvert partiel en séparant la contribution du sol de celle la végétation. Cela nécessite auparavant l'étalonnage des paramètres fonctionnels du sol sur le sol nu et ceux de la végétation sur couvert dense.

**II      *L'expérience HAPEX-MOBILHY***  
**Hydrological Atmospheric Pilot EXperiment**  
**MOdélisation du BILan HYdrique**

On se bornera dans ce chapitre à une description rapide de l'expérience HAPEX-MOBILHY (H-M), de ses objectifs et moyens au profit d'une description plus détaillée des mesures utilisées dans le cadre de ce travail.

Les objectifs de l'expérience et les moyens mis en oeuvre au cours des 2 années 1985-1986 sont amplement présentés dans André et al (1986). On rappelle que ce programme a été développé afin de documenter expérimentalement les phénomènes d'interaction sol-atmosphère et en particulier l'évaporation à l'intérieur d'une maille de modèle de circulation générale (100x100 km<sup>2</sup>). Cette expérience a eu lieu dans le Sud Ouest de la France sur un carré de 100 km de côté, contenant un large éventail de types de sol et de végétation, sur lequel des observations de routine ont été menées pendant 2 années (mesure du contenu en eau des sols, mesures météorologiques), autour d'une Période d'Observations Intensives (POI) de trois mois réalisée pendant la période de désaturation des sols (7 Mai- 14 Juillet 1986). Les moyens de mesure déployés au cours de cette période ont permis un suivi du bilan hydrique des sols et des bilans d'énergie à différentes échelles (microclimatologie d'une parcelle, mesures aéroportées et mesures satellitaires).

Nous ne présenterons dans cette partie que les mesures utilisées dans le cadre de cette étude qui sont les mesures micrométéorologiques, biologiques et dans le sol effectuées pendant la POI sur les sites SAMER.

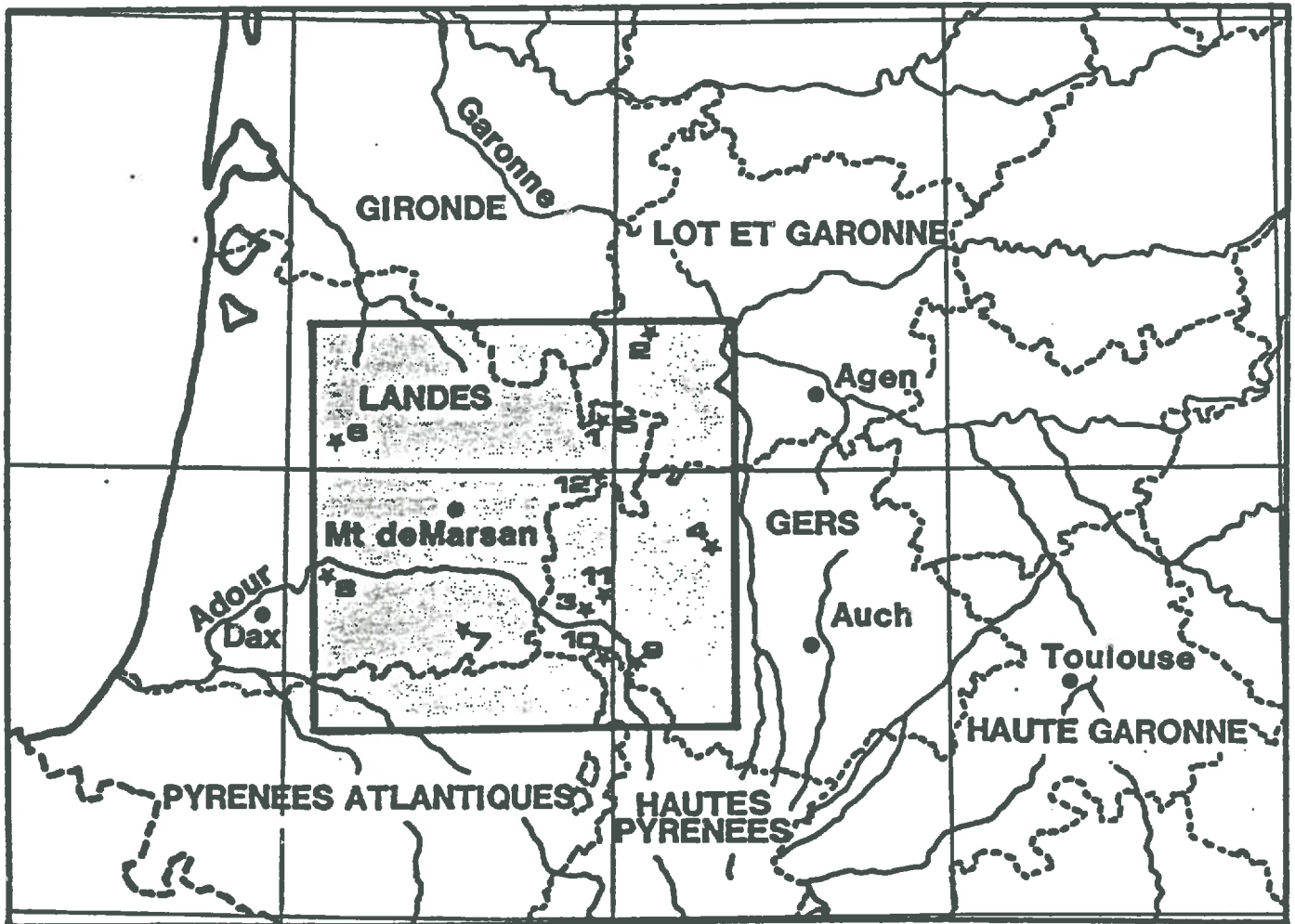


Fig. 1 Implantation du réseau SAMER

### *A Stations SAMER*

les stations SAMER (Système Automatique de Mesure de l'Evapotranspiration Régionale) sont des stations micrométéorologiques installées sur 12 sites répartis sur l'ensemble du carré H-M (fig 1). Les caractéristiques de chaque site sont décrits dans le tableau 1. On notera que le site de Castelnau a disposé, en plus de la SAMER 10, d'une station micrométéorologique de l'INRA (Lagouarde et Brunet) du 27 mai au 7 juillet.

Les mesures SAMER, décrites par ailleurs dans Bessemoulin et al (1987), fournissent, tous les 1/4 d'heures, les paramètres météorologiques "classiques" à 2 mètres (vent, température et humidité) et les principaux éléments du bilan d'énergie: Rayonnement net  $R_n$ , flux de chaleur dans le sol  $G$ , flux de chaleur sensible  $H_s$ . Le flux d'évaporation  $LE$  est alors déduit du bilan d'énergie:  $LE = R_n - H_s - G$ .

Le rayonnement net  $R_n$  a été mesuré par 2 méthodes différentes:

- mesure directe à l'aide du pyrاديومتر différentiel CROUZET
- mesure des 4 composantes du bilan radiatif (rayonnements solaires et atmosphériques ascendants et descendants) à l'aide des capteurs SCHNEK.

D'après l'analyse effectuée par Goutorbe (1988), les rayonnements nets des deux systèmes sont notablement différents par fort ensoleillement (les écarts dépassent parfois  $200 \text{ W.m}^{-2}$ ). Les valeurs CROUZET sousestiment le rayonnement net dû au fait que le capteur saturait aux alentours de  $550 \text{ W.m}^{-2}$ . Par conséquent, la mesure des différentes composantes serait plus fiable que la mesure directe. Toutefois, les mesures de rayonnement atmosphérique descendant doivent être utilisées avec précaution. En effet, sur le site central (Lubbon) où il y'avait 2 stations SAMER, une sur le maïs (SAMER 5) et une sur l'avoine (SAMER 1), on s'est aperçu que les rayonnements atmosphériques descendants mesurés par ces 2 stations étaient différents ( la différence atteind



N SAMER	Site	composition du sol%			Type du sol	Type de culture
		Ar	Li	Sa		
1	<i>Lubbon1</i>	2	5	93	Sable	Avoine
2	<i>Casteljaloux</i>	35	49	16	Limon sablo argileux	Maïs
3	<i>Caumont</i>	17	46	16	Limon-sablo-argileux	Soja
4	<i>Courrensan</i>					Blé
5	<i>Lubbon2</i>	1	2	97	Sable	Maïs
6	<i>Sabres</i>	3	1	96	Sable	Maïs
7	<i>Bats</i>	18	51	31	Limon-sablo-argileux	Maïs
8	<i>Vicq</i>	10	16	74	Sable	Maïs
9	<i>Tieste</i>	12	61	27	Limon-sablo-argileux	Maïs
10	<i>Castelnau</i>	12	66	23	Limon-sablo-argileux	Maïs
11	<i>Fuesterouau</i>	20	34	46	Limon-sablo-argileux	Maïs
12	<i>Lagrange</i>					Maïs

**Tableau1: Caractéristiques des sites SAMER**

parfois  $80 \text{ W.m}^{-2}$  ). Quant aux rayonnements solaires incidents mesurés sur les 2 stations, ils sont en bon accord. Nous utiliserons dans cette étude les valeurs expérimentales du rayonnement solaire incident et réfléchi, le rayonnement atmosphérique sera calculé par la formule de Brutsaert (1982).

Le flux de chaleur dans le sol  $G$  a été mesuré par des fluxmètres placés à 2 cm sous la surface. Nous discuterons dans le 3<sup>ème</sup> chapitre la précision de ces mesures en les comparant avec les mesures effectuées à la surface sur le site de Castelnaud par la méthode de la variation du stock thermique dans le 1<sup>er</sup> mètre du sol. Nous rappelons que l'erreur peut atteindre 40 à 60%.

Le flux de chaleur sensible  $H_s$  est calculé par la méthode aérodynamique simplifiée (Itier, 1982) à partir des gradients de vitesse de vent et de température mesurés à 2 niveaux  $z_1$  et  $z_2$  ( $z_1 \text{ (m)} = 0.7 + d$ ;  $z_2 = 2.2 + d$ ;  $d$  étant la hauteur de déplacement prise égale à  $0.66h$  où  $h$  est la hauteur moyenne de la végétation). Les phénomènes de stabilité sont pris en compte en utilisant les formules de Dyer et Hicks (1970). Goutorbe (1988) a montré que  $H_s$  était estimé avec une précision de l'ordre de 20 à 25%.

Le flux d'évaporation  $LE$  est alors déduit à partir de l'équation du bilan d'énergie:  $LE = R_n - H_s - G$ . La précision relative sur l'évaporation varie avec le rapport de Bowen  $\beta = H/LE$ . Elle est de l'ordre de 30 à 40% pour les faibles valeurs de  $\beta$ , c'est à dire pour les fortes évaporations. Au contraire, pour les faibles évaporations ( $\beta$  très grand), c'est à dire en fin de la POI, elle peut atteindre de très grandes valeurs et la précision est très mauvaise. En effet:

$$\frac{dLE}{LE} = \frac{R_n}{LE} \frac{dR_n}{R_n} + \frac{H}{LE} \frac{dH}{H} + \frac{G}{LE} \frac{dG}{G}$$

$$\frac{dLE}{LE} = \frac{1+\beta}{1-\alpha} \frac{dR_n}{R_n} + \beta \frac{dH}{H} + \frac{\alpha}{1-\alpha} (1+\beta) \frac{dG}{G}$$

$$\frac{dH}{H} = 25\%; \frac{dG}{G} = 40\% \text{ et } \frac{dR_n}{R_n} = 10\%$$

$\alpha = \frac{G}{Rn}$  est de l'ordre de 0.15

Pour  $\beta$  de l'ordre de 0.5 (ce qui est le cas de la POI), on a une erreur relative  $\frac{dLE}{LE}$  de l'ordre de 40%. Et Plus  $\beta$  augmente, plus l'erreur sur LE augmente aussi.

La précision sur LE, n'étant pas très bonne, nous utiliserons les mesures des flux de chaleur sensible pour notre validation.

## ***B Mesures sol***

### ***1 Mesures d'humidité***

Malgré le nombre important de mesures effectuées sur le carré H-M pendant la POI, nous ne disposons d'aucune mesure des caractéristiques thermiques (conductivité thermique, capacité calorifique) ni hydrodynamiques (conductivité hydrique et potentiel du sol) qui sont nécessaires pour décrire les transferts dans le sol. Les seules mesures sol sont les profils d'humidité. Elles ont été réalisées sur les 12 sites par les sondes neutroniques tous les 10 cm et jusqu'à une profondeur moyenne de 150 cm (Goutorbe et al, 1989).

Mais, malheureusement, ces mesures n'ont été réalisées, qu'au plus, une fois par semaine. D'autres mesures d'humidité ont été effectuées par Carlson et al (1986) sur les 2 sites les plus instrumentés, Castelnau et Lubbon utilisant la méthode des blocs de gypse. Ces mesures sont disponibles tous les deux jours du mois de Juin.

### ***2 Mesures granulométriques***

Des mesures granulométriques ont été effectuées sur 10 sites (Tableau 1). Une étude détaillée des caractéristiques texturales des sols a été réalisée par Mascart et al (1988), elle fait apparaître deux types de sol dominant: des sols sableux et des sols limoneux sablo-argileux. Ainsi, nous ne parlerons dans ce travail que de ces 2 types de sol.

## ***C Mesures des paramètres végétation***

### ***1 Hauteur de la végétation (h)***

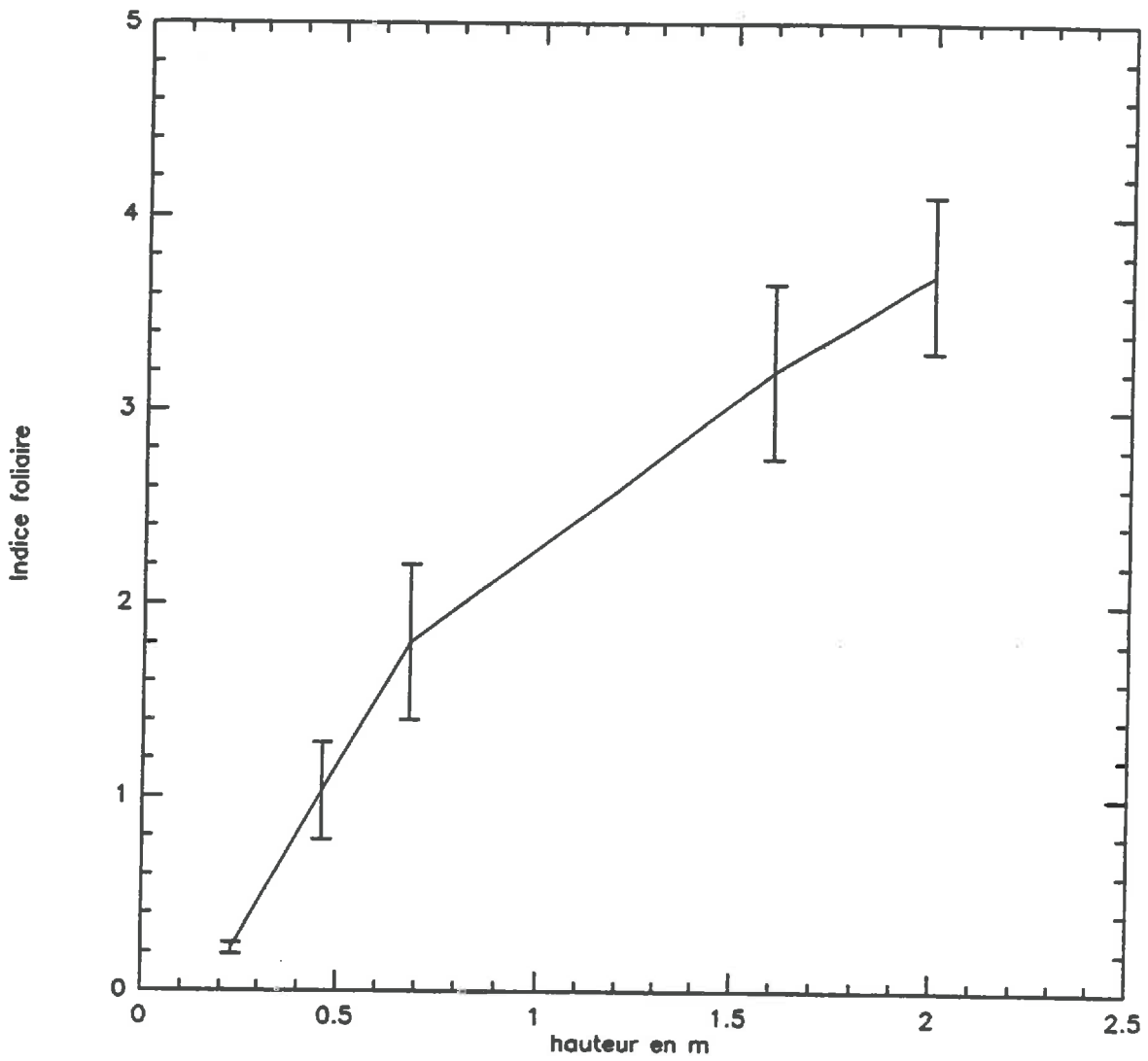
La hauteur de la végétation a été mesurée sur les 12 sites pendant toute la POI. L'évolution de la hauteur est représentée, pour chaque site, dans Bessemoulin et al (1987). On notera que la majorité des cultures, dont le maïs qui était la culture dominante, était en pleine croissance durant la POI excepté l'avoine qui est arrivé à maturité vers la fin de Juin.

### ***2 Indice foliaire (LAI)***

L'indice foliaire (Leaf Area Index) ou la densité des feuilles par unité de surface, a été mesuré sur le maïs du site central (Lubbon2) pendant le mois de Juin. La variation de LAI en fonction de la croissance du maïs est représentée sur la figure 3.

### ***3 Résistance stomatique (RST)***

La résistance des feuilles à l'évaporation a été mesurée sur du maïs sur le site central (Lubbon2) pendant le mois de Juin à l'aide d'un poromètre à diffusion. Les mesures ont été effectuées sur les faces supérieures et inférieures des feuilles exposées directement au soleil, par conséquent, la résistance moyenne résultante n'est représentative que de la strate supérieure et non pas du couvert. La résistance moyenne de chaque face est égale à l'inverse de la moyenne des conductances mesurées (eq 1 et 2) et la résistance moyenne de toutes les feuilles  $R_f$  est calculée en écrivant que la résistance de la face supérieure et celle de la face inférieure sont en parallèle (eq 3):



**Figure 2: Variation de l'indice foliaire LAI en fonction de la hauteur de la végétation. Mesures effectuées sur du maïs sur le site de Lubbon2.**

$$\frac{1}{R_i} = \frac{1}{n_i} \sum_1^{n_i} \left( \frac{1}{R_j} \right) \quad (1)$$

$$\frac{1}{R_s} = \frac{1}{n_s} \sum_1^{n_s} \left( \frac{1}{R_j} \right) \quad (2)$$

$$\frac{1}{R_f} = \frac{1}{R_i} + \frac{1}{R_s} \quad (3)$$

où  $R_i$ ,  $R_s$  et  $R_f$  sont respectivement les résistances moyennes de la face inférieure, supérieure et des feuilles.  $n_i$  et  $n_s$  désignent respectivement le nombre de mesures effectuées sur la face inférieure et supérieure.

#### *D mesures de la température de surface ( $T_s$ )*

Des mesures locales de la température de surface ont été réalisées sur le site de Castelnau à l'aide d'un radiothermomètre HEIMANN KT17 (visée d'un cercle de 2m de diamètre soit 2 à 3 rangées de maïs)(Lagouarde et Brunet,1986). Ce sont les seules qui soient disponibles actuellement. D'autres mesures de  $T_s$  ont été effectuées avec le radiomètre aéroporté TIMS du C130 de la NASA sur les 2 sites de Castelnau et de Lubbon, mais, les mesures ne sont toujours pas exploitables. Une étude est menée actuellement par Stoll (1989) pour résoudre ce problème..

### **III Modèle d'interface sol/végétation/atmosphère**

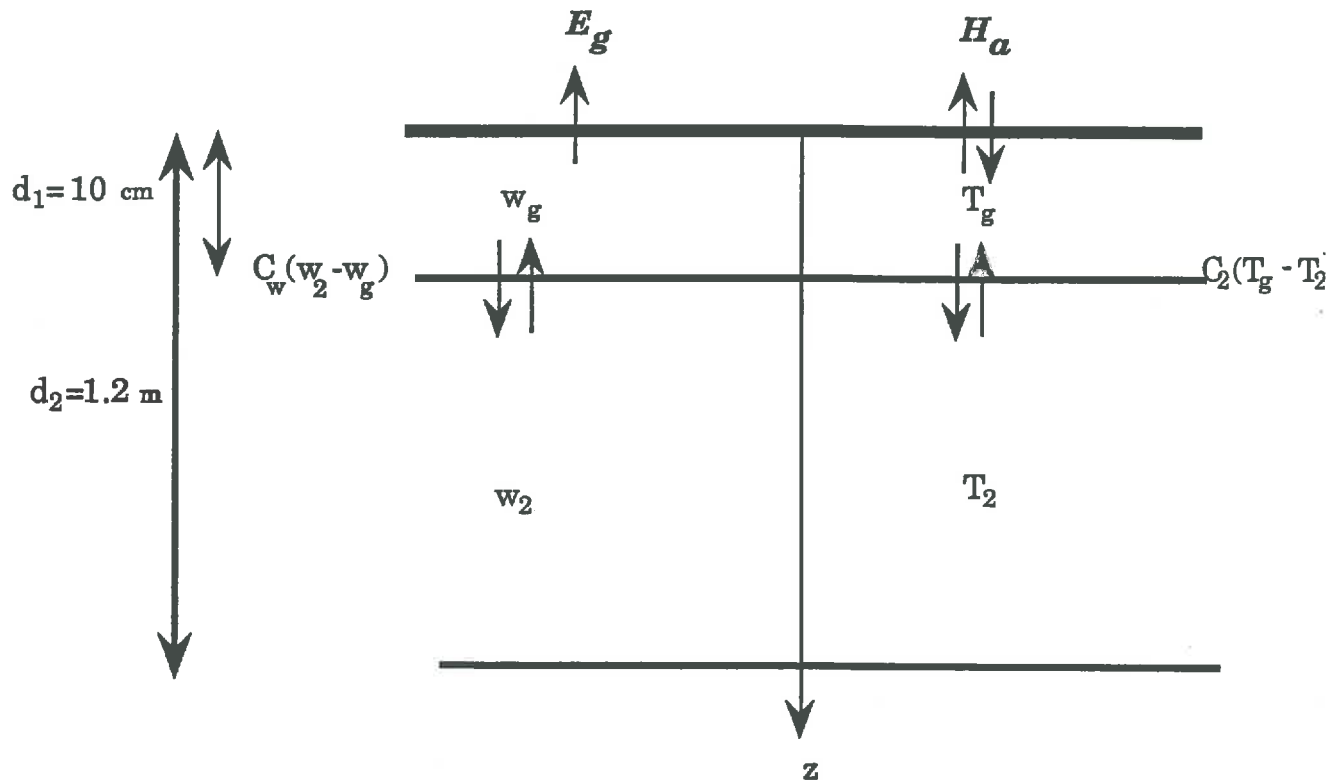
#### **A Description du modèle**

Le modèle d'interface que nous utilisons ici est celui de Taconet et al (1986). C'est un modèle qui décrit les transferts entre le sol, la végétation et l'atmosphère. Il est basé sur le formalisme de Deardorff (1978) qui réduit la végétation à une couche unique de feuillage et qui résoud simultanément 2 bilans d'énergie (l'un au dessus du couvert , l'autre à la surface du sol) en paramétrant de façon réaliste la partition des flux d'énergie et de moment entre le sol et la végétation.

Dans ce chapitre, nous présenterons une brève description du modèle sous forme de schémas et de tableaux. Les équations sont largement détaillées dans les annexes.

#### **1 Représentation du sol**

Le sol est décrit comme un système à 2 reservoirs analogue à celui proposé par Blackadar (1976) pour le comportement thermique et étendu au comportement hydraulique par Deardorff (1977). La figure I-3 illustre la paramétrisation du sol utilisée. Le sol, supposé stratifié horizontalement, est divisé en 2 couches: une couche superficielle d'épaisseur 10cm, de température  $T_g$  et d'humidité  $w_g$  et une couche plus profonde d'épaisseur 1.20m de température  $T_2$  et d'humidité  $w_2$ . Les flux entre les deux couches sont de type diffusif et sont donc proportionnels aux gradients  $(T_2 - T_g)$  et  $(w_2 - w_g)$ . Le coefficient de proportionnalité hydraulique  $C_w$  nommé "pseudo-diffusivité", introduit par Bernard et al (1986), est fonction de la diffusivité hydrique  $D_w$  à l'interface des 2 couches. Le coefficient de diffusion de la chaleur est fonction



*Fig. I-3 Représentation du sol*



de l'inertie thermique  $P$ . L'évaporation du sol est définie à travers l'évaporation limite  $Elim$ , introduite par Soarès et al (1988) et qui représente le flux d'eau maximum qui transite en surface pour une humidité de surface moyenne  $w_g$ .

Tous ces termes ainsi que les équations d'évolution de la température et du contenu en eau des 2 couches sont détaillés dans l'article I sur les sols nus où nous montrons que les transferts thermiques et hydriques dans le sol sont décrits par 3 paramètres: l'inertie thermique  $P$ , la diffusivité hydrique  $D_w$  et l'évaporation limite  $Elim$ .

## 2 Représentation de la végétation

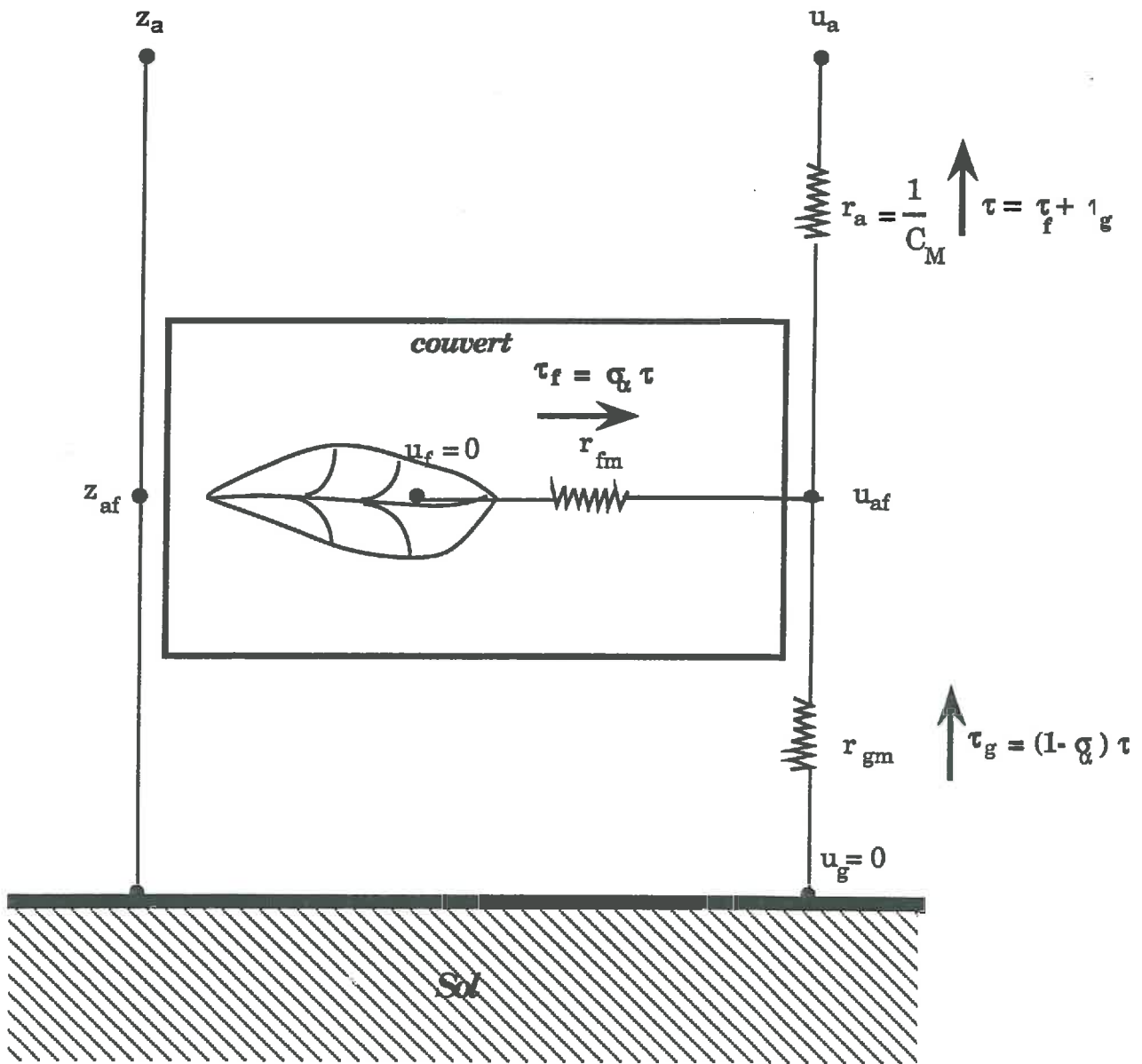
La végétation est représentée par une seule couche de feuillage semi-transparente au rayonnement. Le coefficient de transparence  $\sigma_f$  est fonction de sa densité foliaire (article 3, eq 1). Cette couche a une inertie thermique nulle (pas de chaleur emmagasinée dans les feuilles). L'aspect dynamique à l'intérieur du couvert est pris en compte.

La partition sol nu-végétation est introduite au moyen de 2 facteurs:

- facteur d'écran  $\sigma_f$  qui est défini par le pourcentage de rayonnement solaire intercepté par la végétation
- facteur  $\sigma_\alpha$  qui représente la fraction de flux de quantité de mouvement du couvert.

Ces 2 facteurs  $\sigma_f$  et  $\sigma_\alpha$  dépendent de la morphologie du couvert et de sa densité foliaire et ils sont présentés dans l'article 3 (eq 1 et 6)

Dans cette partie, la partition des flux de surface entre le sol et la végétation est présentée sous forme de schéma résistif (par analogie électrique) et de tableaux explicitant les flux, les différences de potentiel et les résistances. Les équations des flux ainsi que les expressions des conductivités turbulentes



**Fig 1-4** Répartition du flux de quantité de mouvement  
entre le sol et la végétation

(inverse des résistances) et des résistances à l'évaporation sont détaillées dans les articles 1 pour le sol et dans les articles 2 et 3 pour la végétation.

La figure I-4 représente la partition des flux de quantité de mouvement entre le sol et la végétation. Les flux et les conductivités turbulentes de l'air sont explicités dans le tableau I-2. La signification des variables est donnée dans la liste 1.

La figure I-5 représente la partition des flux de chaleur (chaleur sensible et chaleur latente) entre le sol et la végétation. Ces flux ainsi que les conductivités turbulentes de l'air et les résistances du sol et de la végétation à l'évaporation sont exprimés dans le tableau I-3.

Les conductivités turbulentes de l'air sont définies en fonction du vent à l'intérieur du couvert ( $u_{af}$ ) par:

$$u_{af} = u_* \left[ \sigma_a \rho \frac{P_d}{LAI} \frac{1}{\beta} \right]^{1/2} \quad (1)$$

où  $u_*$  est la vitesse de frottement définie à partir des relations de similitude de Monin-Obukov (1954) et des corrections de stabilité dynamique dans la couche de surface (Louis 1979), par:

$$u_* = u_a \frac{k}{\ln \left( \frac{z_a - d}{z_0} \right)} \sqrt{F_M(R_i)} \quad (2)$$

La signification de chaque paramètre est donnée dans la liste 1. On rappelle que la hauteur de déplacement  $d$  et la rugosité  $z_0$  dépendent de la hauteur du couvert  $h$ . Ils sont définis par:

$$d = \sigma_f 0.66 h \quad (3)$$

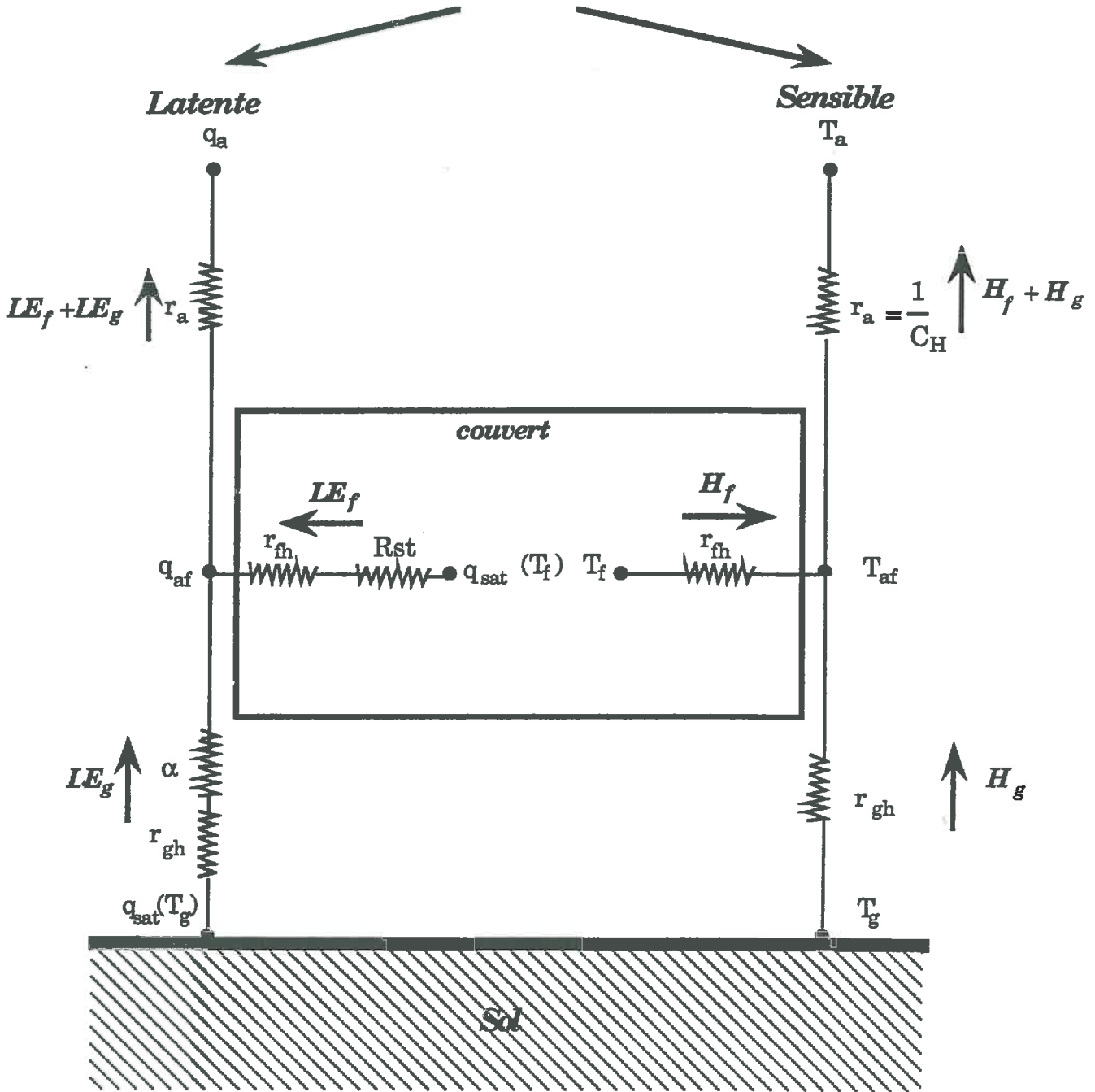
$$z_0 = z_{0 \text{ sol nu}} + \sigma_f \frac{h - d}{3} \quad (4)$$

<i>Flux</i>	<i>Différence de potentiel</i>	<i>Résistance</i>	<i>Conductivité</i>	<i>Définition</i>	<i>Référence</i>
$\tau_f$	$u_{af}$	$r_{fm}$	$C_{fm}$	$u_{af} \frac{\beta}{9} \frac{LAI}{P_d}$	Thom (1972)
$\tau_g$	$u_{af}$	$r_{gm}$	$C_{gm}$	$(1-\sigma\alpha) \frac{u_{af}^2}{u_{af}}$	Taconet et al (1986)
$\tau_f + \tau_g$	$u_{af} - u_a$	$r_a$	$C_M$	$\left[ \frac{k}{z_a - d} \right]^2 \frac{u_a^2}{u_a - u_{af}} FM(R_i)$	Monin-Obukhov (1954)  Louis (1979)

Tableau I-2: Calcul des flux de quantité de mouvement ( $\tau$ ) au niveau du sol ( $\tau_g$ ) et au niveau du couvert ( $\tau_f$ ) par analogie électrique.

$$\text{Flux} = \frac{\text{différence de potentiel}}{\text{résistance}}$$

*Transferts de chaleur*



**Fig. I-5 Répartition des flux de chaleur sensible et latente entre le sol et la végétation**

Flux	Différence de potentiel	Résistance	Conductivité	Définition	Référence
H <sub>f</sub>	T <sub>f</sub> - T <sub>af</sub>	r <sub>fh</sub>	C <sub>fh</sub>	$C_{fh} = \frac{1}{28} u_{ef} \beta \frac{LAI}{P_d}$	Thom(1972)
H <sub>g</sub>	T <sub>g</sub> - T <sub>af</sub>	r <sub>gh</sub>	C <sub>gh</sub>	$C_{gh} = \frac{C_{gm}}{0.74}$	Louis(1979)
H <sub>f</sub> + H <sub>g</sub>	T <sub>af</sub> - T <sub>a</sub>	r <sub>a</sub>	CH	$CH = \frac{C_M}{0.74} \frac{F_H(R_i)}{F_M(R_j)}$	Monin-Obukhov (1954) Louis (1979)
LE <sub>f</sub>	q <sub>sat</sub> (T <sub>f</sub> ) - q <sub>af</sub>	f(r <sub>fh</sub> , RST)	C <sub>fh</sub> , $\frac{1}{RST}$	$RST = R_{leaf} \frac{P_s}{LAI}$ $R_{leaf} = \left[ \frac{S_{max}}{1+S} + \frac{1.2 w_{wilt}}{0.9 w_2 + 0.1 w_g} \right]^2$	Ben Mehrez et al (1990) Deardorff (1978)
LE <sub>g</sub>	q <sub>sat</sub> (T <sub>g</sub> ) - q <sub>af</sub>	f(r <sub>gh</sub> , α)	C <sub>gh</sub> , $\frac{1}{\alpha}$	$\alpha = \min \left( 1, \frac{E_{lim}}{E_{pot}} \right)$	Soares et al (1988)
LE <sub>f</sub> + LE <sub>g</sub>	q <sub>af</sub> - q <sub>a</sub>	r <sub>a</sub>	CH		

Tableau I-3: Calcul des flux de chaleur sensible (H) et latente (LE) au niveau du sol (g) et au niveau du feuillage (f) par analogie électrique.

$$\text{Flux} = \frac{\text{différence de potentiel}}{\text{résistance}}$$

La résistance du sol à l'évaporation  $\alpha$  est définie dans l'article 1 (eq, 6) en fonction de l'évaporation limite du sol  $E_{lim}$ . La résistance du couvert à l'évaporation  $R_{ST}$  est définie dans l'article 2 (eq 2,3,4,5).

D'après les tableaux qui résument la partition des flux entre le sol et la végétation, on voit que les paramètres de la végétation qui sont la hauteur de la végétation  $h$ , l'indice foliaire LAI et la résistance minimum du couvert sont nécessaires au fonctionnement du modèle. La dépendance du modèle vis-à-vis de ces paramètres est largement décrite dans l'article III.

### ***B Fonctionnement du modèle et validation sur le carré HAPEX-MOBILHY***

Le modèle d'interface sol/végétation/atmosphère calcule les flux de surface et la température de surface à partir des caractéristiques du sol, de la végétation et de la connaissance du forçage atmosphérique. Pour tester ses capacités à reproduire les flux de surface sur un large éventail de types de surface (sol nu, couvert partiel et dense) et sur différents types de sols et de végétations nous avons choisi de le tester sur le carré H-M pendant la POI.

Si l'on veut faire fonctionner ce modèle, il faut initialiser et connaître un certain nombre de paramètres de surface et atmosphériques. En résumé, il faut:

- connaître le forçage atmosphérique
- initialiser les 2 réservoirs (contenu en eau et la température)
- connaître les paramètres fonctionnels du sol ( $P$ ,  $E_{lim}$  et  $D_w$ ) qui dépendent du type de sol et de son contenu en eau.
- les paramètres fonctionnels de la végétation ( $h$ , LAI et  $R_{ST}$ ) qui dépendent du type de la végétation, de son stade phénologique et de son stress hydrique.

Dans le cas de cette étude qui a été effectuée sur le carré H-M, l'initialisation des contenus en eau des 2 réservoirs a été faite à partir des sondages neutroniques disponibles 1 fois par semaine. Sur les sites de Castelnau et Lubbon. On a aussi utilisé les mesures par blocs de gypse disponibles tous les 2 jours.

Les paramètres atmosphériques ( vitesse du vent, température et humidité de l'air ainsi que le rayonnement solaire) sont donnés tous les 1/4 d'heures par les stations SAMER.

Les paramètres thermo-hydriques du sol (conductivités thermique et hydrique et le potentiel du sol) qui servent à déterminer l'inertie thermique P et la diffusivité hydrique  $D_w$  n'ont pas été mesurés sur le carré H-M. Nous présenterons dans l'article I comment nous les avons évalués.

Les paramètres de la végétation h et LAI ont été mesurés. La formulation de RST utilisée dans ce travail est celle de Deardorff (1978). Elle dépend d'une résistance minimum  $R_{smin}$  qui dépend du type de la plante et de son état phénologique. Nous présenterons dans l'article II comment nous avons étalonné ce paramètre.

**Remarque:** La liste des variables intervenant dans le calcul des flux est donnée à la fin des annexes.



**CHAPITRE II**

**ETALONNAGE DES PARAMETRES SOL  
SUR SOL NU**

**ARTICLE I:**

**"CALIBRATION OF FLUX MODEL OVER BARE SOIL  
IN HAPEX-MOBILHY"**

*Soumis au Journal of Agriculture and Forest Meteorology  
en Fevrier 1990*

## **II Etalonnage et validation des paramètres sol du modèle sur sol nu**

Dans le modèle d'interface sol/végétation/atmosphère, la paramétrisation des flux radiatifs et de chaleur est fonction d'un certain nombre de paramètres qui dépendent du type du sol étudié. Nous allons citer ces paramètres ainsi que la façon dont on les a évalués sur le carré HAPEX-MOBILHY. Nous rappelons que les 2 types de sol dominant sur le carré sont le sable et le limon-sablo-argileux et que l'humidité à saturation ( $w_{\text{sat}}$ ) pour ces 2 types de sols a pu être déduite à partir des mesures de l'humidité fournies par les sondages neutroniques sur les 2 années 1985-1986. Les valeurs trouvées sont: ?

**Pour le sable:**  $w_{\text{sat}} = 0.35 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$

**Pour le limon-sablo-argileux**  $w_{\text{sat}} = 0.42 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$

L'étalonnage et la validation des paramètres du sol sont effectués sur les 2 sites les plus instrumentés qui sont: Lubbon avec un sol sableux et Castelnau avec un sol limoneux sablo-argileux. Sur ces 2 sites, le sol était nu au début de la POI, avec des périodes où les conditions de surface étaient différentes (sol humide et sec), ce qui nous a permis d'étalonner les fonctions sols.

### **1 L'albédo du sol ( $\alpha_g$ )**

L'albédo du sol,  $\alpha_g$ , (fraction du rayonnement solaire réfléchi par le sol) dépend du type de sol et de son contenu en eau dans la couche de surface ( $w_g$ ). Dans notre modèle, la formule utilisée est celle de Idso et al (1975):

$$a_g = \alpha - \beta \frac{w_g}{w_{sat}} \quad (1)$$

où  $w_{sat}$  est l'humidité de surface à saturation.

$\alpha$  et  $\beta$  sont des constantes qui dépendent du type de sol étudié..

Dans le cas d'H-M, on a ajusté  $\alpha$  et  $\beta$  en utilisant les mesures de rayonnement solaire incident et réfléchi par les stations SAMER et l'humidité de surface mesurée par les sondes neutroniques. Ainsi:

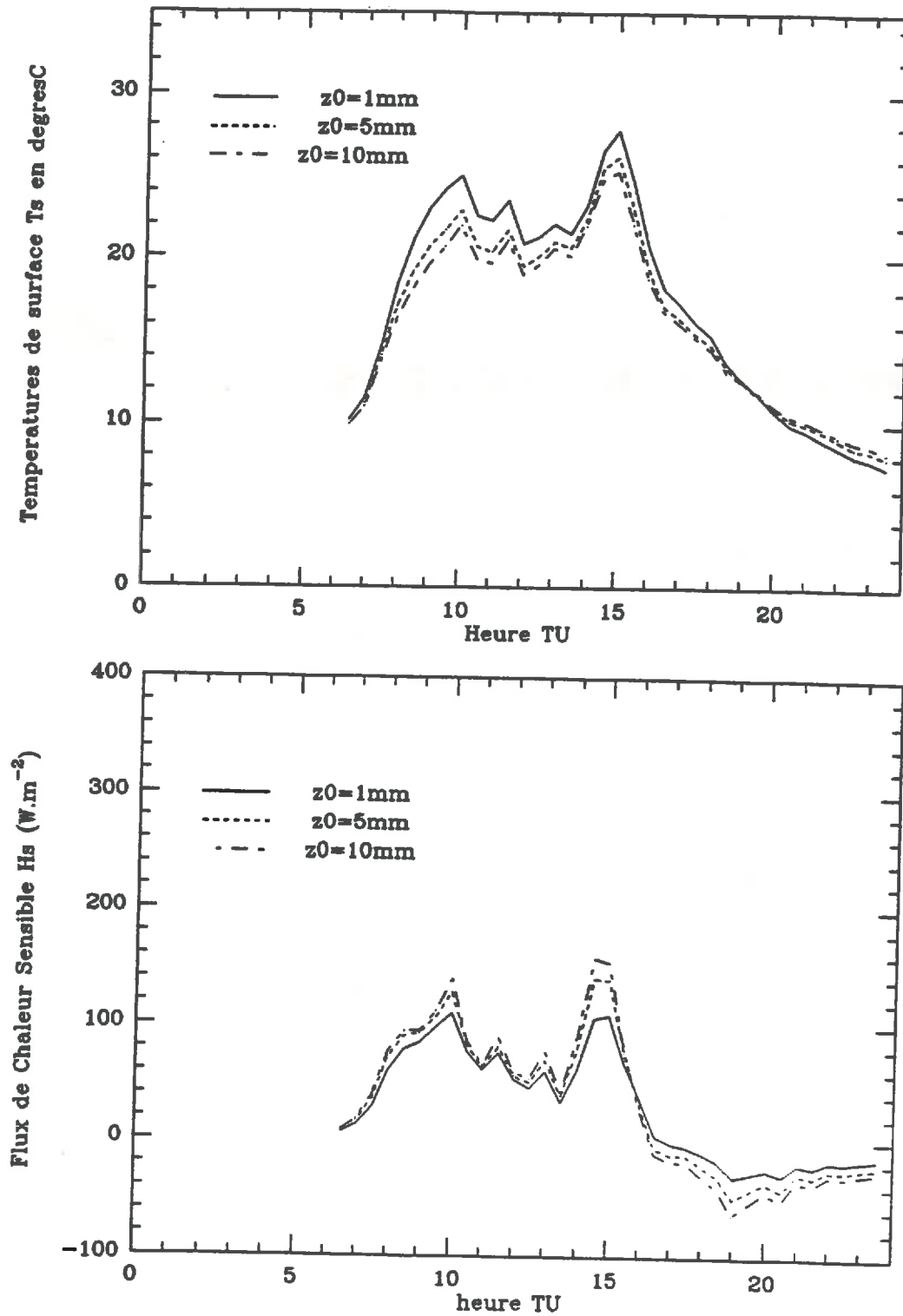
Pour le sable:  $\alpha = 0.28$  et  $\beta = 0.21$

Pour le limon-sablo-argileux  $\alpha = 0.38$  et  $\beta = 0.31$

## 2 Rugosité du sol ( $z_0$ )

Dans notre modèle, la rugosité aérodynamique (hauteur à laquelle le vent s'annule) est la même que la rugosité thermique (hauteur à laquelle la température du sol est égale à la température de l'air). Sa valeur dans la littérature pour un sol nu varie entre 1mm et 1cm. Sur la figure II-1, on montre l'influence de  $z_0$  sur le flux de chaleur sensible,  $H_s$ , et sur la température de surface  $T_s$ . On remarque que  $T_s$  est très sensible à la variation de  $z_0$ . En effet, une variation de  $z_0$  de 1 à 10mm entraîne une variation de  $T_s$  de l'ordre de 3°C.

Dans le cas d'H-M, des estimations de  $z_0$  ont été effectuées sur le site de Castelnau (limon-sablo-argileux) par Lagouarde et Brunet (1986) par une méthode utilisant les profils de vent. La valeur trouvée est de l'ordre de 5mm sur sol nu. C'est cette valeur là qu'on a utilisée pour les 2 types de sol.



**Fig. II-1 Influence de la rugosité du sol  $z_0$  sur**  
**a- la température de surface  $T_s$**   
**b- le flux de chaleur sensible  $H_s$**

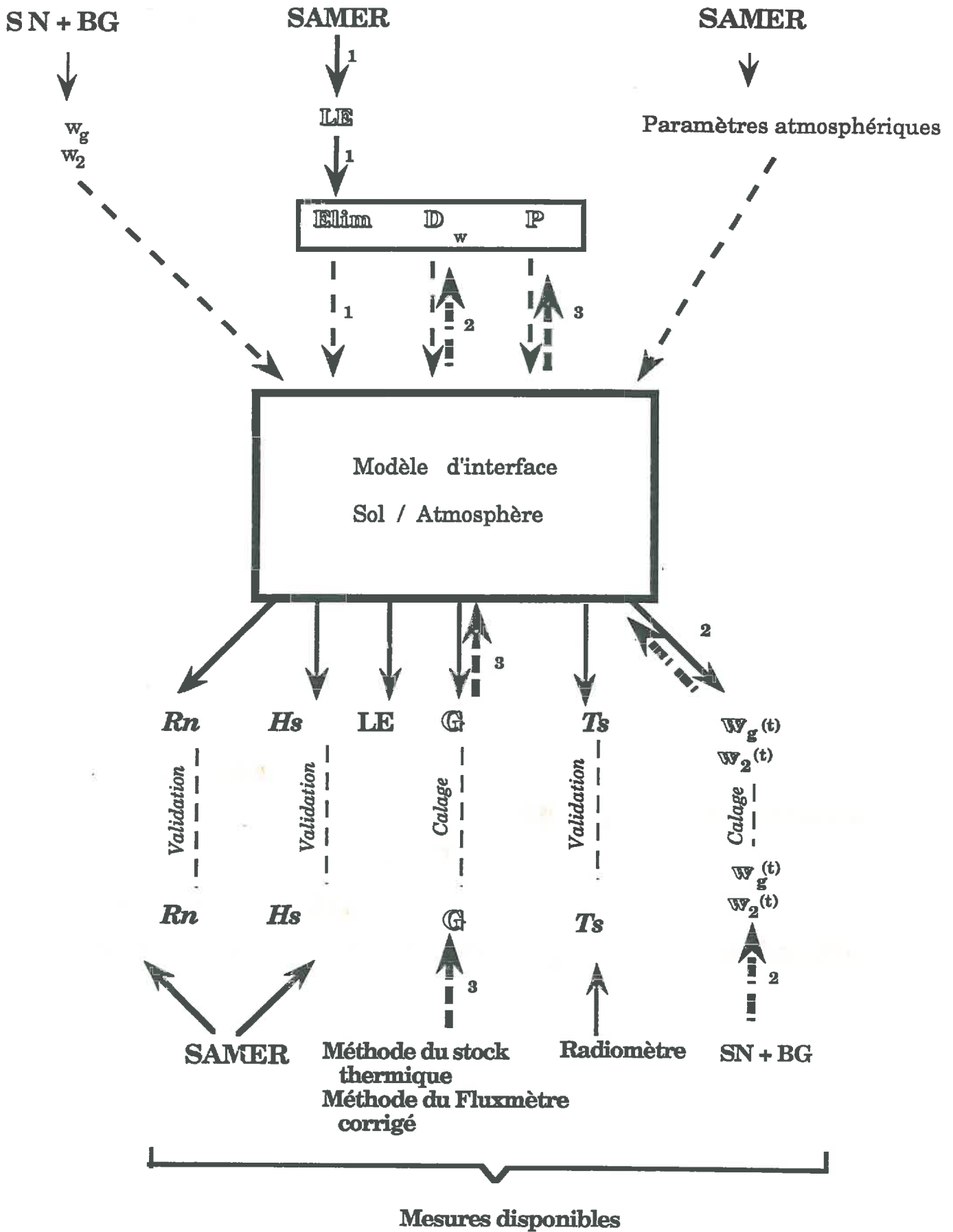
### **3 Les paramètres décrivant les transferts thermo-hydriques dans le sol:**

**Article: "Calibration of flux model over bare soils during HAPEX-MOBILHY experiment".**

Dans notre modèle, les transferts thermiques et hydriques sont décrits par 3 paramètres: l'inertie thermique  $P$  ( fonction de la capacité calorifique  $pc$  et la conductivité thermique  $\lambda$  ), la diffusivité hydrique  $D_w$  ( fonction de la conductivité hydrique  $K_w$  et du potentiel hydrique  $\Psi_w$  ) et l'évaporation limite  $E_{lim}$  qui dépendent du type de sol et de son contenu en eau.

La connaissance de ces paramètres est donc nécessaire au fonctionnement du modèle dans le cas d'un sol nu et dans le cas d'une surface partiellement couverte, où l'évaporation du sol et celle de la végétation interviennent à part comparable.

Les mesures de ces paramètres n'étant en général pas disponibles, (cela a été le cas dans l'expérience H-M), nous avons mis au point une méthode pour les évaluer. Cette méthode est exposée dans l'article intitulé: " Calibration of flux model over bare soil in HAPEX-MOBILHY". On y montre que les paramétrisations classiques de  $\lambda$  (Devries, 1963, AlNakshabandi and Kohnke, 1965, et Mc Cumber and Pielke, 1981), de  $K_w$  et  $\Psi_w$  (Clapp et Hornberger, 1978, Cosby et al, 1984 et Abramopoulos et al, 1988) qui servent à calculer  $P$ ,  $D_w$  et  $E_{lim}$  ne permettent pas de retrouver les flux mesurés par les stations SAMER: (flux dans le sol,  $G$ , et flux de chaleur sensible  $H_s$ ). On définit alors une méthode pour les estimer qui consiste à utiliser les mesures de l'humidité de surface  $w_g$ , des flux de chaleur dans le sol et des flux d'évaporation. Cette méthode est schématisée sur la figure II-2. Le calage se fait dans l'ordre suivant:



Elim est déterminée directement à partir des mesures d'évaporation données par les stations SAMER, dans le cas où la demande évaporative est élevée de sorte qu'on puisse confondre Elim avec les mesures de l'évaporation.

La diffusivité hydrique  $D_w$  est ajustée en inversant le modèle sur l'humidité de surface de telle sorte à pouvoir reproduire l'évolution temporelle des mesures de l'humidité de surface données par les sondages neutroniques (SN) et par les blocs de gypse (BG).

L'inertie thermique  $P$  est fonction de la capacité calorifique  $\rho c$  et de la conductivité thermique  $\lambda$ .

La capacité calorifique  $\rho c$ , variant peu avec le type de sol, est paramétrée à partir d'une formulation de Devries (1963) pour tous les types de sol, qui la relie au contenu d'eau dans le sol.

Par contre, la conductivité thermique  $\lambda$  est ajustée en inversant le modèle, de telle sorte à pouvoir reproduire les mesures du flux de chaleur dans le sol, données par la méthode de la variation du stock thermique dans le 1<sup>er</sup> mètre du sol ou par les fluxmètres. Ces dernières mesures ayant été corrigé par la méthode du "fluxmètre corrigé" décrite dans Y. Brunet (1984).

Nous rappelons que le calage des paramètres  $\lambda$ ,  $D_w$  et Elim a été effectué pour 2 types de sol (sable et limon-sablo-argileux) pour les valeurs d'humidité disponibles sur le sol nu pendant la période d'observation intensive et qui varient entre 0.1 et 0.25 cm<sup>3</sup>/ cm<sup>3</sup>. Les résultats trouvés sont donc valables dans cet intervalle de valeurs.

Une fois que les paramétrisations de Elim,  $D_w$  et  $\lambda$  sont ajustées, on les utilise pour faire fonctionner le modèle sur d'autres journées. La validation est alors faite en comparant les flux de rayonnement net et les flux de chaleur sensible simulés et mesurés par les SAMER.

L'avantage de cette méthode de calage, c'est qu'elle est peut être utilisée dans le cas des observations satellitaires. Elle demande à disposer des mesures dans l'infra-rouge thermique (qui permettent d'estimer la température de surface), dans le domaine des hyperfréquences (qui permettent d'estimer l'humidité de surface) et d'un réseau de stations micrométéorologiques de type SAMER pour la mesure des flux. Les paramètres  $P$ ,  $D_w$  et  $Elim$  seront déduits de la façon suivante:

- $P$  à partir des températures satellitaires  $T_{smin}$  et  $T_{smax}$  (Carlson 1981)
- $D_w$  à partir de l'évolution temporelle de  $w_g$  estimée à l'aide des hyperfréquences (Bernard et al, 1986)
- et  $Elim$  à partir des mesures SAMER.

Le test des paramétrisations classiques dans notre modèle, la méthode d'étalonnage des paramètres thermo-hydriques du sol, et la validation de cette méthode sont détaillés dans l'article suivant.



ARTICLE I

***"CALIBRATION OF A FLUX MODEL OVER BARE SOIL  
IN HAPEX-MOBILHY "***

**Ben Mehrez, M.\*, O. Taconet\* , D. Vidal-Madjar\* and Y. Sucksdorff \*\***

**\* Centre de Recherches en Physique de l'Environnement**

**38-40 rue du Général Leclerc**

**92131 Issy-les-Moulineaux**

**France**

**\*\* National Board of Waters and the Environment**

**BP 250, 00101 Helsinki**

**Finland**

*Calibration of flux model over bare soil  
in HAPEX-MOBILHY.*

Ben Mehrez, M.\*, O. Taconet\* , D. Vidal-Madjar\* and Y. Sucksdorff \*\*

\* Centre de Recherches en Physique de l'Environnement

38-40 rue du Général Leclerc

92131 Issy-les-Moulineaux, France

\*\* National Board of Waters and the Environment

BP 250, 00101 Helsinki, Finland

*Abstract*

Surface energy fluxes can be evaluated from remotely sensed data using models describing the transfers between soil, vegetation and atmosphere.

To be applied over bare soils and over partial canopies where the soil evaporation is comparable to the foliage one, these models need 3 key soil parameters ( thermal inertia, hydraulic diffusivity and limit evaporation) which depend on the soil type and on its moisture.

In this paper, we test the classical parameterisations of the thermal and hydraulic properties by comparing the simulated fluxes, using the model described in Taconet et al, 1986, with the fluxes observed during the international HAPEX-MOBILHY experiment.

We show that none of these parameterisations allow to reproduce the observed surface fluxes. Then we propose a methodology to evaluate these soil parameters in order to minimize the difference between the observed and simulated surface fluxes. It is based on the adjustment of the soil parameters using measurements of the surface water content and of surface fluxes given by simple meteorological stations on representative regional sites.

This methodology may be easily applied to remote sensing observations. It requires to have measurements in the thermal infrared (to deduce the thermal inertia) and in the microwave (to deduce the hydraulic diffusivity) and to dispose of micrometeorological networks, able to deliver atmospheric fluxes on representative regional sites (to deduce the limit evaporation).

### *I Introduction*

At the regional scale, the evaluation of energy and momentum fluxes between soil, vegetation and atmosphere is now possible thanks to the contribution of spatial observations, particularly, in the thermal infrared and microwave range.

The method is based on the use of models simulating the interactions between the soil, the vegetation and the atmosphere able to assimilate the infrared surface temperatures from satellite or the surface moisture from radar.

The first applications have reduced the interface to a bare soil (Carlson et al, 1981, Raffy and Becker, 1985). Afterwards, other teams have included the vegetation in the parameterisation of the interface and tested models for dense canopies where the soil contribution is no more important (Taconet et al, 1986, Wetzal et al 1984).

Up to now, no application has been performed over partial canopies where the contribution of the soil to the evaporation is comparable to the foliage one.

In this context, we attempt to use the model ,described in Taconet and al, 1986,for evaluating a daily evaporation or a soil moisture in all cases: bare soils, dense and partial canopies.

This model is based on the formalism of Deardorff (1978). It calculates surface fluxes, surface temperature and soil moisture from characteristics of soil and vegetation and knowledge of the atmospheric forcing. The soil is represented as a two layers system adapted from Deardorff (1977) and modified by Bernard et al (1986), where the hydraulic and thermal transfers are described by 3 parameters: thermal inertia, hydraulic diffusivity and limit evaporation.

The knowledge of these soil parameters is hence necessary for the model over bare soils and therefore over partial canopies where both the soil and the foliage contribute to the evaporation.

When these soil characteristics are not available, which often occurs, what must we do? Use the literature's parameterisations which relate these soil parameters to the soil moisture or fit them on flux measurements given by simple meteorological stations.

In order to answer to this question, we have chosen to use the measurements available on the international HAPEX-MOBILHY experiment during the Special Observing Period (SOP),(André et al, 1988).

To evaluate the soil parameters, we have begun by using the usual parameterisations existing in the literature which relate them to the surface moisture: for thermal characteristics, we have taken the parameterisations of De Vries (1963), Al Nakshabandi and Kohnke (1965) and Mc Cumber and Pielke (1981). For the hydraulic characteristics, we have taken Clapp and Hornberger (1978), Cosby et al (1984) and Abramopoulos et al (1988) ones .

We have tested each of them in the model by comparing the simulated surface fluxes (net radiation,sensible heat flux and the ground flux) with the measured ones at two sites corresponding to two different soil characteristics.

As none of these parameterisations have given a satisfaction, we have been obliged to fit the soil parameters in order to reproduce the surface fluxes measured by the ground measurements.

The coherence of the calibration is tested independently on another set of data from HAPEX-MOBILHY during the SOP.

In this work, we will present:

In the first part, a short description of a model over bare soil.

In the second one, a brief description of HAPEX-MOBILHY experiment pointing out the measurements particularly used in this work.

In the third part, the methodology to evaluate the thermal and hydraulic characteristics of the soil is presented.

In the fourth part, the calibration of the soil parameters is presented.

In the fifth part, the validation of the adjusted parameters.

## *II Short presentation of the model in the case of a bare soil.*

The soil is represented by a two layers model for the heat and the water flow. It is derived from Deardorff(1977).

The surface layer, assumed to extend from the surface to 10 cm below, has a volumetric water content  $w_g$  ( $\text{cm}^{-3} \cdot \text{cm}^{-3}$ ) and temperature  $T_g$ . The second layer has a volumetric water content  $w_2$ , its temperature is uniform and equal to  $T_2$  and its thickness is 120 cm .

The prognostic equations for the surface temperature  $T_g$  and the soil temperature of the deeper layer  $T_2$  are obtained from the force restore method proposed by Bhumralkar(1975) and Blackadar (1976):

$$\frac{\partial T_g}{\partial t} = \frac{c_1}{P} H a - c_2 (T_g - T_2) \quad (1)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{P (365 \tau_1)^{1/2}} Ha \quad (2)$$

where  $\tau_1 = 24 \text{ h}$ ;  $c_2 = \frac{2\pi}{\tau_1}$ ;  $c_1 = (c_2)^{1/2}$

P is the thermal inertia (see part V- 1)

Ha is the algebraic sum of all the atmospheric fluxes at the surface:  $Ha = R_n - H_{sg} - LE_g$ ; where  $R_n$  is the net radiation at the surface,  $H_{sg}$  et  $LE_g$  are the sensible and latent heat fluxes from the atmosphere.

The prognostic equations for the surface moisture  $w_g$  and the soil moisture of the second layer  $w_2$  are obtained from Deardorff(1977) modified by Bernard et al (1986) where the exchange between the two layers is described by a diffusivity type of feedback relationship. The evolution of  $w_g$  takes into account the depletion of water that takes place during the day as the result of evaporation at the soil surface and the restoration of water rising from the deeper layer described as a diffusion process. The diffusion term is equal to  $C(w_g - w_2)$  proportional to the moisture gradient  $(w_g - w_2)$  at the interface and where C represents the pseudo-diffusivity (function of the hydraulic diffusivity and thickness of the 2 layers); then the equations of  $w_g$  and  $w_2$  are:

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = - \frac{E_g - Pre}{d_1} - \frac{2D(w_g - w_2)}{(d_2 - d_1) d_1} (w_g - w_2) \quad (3)$$

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = - \frac{E_g - Pre}{d_2} \quad (4)$$

where  $E_g$  is the evaporation flux at the soil surface expressed in depth of water per unit time,  $d_1$  and  $d_2$  are the thicknesses of the two layers ( $d_1=10 \text{ cm}$ ,  $d_2=120 \text{ cm}$ );  $Pre$  is the rate of precipitation and  $D(w_g, w_2)$  is the hydraulic diffusivity at the interface . It is set that  $D(w_g, w_2) = D((w_g + w_2)/2)$  .

The soil evaporation is estimated by:

$$LE_g = \frac{\rho c_p}{\gamma} \alpha c_h (q_{sat}(T_g) - q_a) \quad (5)$$



Where  $\alpha$  is the soil resistance to the evaporation. It is defined by an analytic relation based on the concept of the limiting evaporation (Soares et al 1988, Wetzal and Chang, 1987):

$$\alpha = \min \left( 1, \frac{Elim}{Epot} \right) \quad (6)$$

Elim is a limit evaporation of a soil, which represents the highest flux which can be provided by the soil for a given surface water content profile (see paragraph VI-2).

Epot is the potential evaporation calculated using the Penman formula.

$\rho$  is the air density;  $c_p$  the specific heat of air  $\rho c_p = 1212 \text{ J.m}^{-3}.\text{K}^{-1}$

$\gamma$  is the psychrometric constant  $\gamma = 0.66 \text{ mbar.K}^{-1}$

$c_h$  is the heat transfer coefficient calculated using the Businger and al(1971) formula and the Louis (1979) stability corrections.

$q_{sat}(T_g)$  et  $q_a$  are respectively the partial pressure of water vapour at saturation at  $T_g$ , and the specific humidity of air at 2m.

Therefore, 3 parameters which are thermal inertia  $P$  (see equations 1 et 2), hydraulic diffusivity  $D$  (see eq 3) and limit evaporation  $Elim$  (see eq 6 et 5) have to be set a value for running the model. We will present in the fourth part, a methodology to evaluate these parameters.

### ***III Brief description of HAPEX-MOBILHY(H-M) experiment***

In this part, a short description of H-M experiment, its objectives and its means will be presented (André et al, 1986). The measurements used in this work will be related in details.

The H-M program was designed to document ground atmosphere interactions, especially evapotranspiration at a GCM scale of  $10^4$  km<sup>2</sup>. This experimental program, located in South-West France, involved surface networks and remote sensing measurements. During the Special Observing Period (SOP)(7 May- 15 July 1986), a wide range of instruments were deployed, among which were micrometeorological networks, well-suited for local water balance monitoring.

For the present study, we have used:

- The local soil water content measurements to initialize the two reservoirs
- The atmospheric forcing measurements (wind speed, temperature and the air humidity and global radiation)
- The surface fluxes and surface temperature to calibrate and validate the model.

Atmospheric forcing and fluxes measurements were carried out by SAMER equipment ("Système Automatique de Mesure de l'Evapotranspiration Régionale"). A detailed description of these equipments can be found in Bessemoulin and al (1987).

These stations measured, every 15 mn, the four components of the radiation flux, the sensible heat flux and the ground flux. The sensible heat flux is estimated from 15 mn averaged gradients of wind and temperature; the ground flux is measured by a fluxmeter at 2cm below the surface and the evaporation flux is then obtained by balancing the surface energy fluxes. These stations, also measured at 2 meters above the ground, wind, temperature and relative humidity.

They were installed over 12 selected sites (Fig 1), the local characteristics of each site are displayed on Table 1.



A detailed study about the textural characteristics of H-M soils has been achieved by Mascart and al (1988). It results that the various types of soils can be classified in two sets: sand and sandy clay loam. Then, only results about these two classes will be presented.

At the same time, near each SAMER station, the measurements of water soil content were done using neutron sounding every 10 cm, starting at 5 cm from the soil surface. But , the observations were made only once a week, so we have been obliged to use the gypsum blocks measurements made once every two days ( Carlson et al ,1986), at Castelnau and Lubbon (Fig 2).

About the surface temperatures, the only measurements available are the local one made at Castelnau by INRA; they will be used to validate the simulated ones.

#### ***IV A methodology proposed to evaluate the sensible parameters of the interface model over bare soils.***

In the second part, we have shown that the knowledge of the 3 soil parameters, thermal inertia P, hydraulic diffusivity Dw and limit evaporation Elim, is necessary to run the model.

How can we evaluate these parameters when we do not have their actual values?

To answer this question, we will show the different ways to evaluate them and the solution retained in the case of H-M experiment where the only soil measurements available are the soil moisture profiles.

The thermal inertia P, at regional scale, can be obtained using the infra-red temperature from satellite, T<sub>smax</sub> and T<sub>smin</sub>,(Carlson et al, 1981). At a local scale ,for a given soil textural type, it may be estimated using literature formulations which relate the thermal conductivity  $\lambda$ ,and the heat capacity  $\rho c$

to the soil moisture  $w$  (De Vries,1963; Al Nakshabandi and Khonke, 1965; Mc Cumber and Pielke,1981). The third manner to evaluate  $P$  is to fit it to reproduce the ground flux measured locally.

The hydraulic diffusivity  $D_w$ , can be fitted, at a regional scale, using the temporal variation of surface moisture estimated from radar (Bernard et al, 1986). At a local scale it may be given using the textural classifications available in the literature which relate the hydraulic conductivity and soil potential to the soil moisture (Clapp and Hornberger, 1978; Cosby et al, 1984; Abramopoulos et al, 1988), or may be fitted to reproduce the surface moisture measured locally.

The limit evaporation  $E_{lim}$ , as it is a function of  $D_w$ , can be deduced from  $D_w$  or can be fitted to reproduce the local sensible heat flux measured by a local station .

In the first step, the different parameterisations of  $P$ ,  $D_w$  and  $E_{lim}$  will be tested locally in our model by comparison of the simulated fluxes (heat flux  $H$  and ground flux  $G$ ) to the measured ones at 2 sites: Castelnau for the sandy clay loam and Lubbon for sand.

When this comparison is not acceptable,  $P$ ,  $E_{lim}$  and  $D_w$  will be adjusted to reproduce the observations. This calibration needs measurements over 2 periods : a dry one and a wet one during which the evaporative demand is high enough to equal the limit evaporation and the observed latent heat flux. These two periods can be found during Hapex at the end of May and the beginning of June. At that time, the ratio of the surface moisture against its saturated value ( $w_g/w_{sat}$ ) varies between 0.4 and 0.6. Therefore, the tests and the calibration will be discussed for the surface moisture values within this interval.

## ***V Calibration of thermal soil parameters:***

### ***1 Thermal inertia P***

P is defined by:

$$P = \sqrt{\rho c \lambda} \quad (7)$$

where  $\rho c$  is the heat capacity

and  $\lambda$  is the thermal conductivity

$\rho c$  and  $\lambda$  vary with the soil composition and the soil moisture (De Vries, 1963).

### 1 a *Heat capacity $\rho c$*

Following De Vries (63),  $\rho c$  can be found by addition of the heat capacity of the various phases: the solid phase  $(\rho c)_i$ , the liquid water  $(\rho c)_w$  and air  $(\rho c)_{air}$ , then:

$$\rho c = (1 - \omega_s) (\rho c)_i + \omega (\rho c)_w + (\omega_s - \omega) (\rho c)_{air} \quad (8)$$

where  $\omega$  is the volumetric moisture content and  $\omega_s$  is the saturation moisture content, which is also the porosity.

From De Vries (1975), the contribution of air can be neglected and the contribution of mineral matter is comparable to organic one, (see table 2).

From De Vries (1963), it appears that  $\rho c$  does not depend heavily on the soil nature. Figure 3 shows the variations of  $\rho c$  as function of water content for different type of soils.

Then, the volumetric heat capacity of all types of soils can be related to the soil moisture by:

$$\rho c = (0.3 + \omega) \times 4.18 \cdot 10^6 \quad J. ^\circ C^{-1}. m^{-3} \quad (9)$$

### 1b *Thermal conductivity $\lambda$*

The case of the thermal conductivity is more complex. It depends on soil grain form, its interstices and its mineral and organic thermal conductivities which are very different ( see Table 2).

It appears that without detailed information about a soil composition, which is the case of H-M experiment, only a rough estimation of  $\lambda$  can be given.

Among the different parameterisations existing in the literature, the most popular are those from De Vries (1963) (DV), Al Nakshabandi and Kohnke (1965)(AK), and Mc Cumber and Pielke(1981) (MC).

Following DV and AK,  $\lambda$  can be written as a function of soil moisture  $\omega$ :

$$\lambda = a + b\sqrt{\omega} \quad (10)$$

where a and b are constants given for each type of soil.

Following Mc Cumber (1981) which fits its formulations on the values from Al Nakshabandi and Kohnke (1965),  $\lambda$  is related to the soil hydraulic potential  $\Psi$  for all types of soils by:

$$\begin{aligned} \lambda &= 419 \exp(- (P_f + 2.7)) & \text{for } P_f \leq 5.1 & \quad (11) \\ \lambda &= 0.171 & \text{for } P_f > 5.1 & \end{aligned}$$

$\lambda$  is expressed in  $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$

$P_f = \log_{10} |\Psi|$  ,  $\Psi$  is in cm

On the figure 4, which shows the variation of  $\lambda$  as a function of the soil moisture  $\omega$  for 2 soils (loam and sand). We can remark that , for the same soil, the values of  $\lambda$  given from the 3 parameterisations are very different.

Each of these formulations has been tested in our model at 2 sites: Lubbon for sand and Castelnau for loam, by comparing the ground flux  $G$  estimated and observed. We have used the measurements of the ground fluxes measured by SAMER stations with the fluxmeters or given, at Castelnau, by the thermal stock variation in the layer 0-1m. We can note that the SAMER station fluxmeters underestimate the real flux  $G$  (40 to 60%) because the sensors are at 3 cm below the surface and therefore do not take into account the heat stored in the first 3 cm. This underestimation appears in the figure 5 which shows the variation of the ground heat flux  $G$ , measured by different means at Castelnau on 15 June 1986. We note that the measurements given by 2 different fluxmeters are in good agreement, but both of them are distinctly smaller (60%) than  $G$  values given by the thermal stock variation method. Then the soil heat flux measured by SAMER stations has been corrected in order to increase the observed values by 40% (Brunet, 1984).

All the parameterisations of  $\lambda$  overestimate the ground flux  $G$ . On the figure 6, which represents the variation of  $G$  at Castelnau on 15 June, we can remark that  $G$  simulated by De Vries parameterisation is distinctly greater than the observed one. The Khonke and Mc Cumber parameterisations, which give greater  $\lambda$  than De Vries are even more unsatisfactory. We decided, therefore to fit the values of  $\lambda$  directly on the  $G$  measurements.

The adjusted values are:

$$\text{For sand } \lambda = \frac{\lambda_{DeVries}}{4} = 0.055 + 0.51 \sqrt{wg} \quad W.m^{-1}.K^{-1} \quad (12)$$

$$\text{for loam: } \lambda = \frac{\lambda_{DeVries}}{6} = 0.06 + 0.46 \sqrt{wg} \quad W.m^{-1}.K^{-1} \quad (13)$$

These values are represented on the figure 4. They are largely smaller than the 3 parameterisation values. They are in a good agreement with the measurements of Kimball and al (1976) and Brunet(1984). We can also note that

these fitted values correspond to a high organic content according to De Vries(1963).

Moreover, we note that the adjusted values of  $\lambda$  for sand are closely related to the loam's one. Therefore only one formulation of  $\lambda$  can be retained for the two soils:

$$\lambda = 0.06 + 0.5 \sqrt{wg} \quad W.m^{-1}.K^{-1} \quad (14)$$

where  $wg$  is the surface moisture in  $cm^3/cm^3$

### *VI Calibration of hydraulic soil parameters*

The most sensible soil hydraulic properties are the limit evaporation or the soil resistance to the evaporation, and the hydraulic diffusivity. They depend on the soil texture and the soil moisture.

#### *1 hydraulic diffusivity $D_w$*

The hydraulic diffusivity  $D_w$  is an important parameter in the model because it controls the temporal evolution of the surface moisture  $wg$  (see equation 3).

$D_w$  is defined as a function of the hydraulic conductivity  $K_w$  and the soil potential  $\Psi$  by:

$$D_w = K_w \frac{\partial \Psi}{\partial w} \quad (15)$$

where  $w$  is a soil moisture

In the literature, many formulations relating  $K_w$  and  $\Psi$  to  $w$  exist. Three of them have been retained: parameterisations of Clapp and Hornberger (1978) (CL) and Cosby and al (1984) (CO) which are based on Campbell's (1974)

formulation . The third one is from Abramopoulos and al (1988) (AB) which is based on Gardner's (1970) formulation.

Following Campbell (1974),  $K_w$  and  $\Psi$  are related to  $w$  by:

$$\Psi_w = \Psi_s \left( \frac{w_{sat}}{w} \right)^b \quad (16)$$

$$K_w = K_s \left( \frac{w}{w_{sat}} \right)^{2b+3} \quad (17)$$

Subscript sat refers to saturation. The exponent  $b$  is a function of the soil textural class, as are  $\Psi_{sat}$ ,  $K_{sat}$  and  $w_{sat}$ .

Clapp and Hornberger (1978) and Cosby and al (1984) have proposed mean values for each of the four parameters for all the US Department of Agriculture (USDA) soil textural classes. Data for H-M soils used in this study are reproduced in table 3 for (CL) classification ,and in table 4 for (CO) one.

It should be noted that ,in the case of sand,the two classifications give values completely different, and for the other types of soils, the values of the potential at saturation given by CL are systematically bigger (x 10) than CO ones.

Therefore the values of the hydraulic diffusivity estimated by:

$$D_w = \frac{-b K_s \Psi_s}{w} \left( \frac{w}{w_{sat}} \right)^{b+3} \quad (18)$$

using the 2 classifications are different.

The third formulations of  $K_w$  and  $\Psi$  have been fitted to the data from Zabler, presented by Abramopoulos et al(1988)(AB). Their form are:

$$K_w = \exp ( a_{-1} w^{-1} + a_0 + a_1 w + a_2 w^2 ) \quad (19)$$

$$\Psi = - \exp ( b_{-1} w^{-1} + b_0 + b_1 w + b_2 w^2 ) \quad (20)$$

where  $a_{-1}$ ,  $a_0$ ,  $a_1$ ,  $a_2$ ,  $b_{-1}$ ,  $b_0$ ,  $b_1$ ,  $b_2$  are given for each type of soil.

The hydraulic diffusivity  $D_w$  estimated from each of these 3 parameterisations of  $K_w$  and  $\Psi$  is plotted on Fig 7 as a function of the ratio ( $w_g/w_{sat}$ ). It should be noted the differences between the 3 parameterisations. Particularly, in the case of sand, we remark that the values estimated from the classification of (CL) are much bigger than the two other ones within the concerned interval ( $w_g/w_{sat}$  between 0.4 and 0.6). Moreover, the time evolution of surface moisture predicted with (CL) values appears unrealistic (see fig 8). Then we have been obliged to fit  $D_w$  on the temporal behaviour of  $w_g$  obtained by gypsum blocks. The values of  $D_w$  fitted for sand are represented on Fig. 7. They are located between (CO) and (AB) values.

In the case of loam, the values estimated using the 3 classifications in the concerned interval of  $w_g/w_{sat}$  ([0.4,0.6]), are small and comparable, so any of them can be applied.

## ***2 Soil resistance to evaporation $\alpha$ . Limit evaporation $Elim$***

Following Bernard et al (1986) and Wetzal and Chang(1987), the soil surface resistance to the evaporation is defined using the concept of limit evaporation  $Elim$ , which is the maximum flux  $\Phi_{max}$  which can be provided by the soil for a given surface water content profile.

$$Elim = \rho_w L / \Phi_{max} \quad (21)$$

where  $\rho_w$  is the density of liquid water  $\rho_w = 10^3 \text{ kg.m}^{-3}$

$L$  is the heat of vaporisation  $L = 2.46 \cdot 10^6 \text{ J.kg}^{-1}$

From Darcy's law, neglecting the gravity force and assuming a constant flux in the surface layer (between  $z=0\text{cm}$  and  $z=10 \text{ cm}$ ),  $Elim$  can be expressed (Soares and al,1988) by:



$$Elim = \frac{\rho_w L}{z_0} \int_{w_c}^{w_g} D_w dw \quad (22)$$

where  $z_0$  is the thickness of the surface layer (10 cm)

$w_g$  is the surface moisture

$w_c$  is the critical moisture .

and  $D_w$  is the hydraulic diffusivity.

$Elim$  is the most sensible hydraulic parameter because it is the real evaporation when it is lower than the evaporative demand ( $E_{pot}$ ):

$$LE_g = Elim \quad \text{if } Elim < E_{pot}$$

$$LE_g = E_{pot} \quad \text{if } Elim \geq E_{pot}$$

As it is expressed in equation 22,  $Elim$  is a function of the hydraulic conductivity. Then  $Elim$  can be simulated using the 3 parameterisations of soil hydraulic parameters. Its values are presented on Fig. 9 as a function of  $w_g/w_{sat}$ ., showing clearly that the predicted values are different with the 3 classifications.

In the case of sand, in particular, the simulated values of  $Elim$  using (CL) classification are greater than the observations. As a matter of fact, when  $w_g/w_{sat}$  varies between 40 and 60 %,  $Elim$  from (CL) varies between 500 and 900  $W.m^{-2}$ , whereas the actual values vary between 150 and 400  $W.m^{-2}$ . The values deduced from (CO) appear more realistic but they are smaller than the observations. The (AB) values also are not in agreement with the measurements. Similarly, in the case of sandy clay loam, the values of  $Elim$  simulated with the 3 parameterisations, when  $w_g/w_{sat}$  varies between 0.4 and 0.5, are significantly smaller than the observations (see Fig. 9).  $Elim$  has been also simulated using the constants of the other types of soil which are closed to sandy clay loam, but none of them agree with the observations. Hence, in the case of these 2 soils, none of these parameterisations was retained to simulate

Elim, and Elim has been calibrated to reproduce the SAMER observations using the following function of Elim adapted from Soares et al (1988):

$$Elim = a \exp(b w g^2) \frac{w_{sat}}{w_{sat} - w g} \quad (23)$$

where a and b are constants depending on the soil nature,  $w g$  is the surface moisture and  $w_{sat}$  is the saturation one.

a and b have been adjusted using the 2 periods, a wet one and a dry one, with a high potential evaporation in order to make the limit evaporation equal to the observed values.  $w_{sat}$  has been deduced from the neutron probe measurements during 2 years.

The fitted values are then:

$$\text{For sand} \quad : a=30 \quad b=37 \quad \text{with } w_{sat}=0.35 \quad (24)$$

$$\text{For sandy clay loam} \quad : a=26 \quad b=49 \quad \text{with } w_{sat}=0.42 \quad (25)$$

Elim deduced from these values is represented on fig 9 for the 2 soils. It is clear that the fitted values are distinctly different from the values predicted by the 3 classifications.

### ***VII Validation of the adjusted values.***

In the first step, these fitted values have been validated over bare soils at Castelnau and Lubbon sites by comparison of the simulated fluxes with SAMER measurements of surface fluxes (net radiation, sensible heat flux and ground heat flux) for different days, during which there was no rain, and for which the data of soil moisture, atmospheric forcing and surface fluxes were available. The predicted fluxes are in a good agreement with the observations, as shows, in Fig 10, the comparison between the daily variation of the

simulated heat fluxes and the observed ones at Castelanau site. We note that at Lubbon, we have very few cases of comparisons (see Fig 11) because the vegetation started to grow at the beginning of June.

In the same way, at Castelnau site, the simulated temperatures have been compared to the local observations made locally by thermal infrared radiometer. The simulated surface temperatures remain slight smaller than the observed ones, up to 3-4°C ( Fig. 12). It may be due to the difference of integration scales between the very local measurements of temperature made by the radiometer and the SAMER fluxes ones which correspond to a field scale.

At the other SAMER sites, it was difficult to test these parameters over bare soils, because the data were rarely available during May and the potential evaporation was often attained.

### ***VIII Conclusion***

The use of land observations in the thermal infared and the microwave bands in order to infer the energy fluxes at the land interface , needs a realistic modelisation of the soil/vegetation/atmosphere behaviour.

To run, these models need to set some soil parameters which depend on the type of soil and on it's moisture content.

In this study, we have shown that the use of classical parameterisations of the thermal and hydraulic properties does not allow to reproduce the observed surface fluxes (ground flux G and sensible heat flux H). Then, we have shown that it is possible to obtain realistic soil parameters using measurements of surface fluxes (G and H) and surface soil moisture.

The methodology proposed here may be easily applied to remote sensed observations. It requires to have measurements in the thermal infrared

(surface temperature) and in the microwave ( surface soil moisture) and to dispose of micrometeorological networks, able to deliver atmospheric fluxes on regional representative sites, as SAMER stations.

Then the soil parameters are estimated in the following way:

The thermal inertia,  $P$ , is deduced from the surface temperatures  $T_{\text{max}}$  and  $T_{\text{min}}$  (Carlson and al, 1981).

The limit evaporation,  $E_{\text{lim}}$ , is fitted on the SAMER fluxes when the evaporative demand is high enough to make  $E_{\text{lim}}$  equal with the observed evaporation.

Finally, the hydraulic diffusivity,  $D_w$ , is adjusted on the time evolution of the surface moisture. We may remark that  $D_w$  could be deduced from the first derivative of  $E_{\text{lim}}$ . By doing so, we would obtain a value of  $D_w$  which is representative of the surface layer. The hydraulic diffusivity of the model is in fact a mean value between the values for the first and second layer.

**Acknowledgments.** The authors would like to thank C. Ottlé and A. Weill (CRPE), P. Mascart and J.P. Pinty (LAMP), J. L. Thony (IMG) and J. Noilhan (CNRM) for their comments and suggestions, and all the people who contributed to provide the field measurements data during HAPEX-MOBILHY experiment.

### References

**Abramopoulos, F., Rosenzweig, C. and Choudhury, B., 1988:** "Improved ground hydrology calculations for global climate models (GCM) : Soil water movement and evapotranspiration". *J. Climate Appl. Meteor.*, 1: 921-941.

**Al Nakshabandi, G. and H. Kohnke 1965:** " Thermal conductivity and diffusivity of soil related to moisture tension and other physical properties ". *Agr. Meteorol.* , 2, 271-279.

**André, 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". *Bull. Amer. Met. Soc.*, 67, 138-144.

**André, J.C. and collaborators, 1988:** "HAPEX-MOBILHY: First results from the Special Observing Period". *Ann. Geophys.*, 6, 477-492.

**Bernard, R., J.V. Soares and D. Vidal-Madjar, 1986 :** "Differential bare field drainage properties from airborne microwave observation". *Water Resour. Res.*, 22(6), 869-875 .

**Bessemoulin, P., G. Desroziers, M. Payen et C. Tarrieu 1987 :** " Atlas des données SAMER " . EERM/CNRM.

**Bhumralkar, C.M., 1975:** " Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in atmospheric general circulation model", *J. Appl. Meteor.*, 14, 1246-1258.

**Blackadar, A.K., 1976:** "Modeling the nocturnal boundary layer". *Pro. Third Symp. on Atmospheric Turbulence, Diffusion and Air Quality, Boston, Amer. Meteor. Soc.*, 46-49.

**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. Université scientifique et médicale de Grenoble, 201 pages.

**Businger, J.A., J.C. Wyngaard, Y. Izumi and E.F. Bradley, 1971:** " Flux profile relationships in the atmospheric surface layer" , *J. Atmos. Sci.*, 28, 181-189.

**Campbell, G.S., 1974:** " A simple method for determining unsaturated conductivity from soil moisture retention data", *Soil Sci.*, 117, 311-314.

**Carlson, T.N., J.K. Dodd, S.G. Benjamin and J.N. Cooper, 1981:** " Satellite estimation of surface energy balance, moisture availability and thermal inertia", *J. Appl. Meteo.*, 20, 67-87.

**Carlson, T.N., E.M. Perry, M J. Buffam and K. Dresher, 1986 :** " Summury of gypsum block soil moisture measurements made in France, May - July 1986 ". Pennsylvania State University

**Carlson, T. and J.El Salem 1986:** "Measurement of soil moisture using gypsum blocks". Pennsylvania State University.

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

**Cosby, B.J., G.M. Hornberger, R.B Clapp and T.R. Ginn, 1984 :** "A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics of the physical properties of soils". *Water Resour. Res.* , 20, 682-690.

**Deardorff, J.W. 1977 :** " A parametrization of ground surface moisture content for use in atmospheric prediction models ". *J. App. Meteor.*, 16 , 1182-1185.

**Deardorff, J.W. 1978.:** " Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of layer of vegetation". *J. Geophys. Res.* ,83(C4) 1889-1903.

**De Vries, D.A., 1963:** "Thermal properties of soils", in *physics of plant environment*, ed. Van Wijk, W. R. North Holland Publishing, Amsterdam.

**De Vries, D.A., 1975 :**"Heat transfer in soils ", in "Heat and Mass Transfer in the Biosphere"(D.A. de Vries and N.H. Afgan, eds). Part 1, pp. 5-28, Wiley.

**Gardner, W.R., D. Hillel and Y. Benyamini, 1970:** "Post irrigation movement of soil water:1. Redistribution". *Water Res.*, 6,3, 851-861.

**Kimball, B. A., R. D. Jackson, F. S. Nakayama, S. B. Idso, and R. J. Reginato, 1976:** "soil heat flux determination : temperature gradient method with computed thermal conductivities". *soil Sci. Amer. J.* , 40, 25-28.

**Louis, J.F., 1979 :** " A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere". Bound. Lay. Meteor., 17, 187-202.

**McCumber, M. and R. Pielke, 1981:** " Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in mesoscale numerical model ". 1. Soil layer. J. Geoph. Res., 86, C10, 9929-9938.

**Mascart, P., J. Gelpe and J.P. Pinty, 1988:"** Etude des caractéristiques texturales des sols dans la zone HAPEX-MOBILHY". LAMP, Clermont Ferrand, France.

**Raffy, M. and F. Becker, 1985:** " An inverse problem for remote sensing in the thermal infrared bands and its solutions". J. of Geoph. Res., D3, 90, 5809-5819.

**Soares, J. V., R. Bernard, O.Taconet, D.Vidal-Madjar and A. Weill 1988 :** "Estimation of Bare soil Evaporation from airborne measurements". J. of Hydro. ,99, 281,296

**Taconet, O., R. Bernard, and D. Vidal-Madjar , 1986, :** " Evapotranspiration over an agricultural region using a surface flux / temperature model based on NOAA-AVHRR data.". J.Climate Appl. Meter.,25, 284-307.

**Wetzel, P.J., D. Atlas and R.H. Woodward, 1984:** "Determining soil moisture from geosynchronous satellite infrared data: A feasibility study". J. Climate Appl. Meteor., 23, 375-391.

**Wetzel, P.J. and J.T. Chang, 1987:** "Concerning the relationship between Evapotranspiration and soil moisture". J. of Climate Appl. Meter., 26, 18-27.

### **FIGURE CAPTIONS**

**Fig 1:** Localisation of the SAMER stations network over the HAPEX-MOBILHY area.

**Fig 2:** Time variation of surface soil moisture at Lubbon(sand) and at Castelnau(sandy clay loam). The dashed line show the gypsum block measurements made once every two days. The triangles show the neutron sounding observations made once a week.

**Fig 3:** Variation of the heat capacity  $\rho c$  as a function of the soil moisture content, for different types of soils ( sand, loam and clay). From De Vries (1963).

**Fig 4:** Variation of the thermal conductivity as a function of the soil moisture content for two types of soil: sand and loam, from classifications of De Vries(1963) and Al Nakshabandi and Khonke (1965)

**Fig 5:** Time variation of the ground heat flux  $G$  at Castelnau during 15 June 1986. The dashed line represents the  $G$  measurements made by two different fluxmeters (at 2 cm and at 3 cm). The solid line represents the  $G$  measured at 0 cm by the thermal stock variation method.

**Fig 6:** Time variation of the ground heat flux  $G$  at Castelnau during 15 June 1986. The solid line represents the  $G$  measurements at 0 cm. The dashed lines represent the  $G$  simulated with De Vries parametrisation, and with the fitted values of the thermal conductivity.

**Fig 7:** Variation of the hydraulic diffusivity  $D_w$  as a function of the soil moisture content from different parametrisations for 2 soils: Sandy clay loam and Sand.

**Fig 8:** Time evolution of the surface moisture content over sand of Lubbon, using 2 different classifications of the hydraulic parameters: Clapp and Hornberger (1978) (solid line); Cosby et al ( 1984) (triangles).



Fig 9: Variation of the limit evaporation as a function of the ratio  $w_g/w_{max}$  ( $w_g$  is the surface soil moisture,  $w_{max}$  is at saturation), using 3 different classifications of the hydraulic parameters.

Fig 10: Comparison between the sensible heat flux simulated (dashed line) and observed (solid line) at Castelnau (Sandy Clay Loam).

Fig 11: Comparison between the sensible heat flux simulated (dashed line) and observed (solid line) at Lubbon (sand).

Fig 12: comparison between the surface temperature simulated (solid line) and observed (dashed line) at Castelnau (Sandy Clay Loam).

**TABLE CAPTIONS**

Table 1: textural properties of soils and data available over bare soils at the 12 SAMER stations during the Special Observing Period (SOP) of HAPEX-MOBILHY experiment.

Cl: clay; Lo: Loam; Sa: Sand.

wg/week, wg/day: surface soil moisture measured once a week and everyday.

Ts: surface temperature; Rn : net radiation; Hs: sensible heat flux; G: ground heat flux.

Table 2: Thermal properties and densities of soil materials, water and air at 10° C and of ice at 0°C. From De Vries(1975).

$\rho$  is the density; C is the specific heat and  $\lambda$  is the thermal conductivity.

Table 3: Representative values for hydraulic parameters in each textural class. from Clapp and Hornberger (1978)

$\eta_s$  is the soil moisture at saturation, which is also a porosity;  $\eta_c$  is the critical moisture;  $\Psi_s$  is the soil potential at saturation;  $K_s$  is the hydraulic conductivity at saturation and b is the slope of the retention curve (see eq 16).

Table 4: Representative values for hydraulic parameters in each textural class.

from Cosby and al (1984).

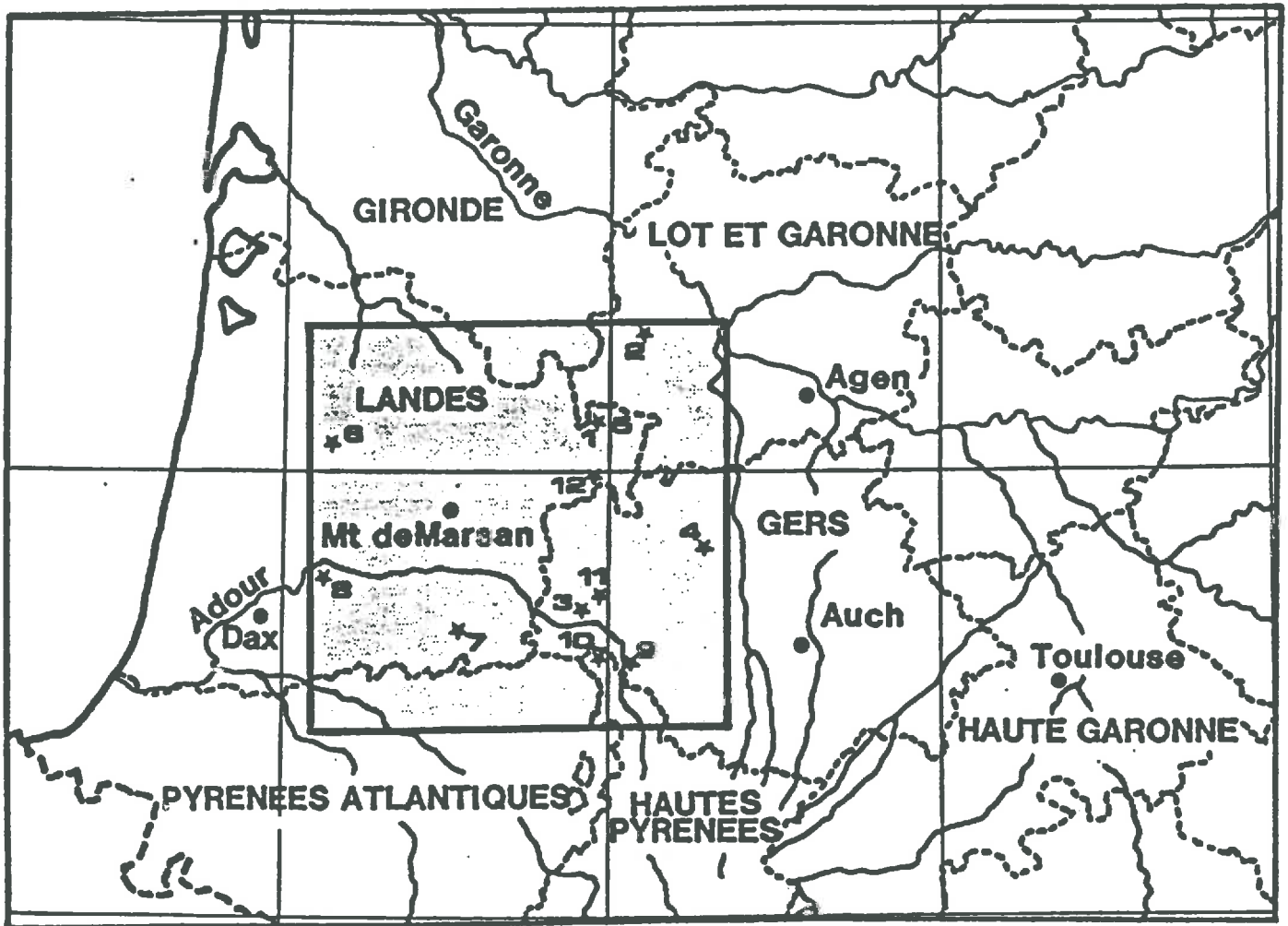
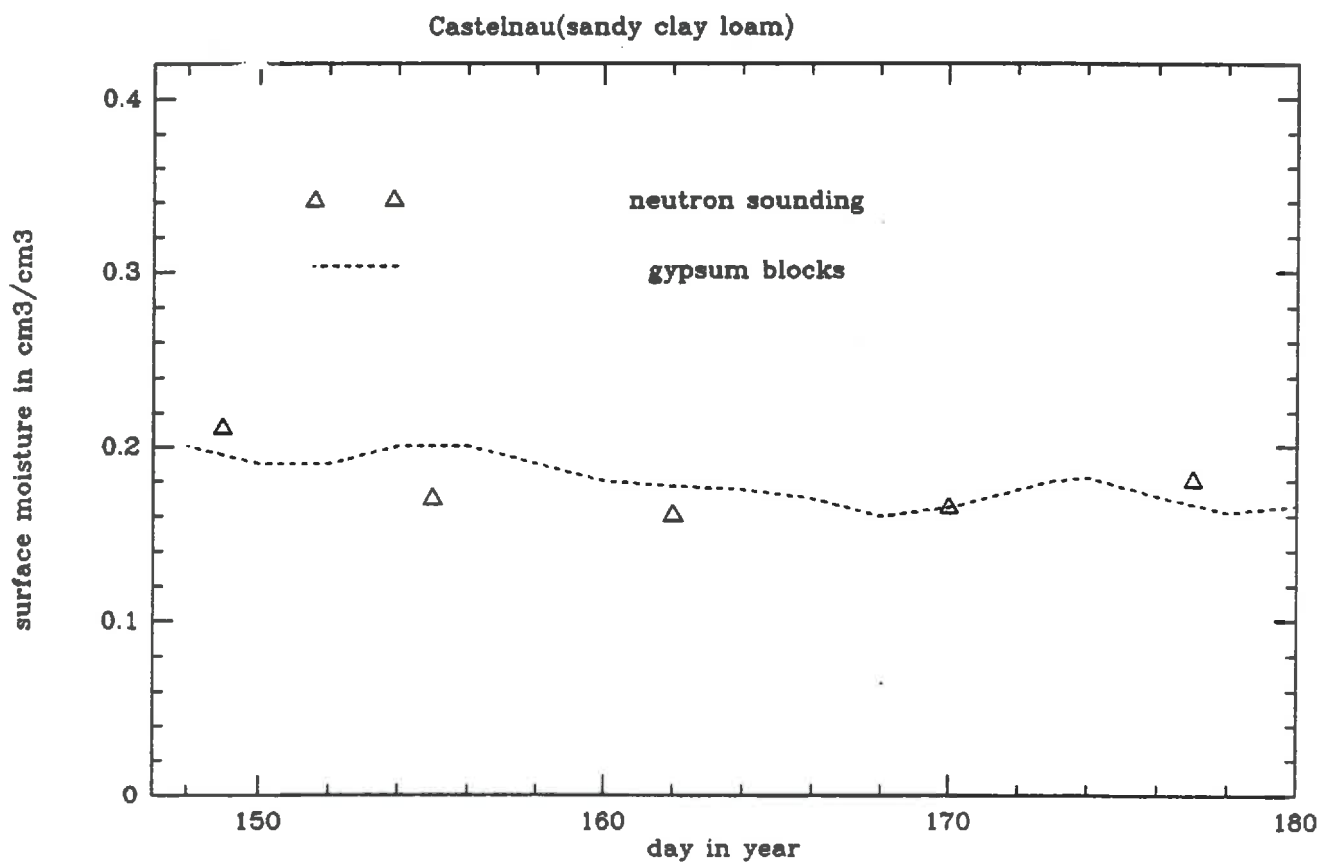
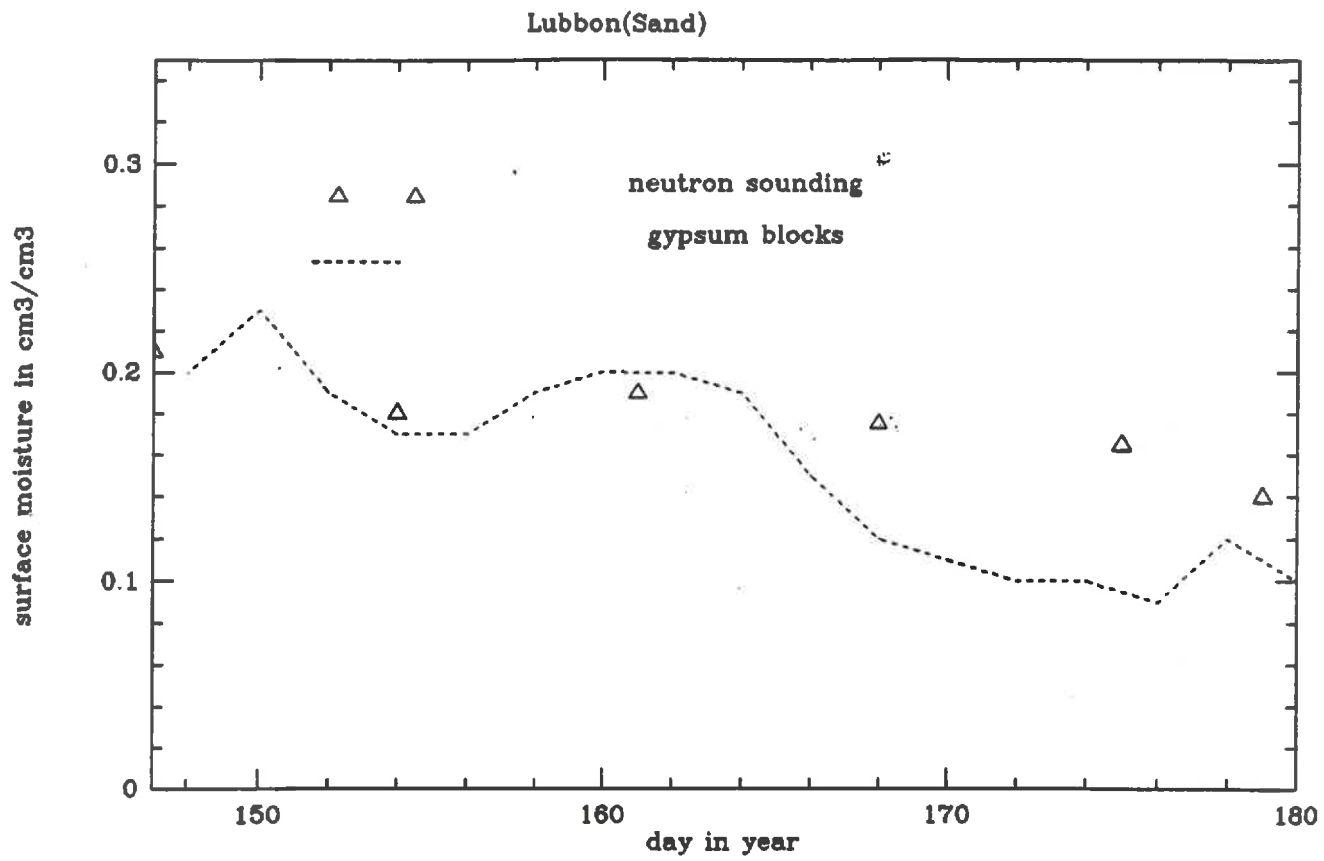


Fig 1: Localisation of the SAMER stations network over the HAPEX-MOBILHY area.



**Fig 2:** Time variation of surface soil moisture at Lubbon(sand) and at Castelnau(sandy clay loam). The dashed line show the gypsum block measurements made once every two days . The triangles show the neutron sounding observations made once aweek.

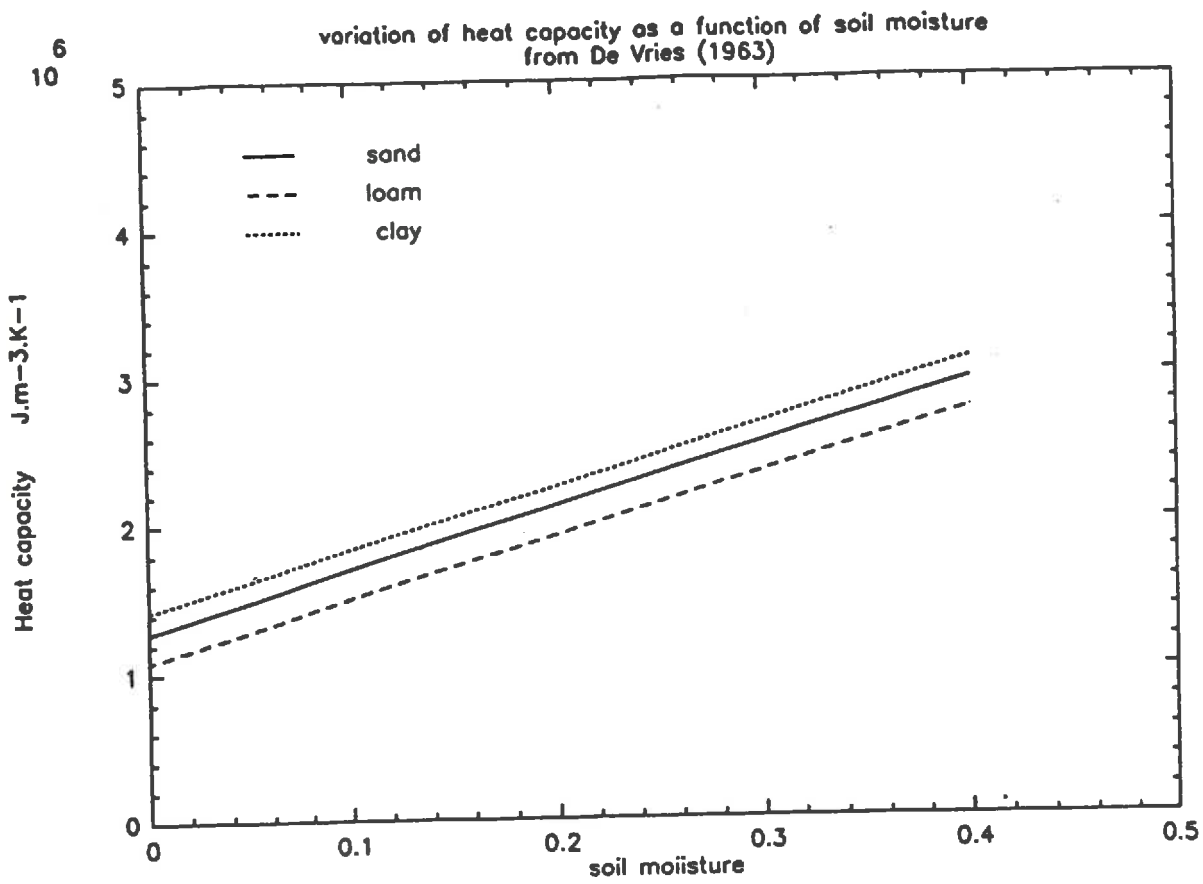


Fig 3: Variation of the heat capacity  $\rho c$  as a function of the soil moisture content, for different types of soils ( sand, loam and clay). From De Vries (1963).

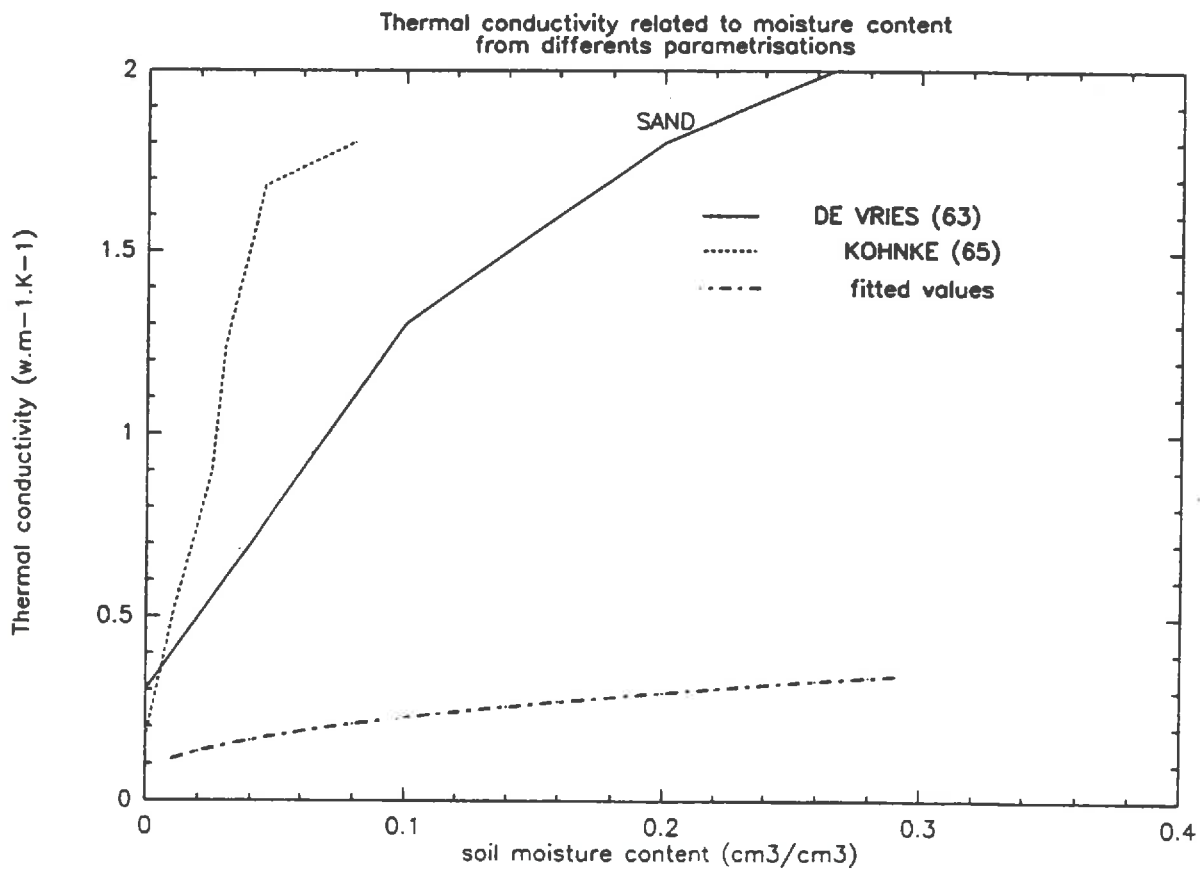
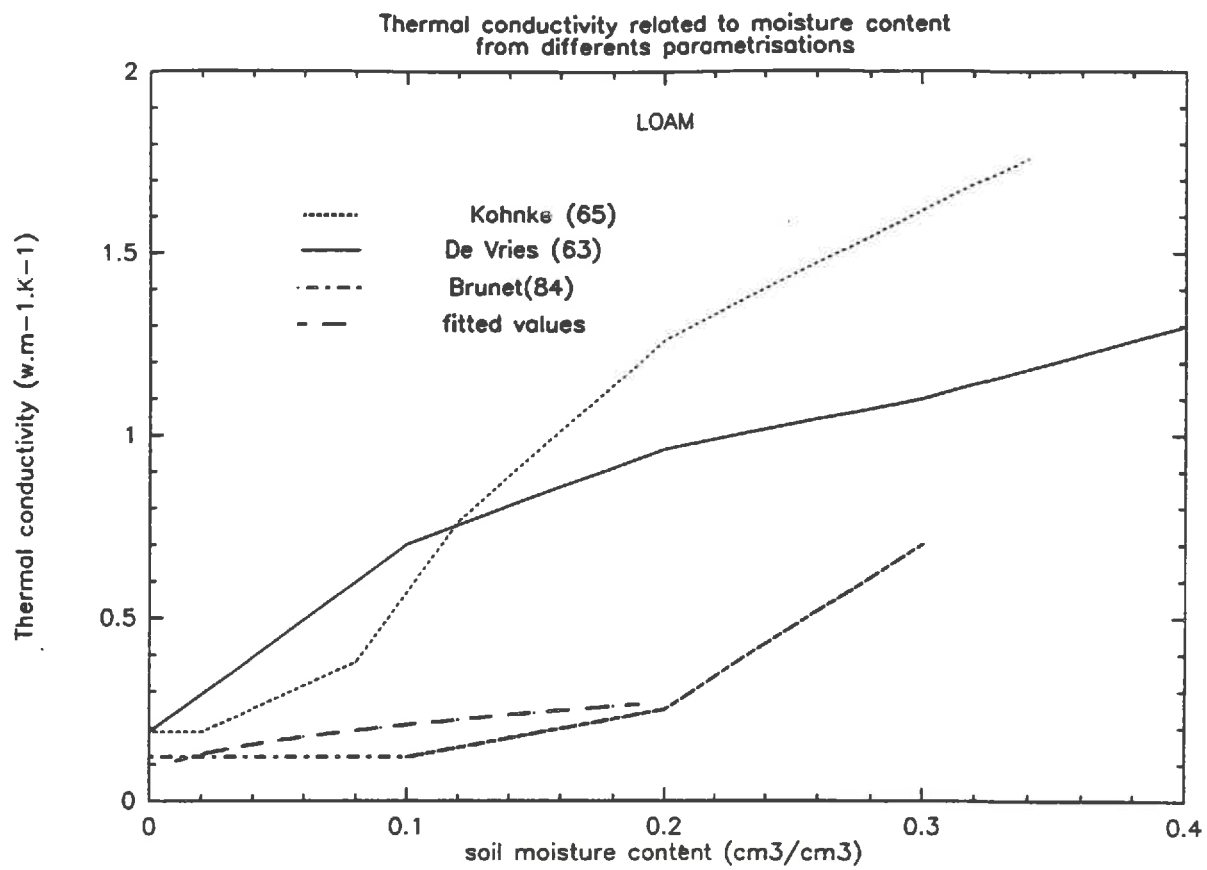
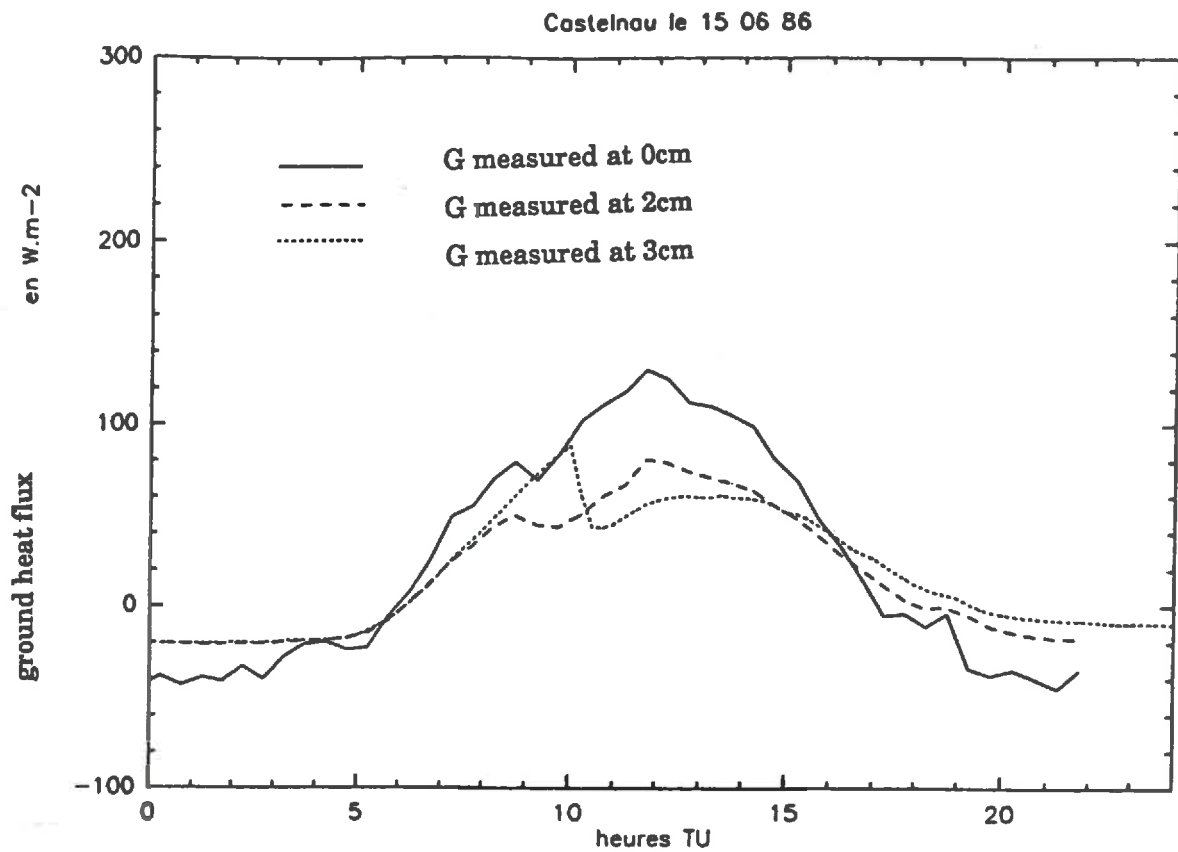
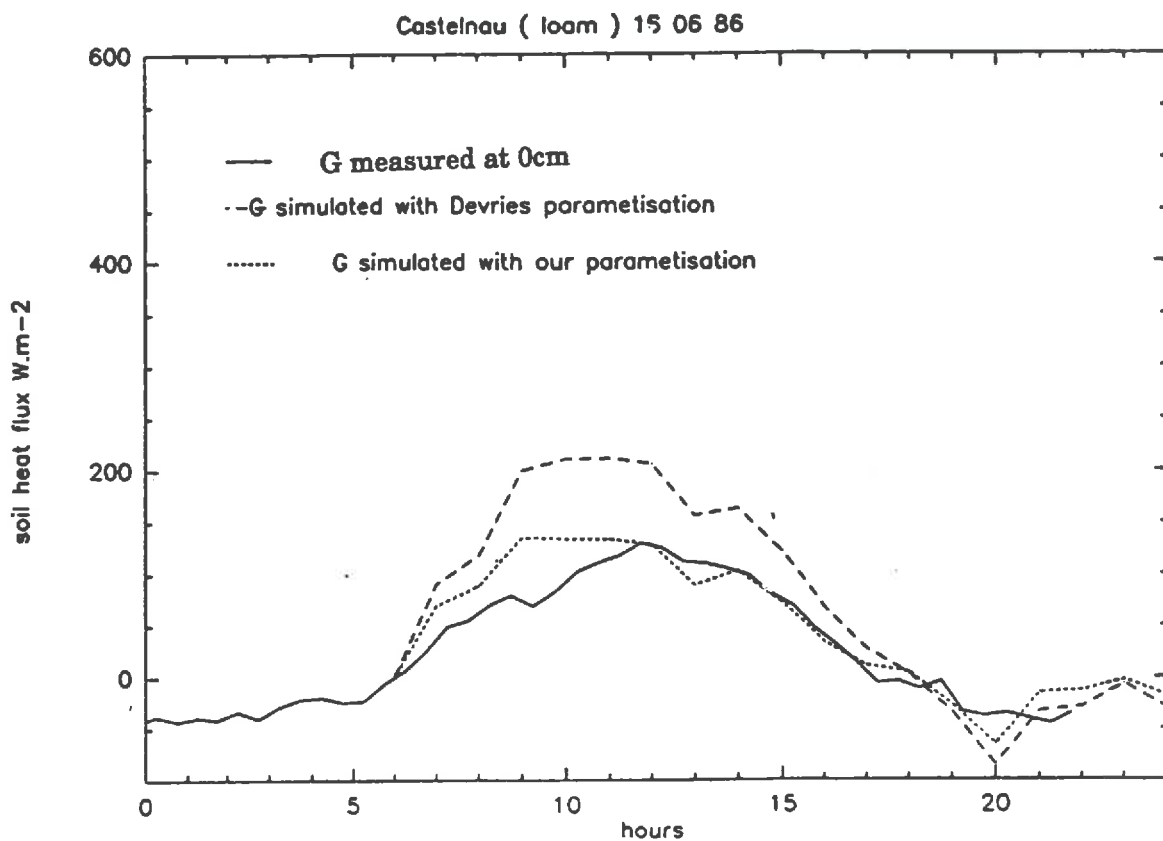


Fig 4: Variation of the thermal conductivity as a function of the soil moisture content for two types of soil: sand and loam, from classifications of De Vries(1963) and Alnakshabandi and Khonke (1965)

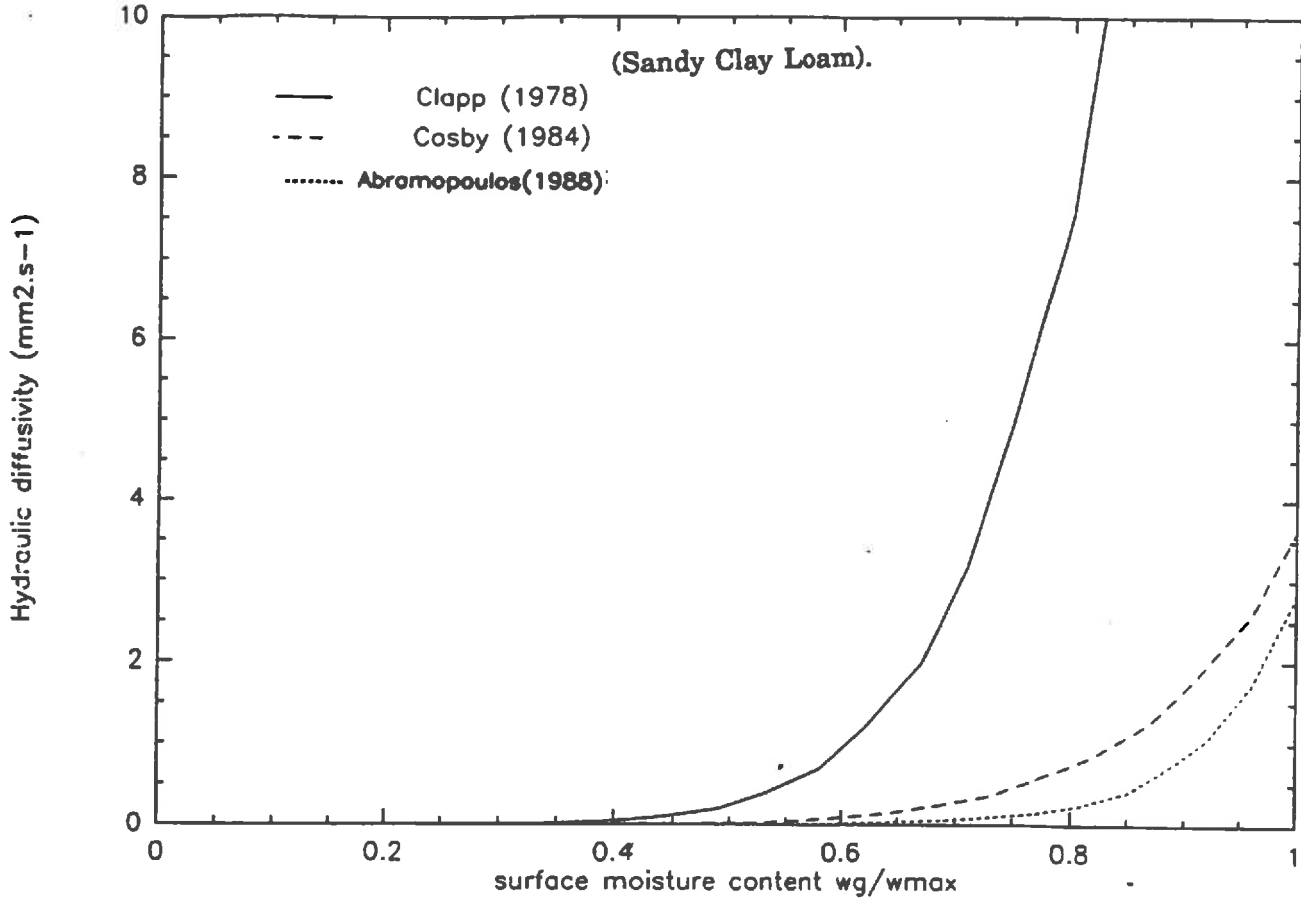


**Fig 5:** Time variation of the ground heat flux  $G$  at Castelnau during 15 June 1986. The dashed line represents the  $G$  measurements made by two different fluxmeters (at 2 cm and at 3 cm). The solid line represents the  $G$  measured at 0 cm by the thermal stock variation method.



**Fig 6:** Time variation of the ground heat flux  $G$  at Castelnau during 15 June 1986. The solid line represents the  $G$  measurements at 0 cm. The dashed lines represent the  $G$  simulated with De Vries parametrisation, and with the fitted values of the thermal conductivity

Hydraulic diffusivity related to surface moisture content from different parametrisations



Hydraulic diffusivity related to surface moisture content from different parametrisations

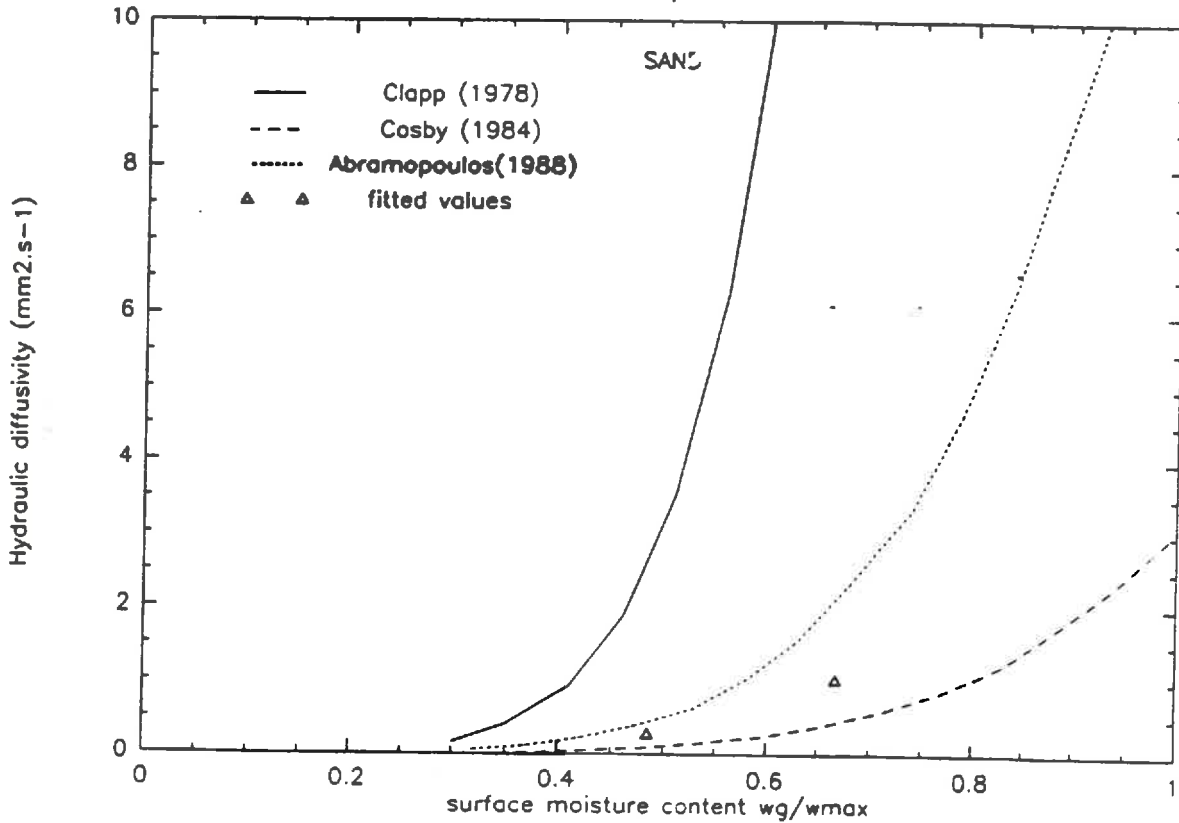
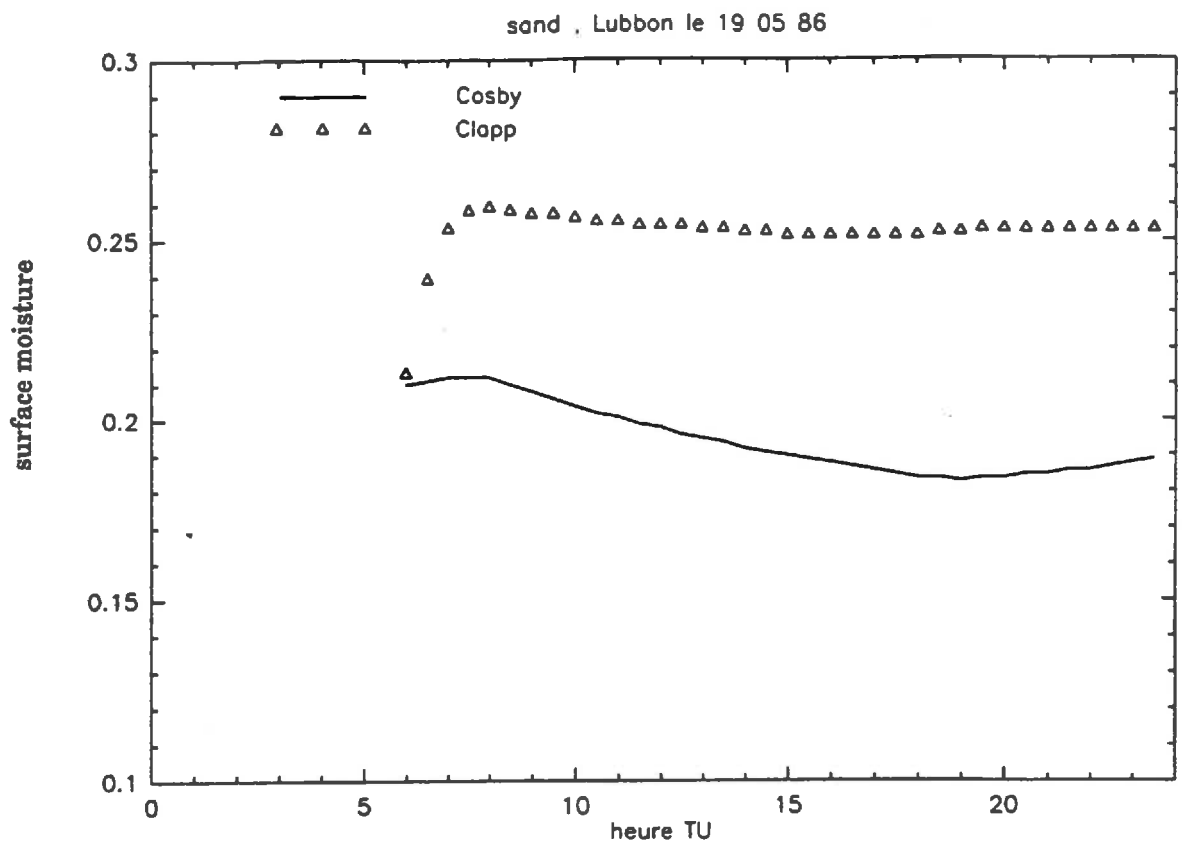


Fig 7: Variation of the hydraulic diffusivity  $D_w$  as a function of the soil moisture content from different parametrisations for 2 soils: Sandy clay loam and Sand.





**Fig 8:** Time evolution of the surface moisture content over sand of Lubbon, using 2 different classifications of the hydraulic parameters: Clapp and Hornberger, 1978, (solid line); Cosby et al, 1984, (triangles).

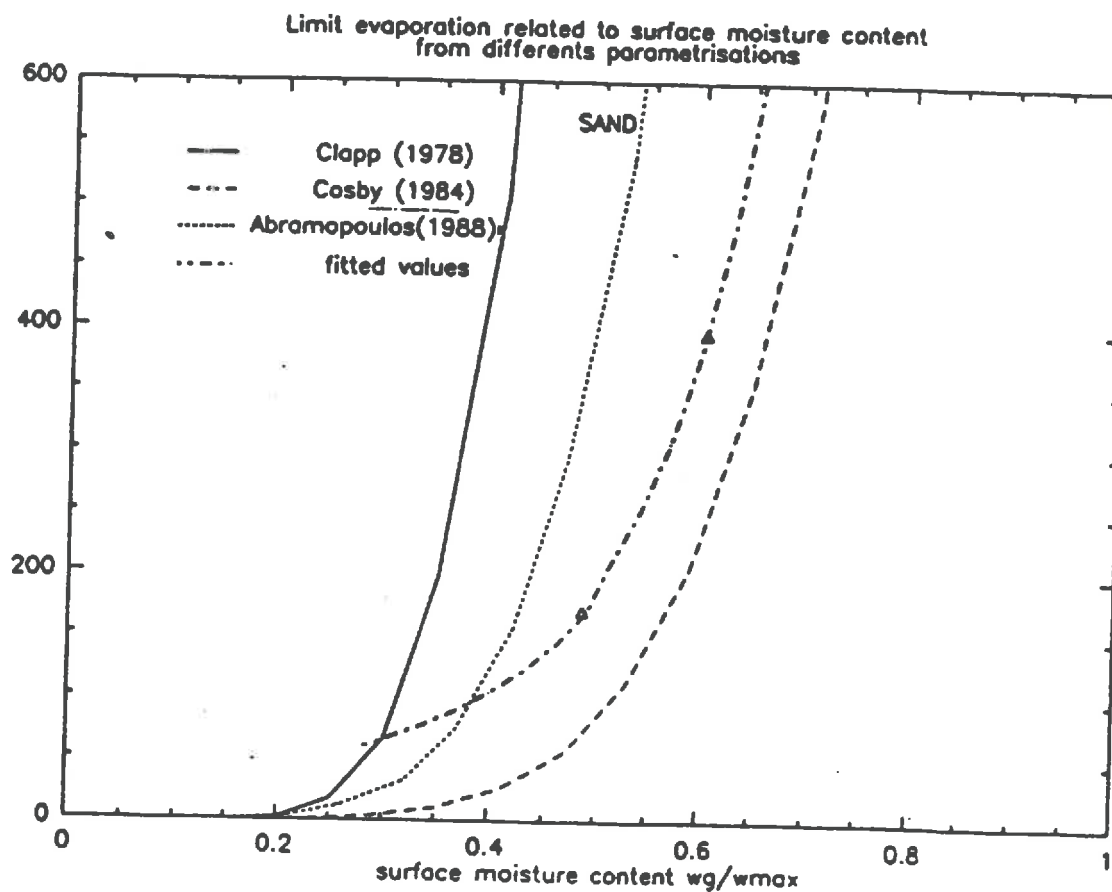
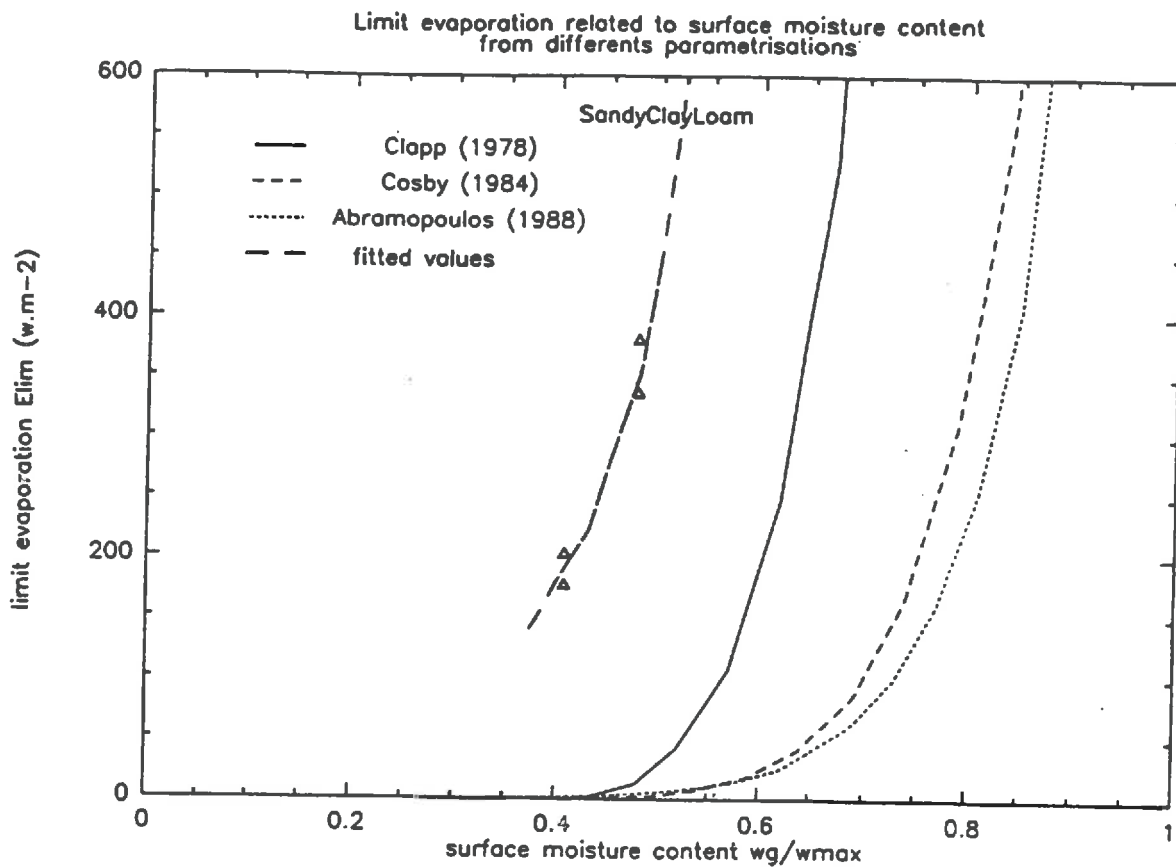
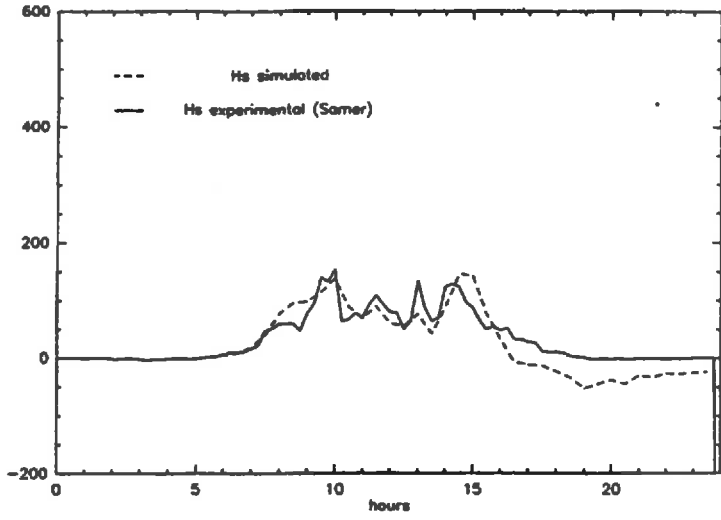
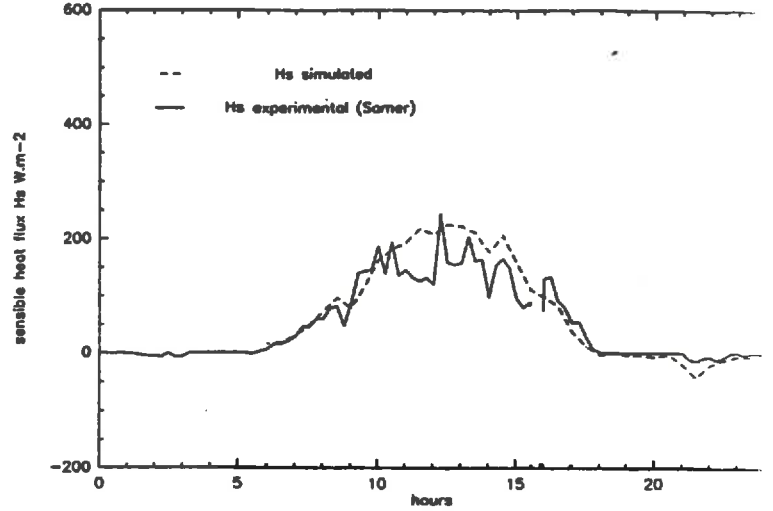


Fig 9: Variation of the limit evaporation as a function of the ratio  $w_g/w_{max}$  ( $w_g$  is the surface soil moisture,  $w_{max}$  is at saturation), using 3 different classifications of the hydraulic parameters.

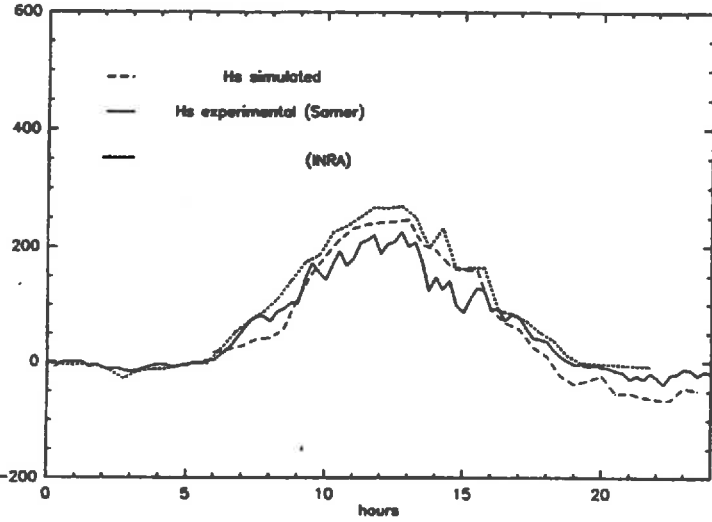
castelnou (loam) 31 05 86



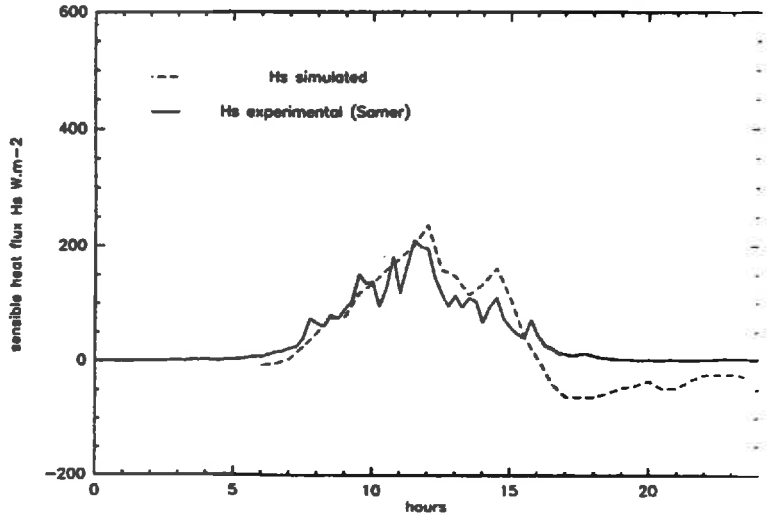
castelnou (loam) 08 06 86



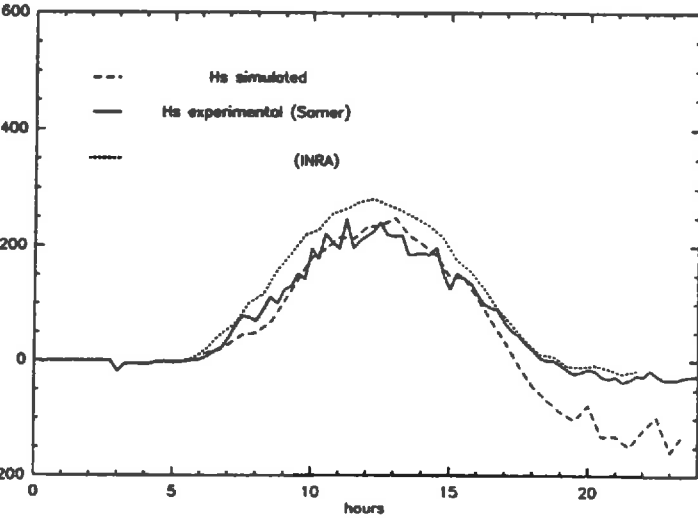
castelnou (loam) 09 06 86



castelnou (loam) 11 06 86



castelnou (loam) 15 06 86



castelnou (loam) 16 06 86

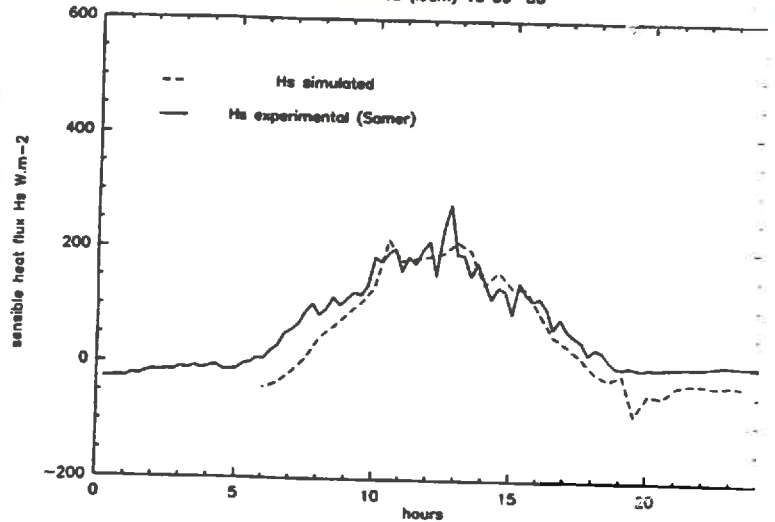
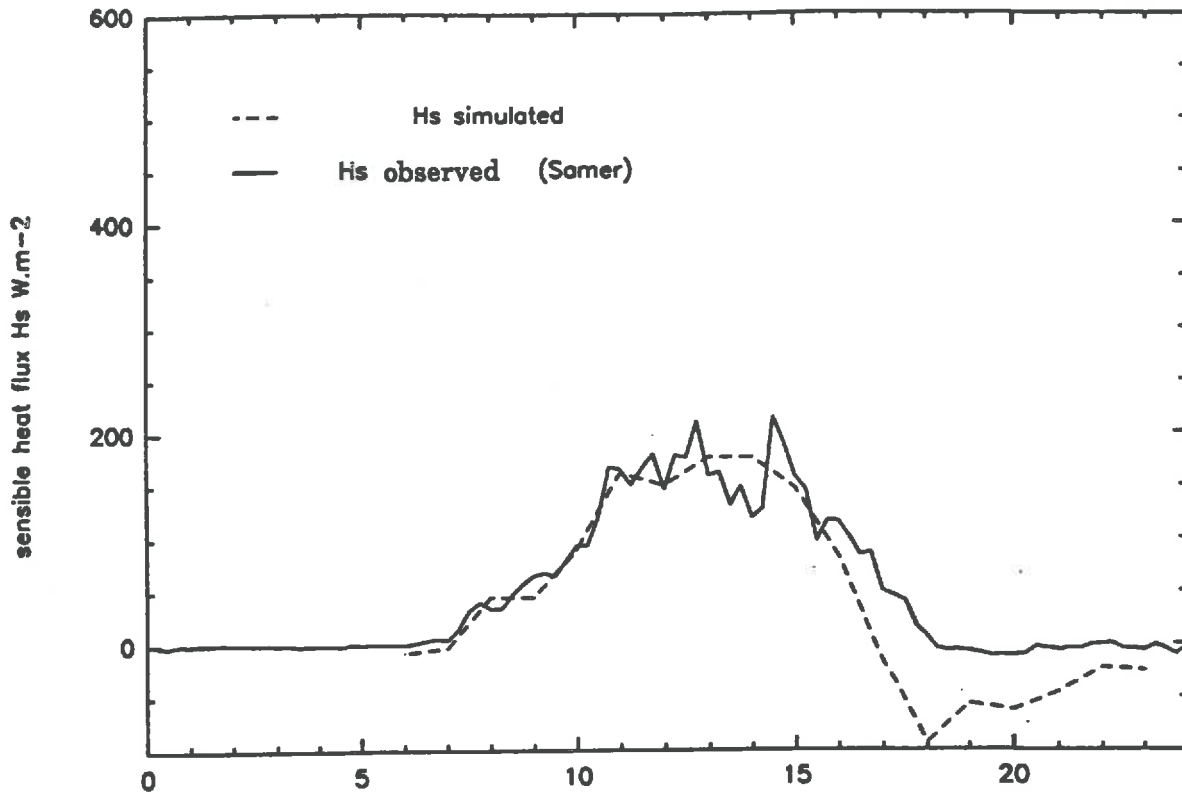


Fig 10: Comparison between the sensible heat flux simulated (dashed line) and observed (solid line) at Castelnau (Sandy Clay Loam).

Lubbon2 (sand) 19 05 86



LUBBON2(sable,mais) 16 06 86

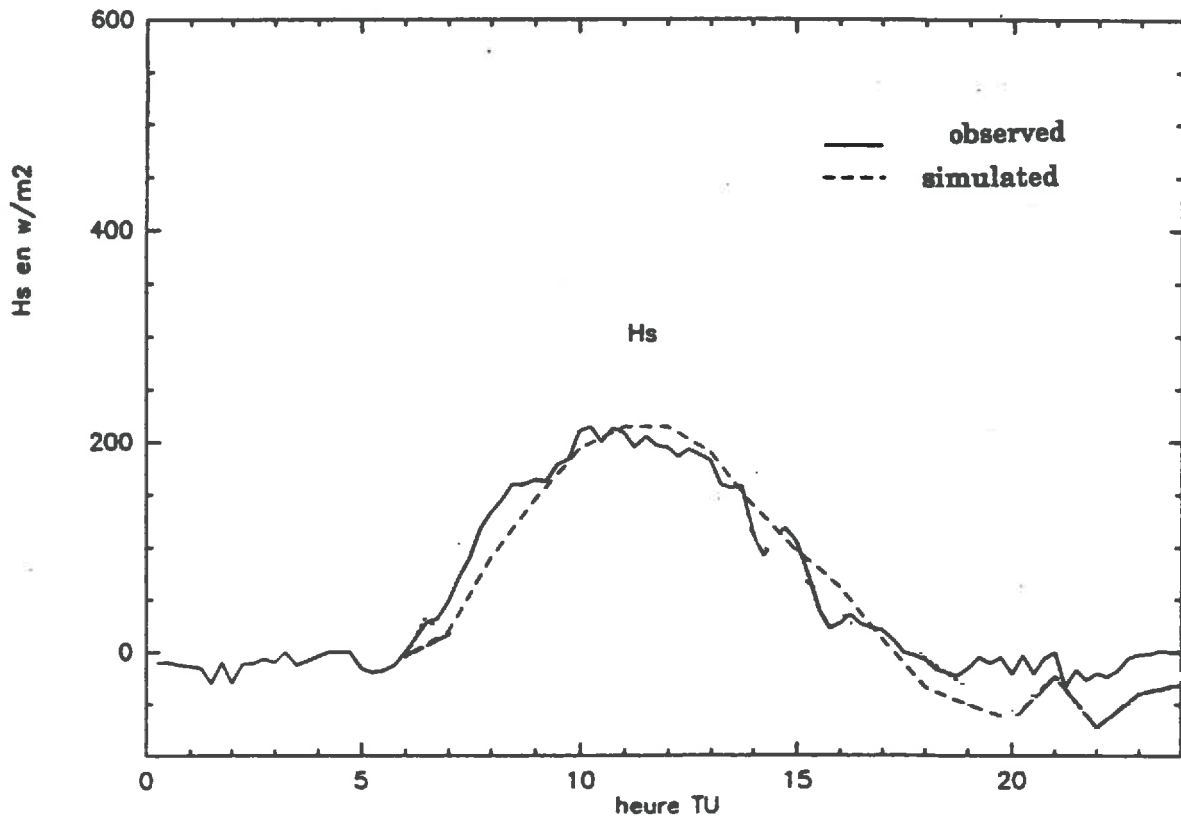


Fig 11: Comparison between the sensible heat flux simulated (dashed line) and observed (solid line) at Lubbon (sand).

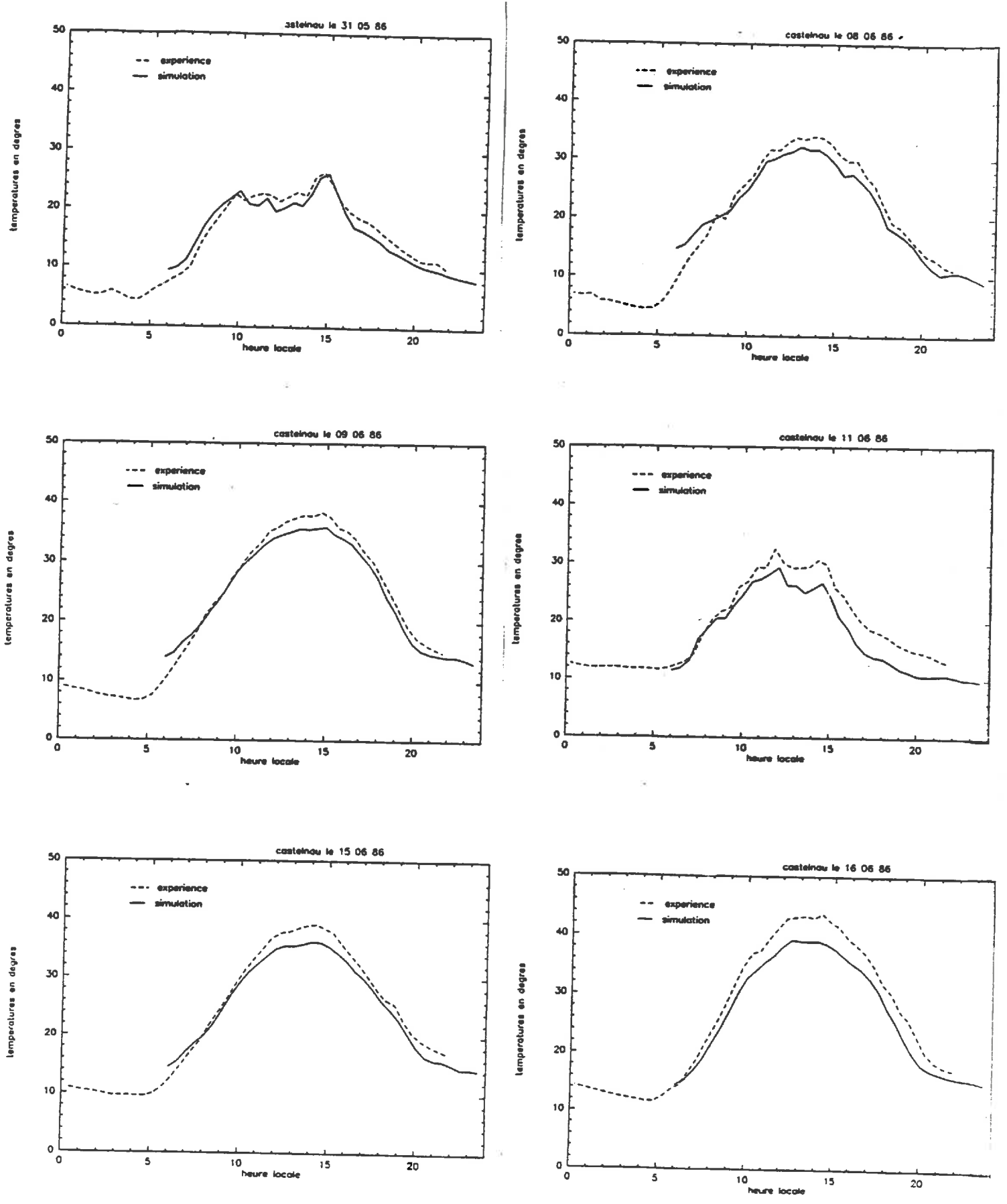


Fig 12: comparison between the surface temperature simulated (solid line) and observed (dashed line) at Castelnau (Sandy Clay Loam).

N SAMER	Site	soil composition			data available over bare soil during SOP						
		CL	LO	SA	bare soil	wg/week	wg/day	Ts	Rn	Hs	G
1	Lubbon 1	2	5	93		x			x	x	x
2	Casteljaloux	35	49	16	x	x			x	x	x
3	Caumont	17	46	37	x	x			x	x	x
4	Courrensan					x			x	x	x
5	Lubbon 2	1	2	97	x	x	x		x	x	x
6	Sabres	3	1	96	x	x			x	x	x
7	Bats	18	51	31	x	x			x	x	x
8	Vicq	10	16	74	x	x			x	x	x
9	Tieste	12	61	27	x	x			x	x	x
10	Castelnau	11	66	23	x	x	x	x	x	x	x
11	Fuesterouau	20	34	46	x	x			x	x	x
12	Lagrange				x	x			x	x	x

**Table 1:** Textural properties of soils and data available over bare soils at the SAMER stations during the Special Observing Period (SOP) of HAPEX-MOBILHY experiment.

CL: Clay; LO: loam; SA: Sand.

wg/week: surface moisture measured once a week and every day.

Ts: surface temperature; Rn: net radiation; Hs: sensible heat flux; G: ground heat flux.

<i>Substance</i>	$\rho$ ( $\text{kg.m}^{-3}$ )	$C$ ( $\text{j.m}^{-3}.\text{K}$ )	$\lambda$ ( $\text{w.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ )
<i>Quartz</i>	$2.66 \cdot 10^3$	$2.0 \cdot 10^6$	8.8
<i>Other minerals</i>	$2.65 \cdot 10^3$	$2.0 \cdot 10^6$	2.9
<i>Organic matter</i>	$1.3 \cdot 10^3$	$2.5 \cdot 10^6$	0.25
<i>Water</i>	$1.0 \cdot 10^3$	$4.2 \cdot 10^6$	0.57
<i>Ice</i>	$0.92 \cdot 10^3$	$1.9 \cdot 10^6$	2.2
<i>Air</i>	1.25	$1.25 \cdot 10^3$	0.025

**Table 2:** Thermal properties and densities of soil materials, water and air at 10°C and of ice at 0°C. From De Vries (1975).

$\rho$  is the density;  $C$  is the specific heat and  $\lambda$  is the thermal conductivity.

<i>Soil type</i>	$\eta_s$	$\Psi_s$ (m)	$K_s$ (m.s <sup>-1</sup> )	<b>b</b>	$\eta_c$
<i>Sand</i>	0.395	- 0.121	1.760 10 <sup>-4</sup>	4.05	0.07
<i>Loamy sand</i>	0.410	- 0.090	1.563 10 <sup>-4</sup>	4.38	0.075
<i>Sandy loam</i>	0.435	-0.218	3.410 10 <sup>-5</sup>	4.90	0.1142
<i>Silty loam</i>	0.485	-0.786	7.2 10 <sup>-6</sup>	5.30	0.1794
<i>Loam</i>	0.451	-0.478	7.0 10 <sup>-6</sup>	5.39	0.1547
<i>Sandy Clay Loam</i>	0.420	-0.299	6.3 10 <sup>-6</sup>	7.12	0.1749

**Table 3:** Representative values for hydraulic parameters in each textural class from Clapp and Hornberger (1978)  
 $\eta_s$  is the soil moisture at saturation which is also the porosity,  $\eta_c$  is the critical moisture,  $\Psi_s$  is the soil potential at saturation,  $K_s$  is the hydraulic conductivity at saturation and b is the slope of the retention curve (see eq. 16)

<i>Soil type</i>	$\eta_s$	$\Psi_s$ (m)	$K_s$ (m.s <sup>-1</sup> )	<b>b</b>	$\eta_c$
<i>Sand</i>	0.339	- 0.0231	1.60 10 <sup>-5</sup>	2.79	0.013
<i>Loamy Sand</i>	0.421	- 0.0175	9.52 10 <sup>-6</sup>	4.26	0.047
<i>Sandy Loam</i>	0.434	-0.0316	6.19.10 <sup>-6</sup>	4.74	0.068
<i>Silty Loam</i>	0.476	-0.0655	5.21 10 <sup>-6</sup>	5.33	0.106
<i>Loam</i>	0.439	-0.0571	5.77 10 <sup>-6</sup>	5.25	0.089
<i>Sandy Clay Loam</i>	0.404	-0.0310	4.11 10 <sup>-6</sup>	6.77	0.111

**Table 4:** Representative values for hydraulic parameters in each textural class from Cosby et al (1984)



**CHAPITRE III**

**ETALONNAGE DES PARAMETRES  
VEGETATION  
SUR COUVERT DENSE**

**ARTICLE II:**

**"CANOPY RESISTANCE FORMULATION AND ITS EFFECT  
IN MESOSCALE MODELS: A HAPEX-PERSPECTIVE"**

*accepté au Journal of Agricultural and Forest Meteorology*



### *III Etalonnage des paramètres de la végétation sur couvert dense*

Dans le cas d'une végétation dense, la contribution du sol à l'évaporation est négligeable, les transferts énergétiques sont contrôlés par la composante végétation seule, dont les paramètres fonctionnels sont la hauteur de la végétation,  $h$ , l'indice foliaire LAI et la résistance stomatique RST. La dépendance du modèle vis-à-vis de ces paramètres est détaillée dans le chapitre suivant.

Dans le cas de l'expérience H-M,  $h$  et LAI sont mesurés, le seul paramètre qui reste à déterminer est la résistance stomatique RST. Dans ce chapitre, on va présenter la formulation de RST utilisée dans notre modèle par rapport aux autres formulations existantes dans la littérature, la façon de l'étalonner sur couvert dense et sa validation en utilisant les mesures de la résistance des feuilles effectuées sur le maïs de Lubbon2.

Ce chapitre correspond à la première partie de l'article intitulé " Canopy resistance formulation and its effect in mesoscale models: a HAPEX perspective" qui a été écrit avec l'équipe de P.Mascart pour la préparation du workshop "Modeling plant and stomatal resistance".

Dans cette partie, on montre qu'une formulation simple de la résistance d'une feuille  $R_{\text{feuille}}$ , du type de celle de Deardorff (1978), fonction d'une résistance minimum  $R_{\text{smin}}$ , du rayonnement solaire  $S$ , et du stress hydrique qui ne dépend que de la disponibilité de l'eau au niveau des racines ( $w_2$ ), permet de retrouver les résistances d'une feuille mesurées sur le maïs de Lubbon2.  $R_{\text{smin}}$  est un paramètre qui dépend du type de la plante et de son état phénologique. Sa valeur ( $R_{\text{smin}} = 100\text{s.m}^{-1}$ ) est ajustée sur un cas de couvert dense (23 juin) en utilisant la mesure de  $R_{\text{feuille}}$ . Cette valeur est

utilisée pour toute la période de croissance et elle est validée en comparant les  $R_{\text{feuille}}$  simulées et mesurées.

Par contre, on montre que l'introduction d'un facteur d'ombrage  $P_s$  (qui tient compte des feuilles qui sont à l'ombre et qui évaporent moins) dans la formulation de la résistance du couvert (RST) est nécessaire pour retrouver les flux d'évaporation mesurés sur Lubbon2.  $P_s$  est une fonction linéaire de LAI, dont les coefficients ont été déduits des mesures de résistances effectuées par Rochette et al (1989) sur différentes strates du maïs, et à partir des courbes de Shuttleworth qui donnent la variation de la résistance du couvert et celle d'une feuille en fonction de LAI.

Ces différents points sont détaillés dans la première partie de l'article suivant (pages 1- 13 et figures 1-7).

ARTICLE II

***"CANOPY RESISTANCE FORMULATION AND ITS EFFECT  
IN MESOSCALE MODELS: A HAPEX-PERSPECTIVE"***

Mascart, P.\*, O. Taconet \*\*, J. P. Pinty \*, M. Ben Mehrez \*\*

\* Observatoire de Physique du Globe de Clermont Ferrand

Laboratoire de Météorologie Physique

63000 Clermont-Ferrand

France

\*\* Centre de Recherche en Physique de l'Environnement

CRPE/CNET, 38-40 rue du Général Leclerc

92131 Issy les Moulineaux

France

**CANOPY RESISTANCE FORMULATION AND ITS  
EFFECT IN MESOSCALE MODELS :  
A HAPEX PERSPECTIVE**

by

**Patrick Mascart<sup>(1)</sup>**

**Odile Taconet<sup>(2)</sup>**

**Jean-Pierre Pinty<sup>(1)</sup>**

**Meryem Ben Mehrez<sup>(2)</sup>**

**(1) Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand**

**Laboratoire de Météorologie Physique**

**63000 Clermont-Ferrand**

**France**

**(2) Centre de Recherche en Physique de l'Environnement**

**RPE/EMI, 38-40 rue du Général Leclerc**

**92131 Issy-les-Moulineaux**

**France**

**(Prepared for the  
Workshop on Modeling Plant and Stomatal Resistance  
Penn State University, 10-13 April 1989)**

**ABSTRACT**

The canopy resistance of the vegetation determines the Bowen ratio at the Earth's surface when a vegetation cover is present. This control of the Bowen ratio determines indirectly the sensible heat flux distribution at the surface, and is consequently a factor of prime importance for the development of mesoscale thermal circulations in the atmospheric boundary layer.

In this paper, data from the HAPEX-MOBILHY experiment are used to examine the most important factors controlling the stomatal resistance, and the role of the stomatal resistance in mesoscale models is discussed using two examples: a two-dimensional simulation of the atmospheric response to a discontinuity in vegetation type, and a three-dimensional simulation of a clear day of the HAPEX-MOBILHY experiment (16 June 1986) which is compared with experimental data.

## 1-Introduction

Over the last decade it has been increasingly recognized that the distribution of the surface sensible heat flux is a controlling factor for the development of many mesoscale circulations. The first widely studied example of thermally induced mesoscale circulation has historically been the sea-breeze (see, e.g., Pielke, 1984 for a review). Over land, M<sup>c</sup> Cumber (1980), Zhang and Anthes (1982) and Ookouchi (1984) have shown that inhomogeneities in soil and vegetation characteristics are important in the development of mesoscale flows. Anthes (1984) hypothesized that planting bands of vegetation with widths of 50 to 100 km in semiarid regions could produce atmospheric circulations and result in an increase of convective rainfall under favourable meteorological conditions. Similar conclusions were provided by the two-dimensional numerical studies of Mahfouf et al. (1987a) and Yan and Anthes (1988), who considered the boundary between bare-soil and vegetation-covered soil, and by the work of Segal et al. (1988), who studied the contrast between irrigated and non-irrigated crop areas. More recently, Pinty et al. (1989) found that a significant atmospheric response can also be obtained at the boundary between an extended forest and an agricultural area, when the soil is well-watered.

The more complex case of the three-dimensional atmospheric response in real meteorological situations has been much less studied, probably due to the lack of simultaneous data sets for the soil, the vegetation and the atmosphere over a mesoscale domain in most experiments. However, in a three-dimensional study of South Florida, M<sup>c</sup> Cumber (1980) found that the presence of vegetation enhances the sensible heat flux to the atmosphere and modifies the sea-breeze convergence. Garrett (1982), comparing a meteorological model with large scale observations, suggested that forest coverage and transpiration may affect the formation of convective clouds and rainfall. In a more recent paper, Segal et al. (1989) concluded from an



experimental study over northeast Colorado that the low-level (445 m) atmospheric temperature over irrigated areas is noticeably lower than those over adjacent dry land.

Most of the aforementioned studies conclude that the atmospheric response to the surface characteristics over vegetation-covered land is determined by the partitioning of the thermal energy between sensible and latent heat fluxes. Consequently, since this partitioning is directly related to the leaf stomatal control of the evapotranspiration process (e. g., Monteith, 1965; Avissar et al., 1985; Jarvis and Mc Naughton, 1986), it is desirable to examine carefully the characteristics of the stomatal resistance formulation used in order to obtain consistent conclusions.

In this paper we study the influence of the vegetation stomatal resistance on the triggering of mesoscale atmospheric circulations using the micrometeorological, biophysical and soil measurements of the HAPEX-MOBILHY experiment (André et al., 1988). In Sections 2 and 3, we first use field data to determine the most important factors controlling the stomatal resistance during the experiment. Next, we illustrate the role of stomatal resistance in atmospheric models by showing two examples of mesoscale flows induced or modified by the characteristics of the vegetation cover. In Section 4, the mesoscale response to the thermal contrast between a conifer forest and an adjacent cereal crop is investigated using a two-dimensional academic simulation. In Section 5, the three-dimensional version of the same model is used to study a fair-weather day of the HAPEX-MOBILHY experiment (16 June 1986) and the results are compared with available observational data.

## 2-Vegetation resistance formulation

The transport of moisture from the canopy to the free air ventilating it is controlled by two exchange coefficients, the turbulent exchange coefficient,  $C f_h$ , representing the efficiency of the turbulence between the foliage surface and the air,

and the stomatal resistance,  $R_{st}$ , accounting for the canopy transpiration by the leaf stomata acting in parallel.

The canopy latent heat transfer is usually written,

$$LE_f = \frac{\rho C_p}{\gamma} \frac{1}{1/C_{fh} + R_{st}} (q_{sat}(T_f) - q_{af}), \quad (1)$$

where  $\gamma$  is the psychrometric constant,  $\rho$  the air density,  $C_p$  the specific heat at constant pressure for dry air,  $q_{af}$  the partial water vapor pressure at the canopy level and  $q_{sat}(T_f)$  the saturated air pressure at the leaf surface. A list of the symbols is given in the Appendix.

The most sensitive parameter is the leaf stomatal resistance which controls the surface energy partition between the transpiration flux and the sensible heat flux. The stomatal resistance is affected by many factors. Jarvis (1976) summarized his own and other researcher's work on stomatal functioning and synthesized an expression of  $R_{st}$  in which the three most prominent factors are:

- (i) a minimum stomatal resistance  $R_{stmin}$ , prescribed according to the vegetation type and maturity,
- (ii) the variation of the solar flux,  $S \downarrow$ , controlling the stomatal aperture,
- (iii) the moisture availability in the leaf, limiting the transpiration when water stress occurs due to great evaporative demand or soil moisture deficit in the root zone.

Greatly simplifying the model of Jarvis (1976), two stomatal resistance formulations are discussed below in the context of mesoscale modeling and remote sensing applications. The formulation of Deardorff (1978) combines the first two factors ( $R_{stmin}$  and  $S \downarrow$ ) with the water stress due to water deficit in root zone. The stomatal resistance for a single leaf is written:

$$R_{stleaf} = R_{stmin}(F_1(S \downarrow) + F_2(w_2)). \quad (2)$$

The resistance for the whole canopy is  $P_s/LAI$  as large as that of a representative

leaf, where  $P_s$  is a factor accounting for leaf shadowing effect at high LAI:

$$R_{st} = R_{stmin}(F_1(S \downarrow) + F_2(w_2)) \frac{P_s}{LAI}. \quad (3)$$

For example, functions  $F_1$  and  $F_2$  are of the form:

$$F_1(S \downarrow) = \frac{S_{max}}{1 + S \downarrow}, \quad (4)$$

where  $S \downarrow$  is in  $Wm^{-2}$ , and:

$$F_2(w_2) = \left( \frac{1.2w_{wilt}}{0.9w_2 + 0.1w_g} \right)^2, \quad (5)$$

$w_2$ ,  $w_g$  are the soil moisture values in the root zone (1 m) and in the surface layer (first 10 cm) and  $w_{wilt}$  the soil wilting point.  $F_2$  may also be written as a function of the difference  $w_2 - w_{wilt}$  (Noilhan and Planton, 1989).

The second formulation writes the stomatal resistance as the product of three factors (Sellers, 1985; Pinty et al., 1989):

$$R_{stleaf} = R_{stmin} F_1(S \downarrow) F_3(\psi_f), \quad (6)$$

where the water stress is controlled directly by the moisture availability in the leaf. This effect is accounted for using an empirical function of the leaf moisture potential  $\psi_f$ . Choudhury and Idso (1985) have suggested:

$$F_3(\psi_f) = 1 + \left( \frac{\psi_f}{\psi_{fc}} \right)^{5.5}, \quad (7)$$

where  $\psi_{fc}$  is the critical leaf water potential giving the limit beyond which the transpiration rate is strongly limited by water stress. As the leaf water potential is itself a function of the transpiration rate (Pinty et al., 1989), this formulation provides a useful feedback limiting the transpiration rate when the evaporative demand becomes too high (dry soil, strong wind, ...).

### 3-Evaluation and sensitivity of the resistance formulations

In the present section, the scope is restricted to local-scale micrometeorological studies. The purpose is to examine the response of the canopy resistance,  $R_{st}$ , surface fluxes (or Bowen ratio) and radiative temperature of the canopy to changes in the different factors governing the canopy resistance. The purpose is also to evaluate the ability of the resistance formulations to reproduce the surface fluxes and soil/vegetation parameters using the experimental data-base of the HAPEX-MOBILHY campaign (André et al., 1988).

The resistance formulation is implemented in a model of the soil/vegetation transfers based upon the formalism of Deardorff (Taconet et al., 1986). The soil/vegetation scheme is used in a stand-alone mode and driven directly by the observations of wind, temperature, moisture and downward radiation made at a reference level above the canopy. The simulations are compared to the ground-truth data obtained during HAPEX-MOBILHY.

The analysis has been restricted to data obtained at three agricultural test sites and a forested site during the intensive observational period of June and July 1986. Meteorological, micrometeorological and soil measurements were routinely done. At the Lubbon site ( $44^{\circ} 07' N$ ,  $00^{\circ} 03' W$ ) over corn, direct measurements of various canopy parameters (LAI, foliage stomatal resistance and daily leaf potential kinetics) were also obtained and used for validation purpose (Carlson, 1988).

#### *a-Solar radiation dependence*

The function  $F_1(S \downarrow)$  decreases  $R_{stleaf}$  from a large value at night-time to a minimum one,  $R_{stmin}$ , around midday:

$$R_{stmin} = R_{stmin} F_2(w_2), \quad (8)$$

or,

$$R_{stm} = R_{stmin} F_3(\psi_f). \quad (9)$$

Fig. 1 displays the daily variation of the leaf resistance simulated by the  $F_1(S \downarrow)$  function with  $R_{stm}$  adjusted to fit the instantaneous experimental value of  $R_{stleaf}$  at noon (Lubbon, 23 June). The sharp morning decrease is well described.

The effect of  $F_1(S \downarrow)$  becomes negligible when the solar irradiance is greater than  $400 \text{ Wm}^{-2}$  ( $\Delta R_{st}$  of  $40 \text{ sm}^{-1}$  for  $\Delta S \downarrow$  of  $100 \text{ Wm}^{-2}$  in Fig. 2A; Shuttleworth, 1988).

#### *b-LAI dependence*

At high LAI, a higher proportion of the leaves have a stomatal conductance limited by shadow, and the resistance of the whole canopy is not  $1/\text{LAI}$  as large as that of a single leaf, but varies as  $P_s/\text{LAI}$ , where the shelter factor,  $P_s$ , is a function of LAI. Fig. 2B (taken from Shuttleworth, 1988) illustrates the typical response of the canopy conductance,  $1/R_{st}$ , to increasing LAI (for conifer forest, class C3 of Matthews, 1983). The decrease of the average stomatal conductance of the needles is not linear with LAI.

Experimentally derived functions for  $P_s$  are difficult to find. Currently, many parameterizations neglect the shelter factor (e.g. Blondin, 1988; Noilhan and Planton, 1989; Pinty et al., 1989). The empirical expression of  $P_s(\text{LAI})$  derived from Fig. 2B is:

$$P_s = 0.3\text{LAI} + 1.2, \quad (10)$$

giving  $P_s=1.5$  when  $\text{LAI}=1$ , and  $P_s=2.4$  when  $\text{LAI}=4$ .

For maize, the conductance measurements of Rochette et al. (1989, Fig. 2C), made over the top and within different strata of the canopy provide a different expression which predicts similar values for sparse and dense foliage covers ( $1 < \text{LAI} < 4$ ).

In practice, the introduction of the shelter factor in the formulation (3) of  $R_{st}$  has important effects on the prediction of the canopy resistance and surface fluxes for both dense and sparse vegetation covers. Neglecting the shelter factor ( $P_s=1$ ) underestimates the canopy resistance  $R_{st}$  by a factor ranging from 2.3 to 4 when the plant density is high ( $3 < LAI < 6$ ), and by a factor ranging from 0.5 to 2.3 when the plant density is low ( $1 < LAI < 3$ ). For the example shown in Fig. 3, corresponding to a growing maize plot observed near Lubbon ( $LAI=3.6$ , 23 June 1986), the change in sensible heat flux  $H$  reaches 60% when the  $P_s$  factor is neglected (prescribing a value of  $140 \text{ sm}^{-1}$  for  $R_{stleaf}$  at noon).

Likewise, the foliage density modifies the bulk aerodynamic behaviour of the canopy. Thom (1972) studied the relationship between the drag coefficient for individual leaves and the drag coefficient of the canopy as a whole. The momentum flux within the canopy is expressed as:

$$u_*^2 = C f_m u_{af}, \quad (11)$$

where  $u_{af}$  is an hypothetical uniform wind speed which gives the same integrated drag within the canopy as the wind profile, and, following Thom (1972):

$$C f_m = u_{af} C d(u_{af}) \frac{LAI}{P_d}, \quad (12)$$

where  $C d(u_{af})$  is the drag coefficient of a single leaf at wind speed  $u_{af}$ , and  $P_d$  the aerodynamical shelter factor. The wind speed within the canopy,  $u_{af}$ , is derived from the momentum flux partition between the ground and the canopy, and includes some dependency on the vegetation height.

It is also difficult to find experimentally derived functions of  $P_d$  in terms of LAI. Currently, most parameterizations use a function fitted on two experimental values given by Thom (1972):  $P_d=1$  for  $LAI=1.4$  and  $P_d=3.5$  for  $LAI=7.1$ . The resulting empirical expression for  $P_d(LAI)$  is:

$$P_d = 0.43LAI + 0.42. \quad (13)$$

Since this equation predicts values similar to those found for  $P_s$ , we therefore use the same equation for  $P_s$  and  $P_d$  to determine the canopy resistance and drag coefficient of the whole canopy.

In practice, the introduction of the aerodynamical shelter factor  $P_d$  in the formulation of  $Cf_m$ , has only a weak effect on the prediction of the surface fluxes. The change in sensible heat flux,  $H$ , is less than 10% for the 23 June 1986 at Lubbon.

### *c-Evaporative demand dependence*

Vegetative water stress limits transpiration when the soil becomes very dry, and also when the atmospheric demand is too strong ( high wind, dry advection,..). The latter process is illustrated below using data from the Lubbon site, where the leaf resistance behavior of a corn crop growing over moist soil is essentially a response to the atmospheric demand.

The surface boundary scheme used in this Section is the Taconet et al. (1986) model, which is a revised version of the Deardorff (1978) model. The vegetation is assumed to be a single foliage layer, with negligible heat capacity, shielding more or less completely the ground. In this scheme, the soil is represented as a two-layer system where the heat and water exchanges are described by the force-restore method (Blackadar, 1976). In summary, the key parameters for this scheme are:

- (i) for the vegetation, the vegetation height (through the roughness length), the LAI and the bulk stomatal resistance,  $R_{st}$ ;
- (ii) for the soil, the thermal inertia,  $P$ , the hydraulic diffusivity,  $C_w$ , and the diffusive soil resistance to evaporation,  $\alpha$ , given by the limiting evaporation,  $E_{lim}$ .

During the period considered for the test, the vegetation was growing and the LAI increased from 1.7 to 4 (Fig. 4A), therefore the contribution of the soil evaporation may be comparable with the foliage transpiration. For this reason, the soil parameters  $E_{lim}$ ,  $P$  and  $C_w$  have to be computed as functions of the soil type for

each test site. As a rule, the soil parameters can be obtained from the classifications of Clapp and Hornberger (1978) or Cosby et al. (1984) when the soil texture is known (sand for the Lubbon site). However, as the soil physical parameters vary widely between these two classifications, the resulting surface fluxes simulated for a given soil texture are strongly dependent on classification. Therefore, we have preferred to calibrate directly the soil functions using the experimental data at the beginning of the experiment, when the soil is bare (end of May 1986). The more important soil parameters at a daily temporal scale,  $E_{lim}$  and P, are adjusted using the simultaneous measurements of Bowen ratio, ground heat flux and surface soil moisture. The empirical expressions derived from this procedure for Lubbon are:

$$\rho_1 c_{sand} = 4.2 \cdot 10^{-6} (0.3 + w_g), \quad (14)$$

for the specific heat capacity of the soil ( $\text{Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$ , De Vries, 1975),

$$\lambda_{sand} = 0.07 + 0.61 \sqrt{w_g}, \quad (15)$$

for the soil thermal conductivity ( $\text{Jm}^{-1}\text{s}^{-1}\text{K}^{-1}$ ), and:

$$E_{lim} = a \exp(bw_g^2) \frac{w_{sat}}{(w_{sat} - w_g)}, \quad (16)$$

for the limiting evaporation ( $\text{Wm}^{-2}$ ), where the surface soil moisture,  $w_g$ , is in  $\text{cm}^{-3}/\text{cm}^{-3}$  ( $a=30$ ,  $b=37$  and  $w_{sat}=0.35$ ).  $E_{lim}$  values are respectively of  $380 \text{ Wm}^{-2}$  and  $110 \text{ Wm}^{-2}$  for  $w_g=0.21$  and  $0.12 \text{ cm}^{-3}/\text{cm}^{-3}$ , exhibiting a rather sharp decrease over a narrow range of soil humidities.

Since the soil is moist, the leaf water potential at dawn, in equilibrium with the soil moisture potential, is close to zero during the period of the test (16 June to 30 June 1986, Fig. 4B), and the corn does not experience water stress. Accordingly, the function  $F_2(w_2)$  of the stomatal resistance equation (2) is negligible and does not contribute to a significant increase of the stomatal resistance.



In fact, if we assume that the leaf resistance responds solely to the solar flux and, possibly, to the evaporative demand,  $R_{stleaf}$  can be written as follows:

$$R_{stleaf} = R_{stmin} F_1(S \downarrow) F_4(ETP), \quad (17)$$

where  $F_4$  is a function of the potential evaporation rate, ETP, (Wetzel, 1983).

Using the soil limiting evaporation,  $E_{lim}$ , calibrated according to (16) to account for the bare soil contribution, it is possible to use the model to derive an adjusted estimate of the ratio:

$$\frac{R_{stleaf}}{F_1(S \downarrow)} = R_{stmin} F_4(ETP), \quad (18)$$

during the two weeks of the experiments (16 to 30 June). The typical standard deviation of the difference between the experimental and modeled fluxes for this fit of (18) is  $20 \text{ Wm}^{-2}$  (Fig. 3B).

The resulting values for the modeled leaf resistance at midday are shown in Fig. 5, which illustrates the fairly good agreement obtained between the adjusted and observed leaf resistances during the whole period of the test, and confirms the validity of the Taconet et al. model for both sparse and dense canopies ( $1.6 < \text{LAI} < 4$ ). The standard deviation of the difference between the predictions and the observations is around  $20 \text{ sm}^{-1}$ . The somewhat larger difference ( $50 \text{ sm}^{-1}$ ) found for the 27 and 28 June is probably related to uncertainties in the  $R_{st}$  measurement, since the measured leaf resistance ( $R_{stleaf}/F_1(S \downarrow) = 50 \text{ sm}^{-1}$ ) is too low to reproduce the experimental sensible heat flux on this day (Fig. 6).

The conclusion drawn from Fig. 5 is therefore that the midday stomatal resistances are nearly constant with time during the whole period of the test (except for the two cloudy days on 17 and 18 June). This gives an adjusted  $R_{stmin}$  of about  $100 \text{ sm}^{-1}$  (in agreement with the expected value for green growing maize) if  $F_4(ETP)$  is set to 1 for the whole period, suggesting no significant effect of the evaporative

demand. Fig. 7 shows the time evolution of the potential evaporation, ETP, and of the drying power of the air,  $E_a$ , estimated from the Penman (1948) equation:

$$ETP = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}(R_n - G) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma}LE_a, \quad (19)$$

with:

$$E_a = f(u_a)(q_{sat}(T_a) - q_a), \quad (20)$$

where  $f(u_a)$  is an empirical function of the wind speed. The potential evaporation fluctuates between a maximum around 6 mm/day on clear days, and a minimum of about 2 mm/day on the two cloudy days. On fair weather days, ETP shows a slight decrease from 6 mm/day to 4.5 mm/day during the last three days (26, 27, 28 June), owing to a fall of the wind speed. No correlation with the time variation of  $R_{stleaf}$  can therefore be found. However, the range of the variations of ETP is too small to conclude definitively that it is sufficient to use Deardorff's simple formulation (2), including the water stress term,  $F_2(w_2)$ , but neglecting the evaporative demand term,  $F_4(ETP)$ . Further work, involving a more comprehensive set of vegetation types and meteorological conditions, has to be done before drawing a general conclusion on this point.

#### 4-Atmospheric response to a two-dimensional vegetation heterogeneity without background wind

In this section, we study an idealized two-dimensional situation in which an atmospheric circulation develops in response to the stomatal resistance contrast between a forest and an adjacent agricultural crop on a horizontal scale of about 200 km. A more detailed analysis of this numerical simulation is reported in Pinty et al. (1989).

*a-Description of the atmospheric model*

The atmospheric model is a two-dimensional version of the hydrostatic primitive equation model of Nickerson et al. (1986) which was adapted, as explained in detail by Mahfouf et al. (1987a and b), to make it more suitable for land-surface process studies. These modifications include (i) an improved description of the PBL using a prognostic turbulent kinetic energy equation and (ii) a radiation parameterization. For the present study, the soil-vegetation scheme of Pinty et al. (1989) was used after calibration against HAPEX-MOBILHY data. This scheme parameterizes the stomatal resistance as a function of the leaf moisture potential, making use of (6) and (7) as explained in Section 2. The shelter corrections discussed in Section 3b for dense canopies are not included.

*b-Initial conditions*

As the aim of this section is to provide some rationale for discussing the effects of different surface conditions, this study is restricted to the very simple case of a two-dimensional flow over flat terrain in the absence of all other atmospheric forcing which would mask the circulations driven by variations in surface properties. The initial wind is therefore set to zero, there is no synoptic flow and the Coriolis force is neglected. The model contains levels, 7 of which are located below 2 km, allowing a high resolution of the PBL. The horizontal domain size is 420 km wide, with a uniform grid length of 10 km. The model is initialized at 0600 LST using clear sky vertical profiles for potential temperature and water mixing ratio typical of the HAPEX-MOBILHY area for mid June. The astronomical parameters for radiation correspond to 16 June at a latitude of 44°N (HAPEX-MOBILHY area).

The land surface is separated horizontally into two distinct zones: the western half of the domain (zone A) is covered with a typical cereal crop, whereas the eastern

half (zone B) is covered with a typical conifer forest. The vegetation characteristics prescribed for these two types of vegetation are taken from Table 1. The soil is moist and sandy for both zones. These conditions are representative of the HAPEX-MOBILHY data for 16 June 1986.

### *c-Results*

Figure 8 shows the variations of the latent and sensible heat fluxes across the model domain at 1500 LST. We first remark that, except near the boundary between the two vegetation zones, the Bowen ratios are close to 0.5 over the cereal and equal to one over the forest. This response reflects the differences in stomatal resistance between the forest and the cereal crop. Furthermore, due to reduced albedo and slightly different foliage temperature, the available surface energy is larger over the forest than over the cereal crop, leading to a larger total heat flux ( $H+LE$ ). This results in a stronger sensible heat exchange over the forest than over the cereals, giving an average difference of about  $100 \text{ W m}^{-2}$  across the discontinuity, with slightly larger values in the transition region between the two vegetation zones. On the other hand, the latent heat flux is nearly constant across the domain with values close to  $300 \text{ W m}^{-2}$ .

The atmospheric response to the sensible heat flux distribution is shown in Fig. 9, which displays the cross section of the horizontal velocity field at 1800 LST. A "forest-breeze" circulation develops, with horizontal winds of about  $4 \text{ m s}^{-1}$  blowing toward the forest in the lowest kilometer, and a weaker return flow aloft. This horizontal wind is associated with a  $5 \text{ cm s}^{-1}$  ascending motion above the forest and a weaker descending cell over the cereal zone, forming a closed circulation analogous to a classic sea-breeze flow (Pinty et al., 1989)

The vertical cross section of the turbulent kinetic energy computed by the model at 1500 LST is shown in Fig. 10. Three processes are cooperating to modify the

intensity of the turbulence and the depth of the PBL: (i) the larger roughness length increases the low level turbulent production over the forest, (ii) the larger amount of sensible heating over the forest gives rise to a deeper and more turbulent PBL, (iii) near the boundary zone, the turbulent shear production is increased by the shear of the mesoscale wind (Pinty et al., 1989) and the mesoscale ascending motion favours the transport of turbulence upwards.

The cross section of the potential temperature shown in Fig. 11 closely follows the distribution of the turbulence intensity. Over the forest, the mixed layer grows deeper and warmer, reflecting the larger sensible heat flux at the surface. The PBL depth is close to 2 km over the forest, and 1 km over the cereals. Owing to the nearly uniform surface moisture flux, the PBL is also drier over the forest since the same amount of water is mixed over a deeper layer (Pinty et al., 1989).

## **5-Planetary boundary layer modifications induced by stomatal resistance variations**

In this section, we use the three-dimensional version of the mesoscale meteorological model presented in Section 4 to study a fair-weather day of the HAPEX-MOBILHY field experiment (16 June 1986). A numerical study of the same meteorological situation has already been performed by André et al. (1989) using a different mesoscale model (Bougeault et al., 1988).

### *a-Initial conditions*

The domain for the simulation is a  $400 \times 400 \text{ km}^2$  square centered on the  $100 \times 100 \text{ km}^2$  HAPEX-MOBILHY central experimental area in south-western France. This domain covers large fractions of the Massif Central and Pyrénées mountains. It extends to the west over the Atlantic ocean, and to the south as far as the basin of the Ebra river in Spain.

The initial and lateral conditions for the model are taken from the meteorological analysis specially done by Mercusot et al. (1986) taking advantage of the supplementary soundings available during the HAPEX-MOBILHY special observation period (André et al., 1988). The grid size is 10 km. The model has 16 levels between 100 hPa and the ground, it is integrated for 24 hours, starting at midnight.

The surface conditions are prescribed according to the dominant soil and vegetation types in each grid cell, using a coarse and empirical procedure based upon a simple linear averaging approach. Due to the moist soil conditions prevailing in the HAPEX-MOBILHY area on 16 June 1986, the most important surface parameter is the vegetation type (Pinty et al., 1989). For the present study, we have used the map of the 7 dominant vegetation types which is shown in Fig. 12. This map has been prepared from AVHRR satellite data by the French Meteorological Service using a supervised classification algorithm given in Phulpin and Julien (1988).

The most significant vegetation unit in Fig. 12 is the Landes coniferous forest located in a flat triangular-shaped sandy plain along the Atlantic coast. To the north and south-east of the Landes forest is a mixed crop zone of gently hilly terrain. Several cereal crops are grown in this area, with inclusions of orchards and vineyards. Deciduous forest are found to the north-east on the Massif Central slopes, and to the south-west along the Spanish Atlantic coast. In the southern part of the map, grassland and shrubs prevail along the foothills of the Pyrénées. Bare soil areas are found over the mountainous terrain of the Pyrénées and in Spain, in a semi-arid zone.

For each class of Fig. 12, the parameters for the vegetation submodel are prescribed according to Table 2. The choice of this set of parameters result from a series of local calibrations made using the HAPEX-MOBILHY micrometeorological network (Pinty et al., 1989). The soil initial water content and the soil submodel

parameters are prescribed from a map of the dominant soil textural classes (Mascart et al., 1988) and from a limited number of local neutron probes measurements of soil moisture.

*b-Surface energy fluxes and canopy temperature*

The maps of the surface level fluxes of sensible and latent heat predicted by the model at 1200 LST are respectively shown in Fig. 13 and 14. Setting aside the slopes of the Pyrénées (south) and those of the Massif Central (north-east), we first remark that the sensible heat flux is significantly larger over the Landes forest (along the Atlantic coast) than in the nearby agricultural crop areas. Over the forest, the sensible heat flux (Fig. 13) is rather uniform, with values close to  $350 \text{ Wm}^{-2}$ , whereas values between 250 and  $150 \text{ Wm}^{-2}$  are found over the adjacent agricultural crop areas. On the other hand, the latent heat flux (Fig. 14) is nearly constant (average value  $360 \text{ Wm}^{-2}$ ) over all the region north of the Pyrénées, with slightly smaller values ( $330 \text{ Wm}^{-2}$ ) in the western part of the Landes forest.

The local scale micrometeorological measurements made by the SAMER network (André et al., 1988) and by the HYDRA system (Institute of Hydrology, U.K., Gash et al., 1988) at a forest site allow a direct comparison of the observed and predicted surface energy budgets. Fig. 15A and 15B compare the predicted time series of the net radiation, sensible heat flux and latent heat flux in the eastern part of the Landes forest to the measurements made at the same location by the HYDRA system. The model gives a fair description of the data, especially of the Bowen ratio which is very close to one in spite of the high soil moisture availability. The same comparison is made in Fig. 16A-16D for three SAMER micrometeorological stations located over the same cereal crop at three different locations in the central instrumented square. The model prediction (Fig. 16A) slightly overestimates the observed fluxes at the same location (Fig. 16B). It should be noted, however, that the variability between

the three SAMER stations shown in Fig. 16B-16D is much larger than the variability between the predicted fluxes at the same locations (only one shown). This feature is probably related to the poor representation of the small scale variability of both the vegetation cover and the meteorological fields in the model.

The agreement between the modeled and observed fields can be further investigated using the upper air measurements provided by the NCAR King-Air aircraft (Hildebrand, 1988). The trajectory of the aircraft on 16 June between 1140 and 1300 LST is schematically shown in Fig. 17. The sensible heat flux measured along this flight track at about 100 m above the ground is displayed by the dotted line in Fig. 18A. Between 1145 and 1200 LST, the aircraft is flying over the forest heading south. From 1200 to 1215 LST it flies over the agricultural area. Later, between 1225 and 1300 LST, the same flight track is flown in the opposite direction. The solid line in Fig. 18A is the sensible heat flux simulated in the 3D model. This flux is obtained from a time and space interpolation following the real motion of the aircraft at every time step during the model run. The airborne flux measurement is more noisy than the modeled one, but a good general agreement is found, with an average underestimation of about  $50 \text{ Wm}^{-2}$  in the model results. This comparison therefore strengthens the most noticeable feature of the simulation: the sensible heat flux is significantly larger over the Landes forest than over the surrounding agricultural crop areas.

The aircraft also provides measurements of the radiative temperature of the canopy along the flight track estimated using a PRT5 infrared radiometer, assuming a bulk surface emissivity of 0.95 (dotted line in Fig. 18B). The canopy temperature predicted by the model along the flight track (solid line in Fig. 18B) matches the observed one fairly well. Furthermore, it is worth noting that the maximum heat flux over the forest in Fig. 18A corresponds to a minimum of the canopy temperature in



Fig. 18B, the difference in canopy temperature being larger than 4 K between the forest and the nearby agricultural crops.

André et al (1989) have performed a series of sensitivity experiments showing that these distributions of flux and canopy temperature are related to the particular properties of the forest canopy. As discussed above in Section 4-c, the higher sensible heat flux over the forest is related to the larger minimum stomatal resistance of conifers, leading to a Bowen ratio close to 1 whereas values around 0.5 are found over agricultural crops. On the other hand, the lower canopy temperature over the forest results from the enhanced turbulent exchange in this area where the roughness length is larger (see Table 3, roughness length around 2 m for conifer forest, and less than 0.1 m for agricultural crops).

#### *c-Structure of the atmospheric boundary layer*

In this subsection we examine the atmospheric response to the differential heating between the Landes forest and the adjacent crops.

Fig. 19 shows a map of the turbulent kinetic energy predicted by the model at 1200 LST about 400 m above the ground level. If we except the slopes of the the Pyrénées and of the Massif Central, the turbulent kinetic energy exhibits a maximum over the Landes forest, where its intensity exceeds  $2 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ , whereas it remains of the order of  $1 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$  over the adjacent agricultural crops. The boundary layer response to the stronger sensible heat flux over the forest is also clearly visible in the west-east vertical cross-section of the turbulent energy displayed in Fig. 20. Over the Landes forest, the depth of the turbulent layer reaches 1 km, with turbulent intensities exceeding  $3 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ , whereas a depth of less than 500 m is found over the adjacent agricultural area. Moreover, it is possible to confirm the conclusions drawn above using the airborne measurements of turbulent kinetic energy provided by the NCAR King-Air aircraft shown in Fig. 21. The trajectory is the same as

for Figs. 17 and 18. A maximum is clearly visible for both the observed (dotted line) and modeled (solid line) turbulence kinetic energy plots when the aircraft is flying over the forest, from 1145 to 1200 LST and later from 1225 to 1300 LST. The quantitative agreement between the model and the measurements is good, with, however, an underestimation of about  $0.5 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$  of the turbulence intensity by the model over the forest.

In spite of this clear modification of the turbulence intensity by the differential heating induced by the stronger stomatal resistance of the forest canopy, it has not been possible to identify a significant modification of the wind fields over the Landes forest. However, significant modifications are indeed visible for the thermal and moisture fields within the boundary layer. Fig. 22 and 23 respectively display the west-east vertical cross-sections of the potential temperature and water vapor mixing ratio. Both of these fields closely follow the distribution of the turbulence intensity. Over the forest (arrows in Figs. 22-23) a deeper, warmer and slightly drier mixed layer is predicted. The mixed layer over the adjacent agricultural crops is more shallow and exhibits cooler temperature and larger water vapor mixing ratio. These features of the thermal and moisture fields are also qualitatively consistent with the PBL characteristics found in the two-dimensional academic test of Section 4c.

## 6-Summary and conclusion

In this paper, the formulation of the stomatal resistance and its role in mesoscale meteorological models has been investigated using a series of examples taken out of the HAPEX-MOBILHY experiment.

Firstly, we have discussed the relevance of different factors controlling the stomatal resistance. The results show that a minimum of two factors have to be retained in the context of this experiment: a solar radiation term, and a water stress term. The other terms currently considered seem of lesser importance, or can be accounted for

indirectly through an appropriate prescription of the minimum stomatal resistance for short range meteorological simulations. Moreover, HAPEX-MOBILHY data suggest that a shelter factor correction of the stomatal resistance is required because of differing energy exchange efficiency by the leaves within the different strata of a canopy.

Then, a two-dimensional meteorological model including a full soil-vegetation surface submodel was used to study the mesoscale circulation which develops in response to the thermal contrast between an extended forest and an adjacent cereal crop area, at horizontal scale of 100-200 km. It was found that a "forest-breeze" (Pinty et al., 1989; André et al., 1989) is obtained when the soil moisture is readily available, leading to a maximum resistance difference between the forest and the nearby cereal crop.

Finally, the same atmospheric mesoscale model has been used for a three-dimensional study of a clear day of the HAPEX-MOBILHY experiment. The comparison of the predicted fields with the available surface level and upper air measurements gives encouraging results. Furthermore, the larger stomatal resistance of the forest canopy results in a significantly stronger sensible heat flux over the Landes forest in both the simulation and the observations. A substantial modification of the depth and structure of the atmospheric turbulent layer is found in response to the differential heating induced by the forest. However, no clear modification of the wind field has been identified. It is probably possible to interpret this difference with respect to the results of the simple two-dimensional academic study of Section 4 as a consequence of the magnitude and complexity of the background wind in the three-dimensional case. For instance, Pielke (1984, p. 460) has suggested that statistical processing of several case studies might be required to identify wind field perturbations in similar situations.

## APPENDIX

## List of Symbols

$a$	empirical constant in (15)
$b$	empirical constant in (15)
$Cd(u_{af})$	drag coefficient for a single leaf
$Cf_h$	heat exchange coefficient for the canopy
$Cf_m$	drag coefficient for the canopy
$C_p$	specific heat at constant pressure
$C_w$	soil hydraulic diffusivity
$E_a$	drying power in Penman (1948) equation
$E_{lim}$	soil limiting evaporation
$ETP$	potential evapotranspiration
$F_1(S \downarrow)$	resistance solar factor
$F_2(w_2)$	resistance water stress factor in (2)
$F_3(\psi_f)$	resistance water stress factor in (6)
$F_4(ETP)$	resistance evaporative demand factor in (7)
$G$	ground heat flux
$H$	sensible heat flux
$h$	vegetation height
LAI	integrated leaf area index
LE	latent heat flux
$P$	soil thermal inertia
$P_d$	aerodynamical shelter factor
$P_s$	stomatal resistance shelter factor
$q_{af}$	partial water vapor pressure within the canopy
$q_{sat}(T_f)$	saturated air pressure at leaf temperature

$R_n$	net radiation
$R_{st}$	canopy resistance
$R_{stleaf}$	stomatal resistance of a single leaf
$R_{stm}$	canopy resistance at solar noon
$R_{stmin}$	minimum stomatal resistance in (3), (6)
$S \downarrow$	solar radiation
$S_{max}$	maximum solar radiation in (4)
$T_f$	canopy temperature
$u_{af}$	wind velocity within canopy
$u_*$	friction velocity
$w_g$	surface layer soil moisture
$w_{sat}$	saturation soil moisture
$w_{wilt}$	wilting point soil moisture
$w_2$	root zone soil moisture
$\alpha$	soil resistance to evaporation
$\gamma$	psychrometric constant
$\Delta$	slope of the saturation curve
$\rho$	dry air density
$\rho_1 c_{sand}$	soil specific heat capacity for sand
$\psi_f$	leaf water potential in (6)
$\psi_{fc}$	critical leaf water potential in (7)
$\lambda_{sand}$	soil thermal heat capacity for sand

## REFERENCES

- André, J.-C., J.-P. Goutorbe, A. Perrier, F. Becker, P. Bessemoulin, Ph. Bougeault, Y. Brunet, W. Brutsaert, T. Carlson, R. Cuenca, J. Gash, J. Gelpe, P. Hildebrand, P. Lagouarde, C. Lloyd, L. Mahrt, P. Mascart, C. Mazaudier, J. Noilhan, C. Ottlé, M. Payen, T. Phulpin, R. Stull, J. Shuttleworth, T. Schmugge, O. Taconet, C. Tarrieu, R. M. Thépenier, Ch. Valencogne, D. Vidal-Madjar, and A. Weill, 1988: HAPEX-MOBILHY: First results from the special observing period. *Ann. Geophys.*, **6** (5), 477-492.
- André, J.-C., Ph. Bougeault, J.-F. Mahfouf, P. Mascart, J. Noilhan, and J.-P. Pinty, 1989: Impact of forest on mesoscale meteorology. *Phil. Trans. R. Soc.*, London, **B324**, 407-422.
- Anthes, R. A., 1984: Enhancement of convective precipitation by mesoscale variations in vegetative covering in semiarid regions. *J. Clim. Appl. Meteor.*, **23**, 541-554.
- Avissar, R., P. Avissar, Y. Mahrer, and B. A. Bravdo, 1985: A model to simulate response of plant stomata to environmental conditions, *Agric. For. Meteor.*, **34**, 21-29.
- Blackadar, A. K., 1976: Modeling the nocturnal boundary layer. *Third Symp. Atmos. Turb., Diffusion and Air Quality*, Raleigh, 46-49.
- Blondin, Ch., 1988: Parameterization of land surface properties in numerical weather prediction. *Workshop on Land Surface Processes*, October 10-21, Banyuls, (available from CNRM, Toulouse, France)
- Bougeault, Ph., B. Bret, P. Lacarrere, and J. Noilhan, 1988. An example of spatial integration of a land-surface parameterization in a mesoscale model. *Workshop on Land Surface Processes*, October 10-21, Banyuls, (available

from CNRM, Toulouse, France)

- Carlson, T. N., 1988: Quantitative interpretation of surface and remote measurements during HAPEX, *Workshop on Land Surface Processes*, October 10-21, Banyuls, (available from CNRM, Toulouse, France)
- Choudhury, B.J., and Idso S.B., 1985: An empirical model for stomatal resistance of field-grown wheat. *Agric. For. Meteorol.*, **36**, 65-82.
- Clapp, R. B., and G. M. Hornberger, 1978: Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resour. Res.*, **14**, 601-604.
- Cosby, B. J., G. M. Hornberger, R. B. Clapp, and T. R. Ginn, 1984: A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resour. Res.*, **20**, 682-690.
- Deardorff, J. W., 1978: Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, **83**, 1889-1903.
- de Vries, D. A., 1975: Heat transfer in soils. *Heat and Mass Transfer in the Biosphere*, Vol. 1, D. A. de Vries and N. H. Afgan Eds., Scripta Book Co., 594 pp.
- Garrett, A. J., 1982: A parameter study of interactions between convective clouds, the convective boundary layer, and a forested surface. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1041-1059.
- Gash, J. H. C., W. J. Shuttleworth, C. R. Lloyd, J.-C. André, J.-P. Goutorbe, and J. Gelpe, 1988: Micrometeorological measurements in Les Landes forest during HAPEX-MOBILHY. *Agric. For. Meteor.*, **46**, 131-147.
- Hildebrand, P. H., 1988: Flux and sounding data from the NCAR King Air Aircraft during HAPEX, *NCAR Technical Note*, TN-319-STR, Boulder, Colorado,

230pp.

- Jarvis, P. J., 1976: The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B.*, **273**, 593-610.
- Jarvis, P. G., K. G. M<sup>c</sup> Naughton, 1986: Stomatal control of transpiration: scaling up from leaf to region. *Advance in Ecological Research*, **15**, 1-49.
- Mahfouf, J.-F., E. Richard, and P. Mascart, 1987a: The influence of soil and vegetation on the development of mesoscale circulations. *J. Clim. Appl. Meteor.*, **26**, 1483-1495.
- Mahfouf, J.-F., E. Richard, P. Mascart, E. C. Nickerson, and R. Rosset, 1987b: A comparative study of various parameterizations of the planetary boundary layer in a mesoscale model. *J. Clim. Appl. Meteor.*, **26**, 1672-1695.
- Mascart P., J. Gelpe and J. P. Pinty, 1988: Etude des caractéristiques texturales des sols dans la zone HAPEX-MOBILHY. *Note O.P.G.C.*, **95**, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France.
- Matthews, E., 1983: Global vegetation and land use: New high-resolution data bases for climate studies. *J. Clim. Appl. Meteor.*, **22**, 474-487.
- McCumber, M. C., 1980: A numerical simulation of the influence of heat and moisture fluxes upon mesoscale circulations. Ph.D. dissertation, University of Virginia, 255pp.
- Monteith, J. L., 1965: Evaporation and environment. *Symp. Soc. exp. Biol.*, **19**, 205-234.
- Mercusot, C., Ph. Bougeault and Y. Durand, 1986: Programme HAPEX-MOBILHY Atlas des Analyses Périodot. CNRM, Toulouse France.
- Nickerson, E. C., E. Richard, R. Rosset, and D. R. Smith, 1986: The numerical



- simulation of clouds, rain, and airflow over the Vosges and Black Forest mountains: a meso- $\beta$  model with parameterized microphysics. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 398-414.
- Noilhan, J., and S. Planton, 1989: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models, *Month. Weath. Rev.*, **117**, 536-549
- Ookouchi, Y., M. Segal, R. C. Kessler, and R. A. Pielke, 1984: Evaluation of soil moisture effects on the generation and modification of mesoscale circulations. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2281-2292.
- Penman, H. L., 1948: Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc., London*, **A193**, 120-146.
- Phulpin, T., and J. P. Julien, 1988: A study of the vegetation cover with AVHRR during HAPEX-MOBILHY. *Proceedings of the 4<sup>th</sup> International Colloquium on Spectral Signatures of objects in remote sensing*, Aussois, France.
- Pielke, R. A., 1984: *Mesoscale Meteorological Modeling*, Academic Press, 612 pp.
- Pinty, J. P., P. Mascart, E. Richard, and R. Rosset, 1989: An investigation of the mesoscale flows induced by vegetation inhomogeneities using an evapotranspiration model calibrated against HAPEX-MOBILHY data. *J. Appl. Meteor.*, **28**, 976-992.
- Rochette, P., E. Pattey, R. L. Desjardins, L. W. Dwyer, and D. W. Stewart, 1989: Estimation of maize (*Zea mays* L.) canopy conductance by scaling-up leaf stomatal conductance. *Workshop on modeling plant and stomatal resistance*, April 10-13, Penn State University.
- Segal, M., R. Avissar, M. C. McCumber, R. A. Pielke, 1988: Evaluation of vegetation effects on the generation and modification of mesoscale circulations. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 2268-2292.

- Segal, M., W. E. Schreiber, G. Kallos, J. R. Garrat, A. Rodi, J. Weaver, and R. A. Pielke, 1989: The impact of crop areas in northeast Colorado on midsummer mesoscale thermal circulations. *Month. Wea. Rev.*, **117**, 809-825.
- Sellers, P. J., 1985: Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. *Int. J. Remote Sens.*, **6**, 1335-1372.
- Shuttleworth, J., 1988: Evaporation models in hydrology, *Workshop on Land Surface Processes*, October 10-21, Banyuls, (available from CNRM, Toulouse, France)
- Taconet, O., R. Bernard, and D. Vidal-Madjar, 1986: Evapotranspiration over an agricultural region using a surface flux/temperature model based on NOAA-AVHRR data. *J. Clim. Appl. Meteor.*, **25**, 284-307.
- Thom, A. S., 1972: Momentum, mass and heat exchange of vegetation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **25**,3, 284-307.
- Wetzel, P. J., 1983: Estimating daily and instantaneous area average evapotranspiration using a boundary layer/surface/soil model, *5<sup>th</sup> AMS Conference on Hydrometeorology*, Tulsa, Okla., Oct. 17-19.
- Yan, H., and R. A. Anthes, 1987: The effect of latitude on the sea breeze. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 936-956.
- Yan, H., and R. A. Anthes, 1988: The effect of variations in surface moisture on mesoscale circulations. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 192-208.
- Zhang, D., and R. A. Anthes, 1982: A high-resolution model of the planetary boundary layer—sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data. *J. Appl. Meteor.*, **21**, 1594-1609.

## ACKNOWLEDGEMENTS

The authors have greatly benefited from helpful comments and suggestions from J.-F. Mahfouf, J. Noilhan, Ph. Bougeault and J.-Y. Caneil. We are grateful to J.-C. André, J.-P. Goutorbe and A. Perrier who initiated and organized the HAPEX-MOBILHY field programme. Our gratitude specially goes to P. H. Hildebrand (National Center for Atmospheric Research, U.S.A.) who provided and processed the King-Air aircraft data. Participation of the NCAR King Air aircraft during HAPEX-MOBILHY was made possible through NSF Grant ATM-8511196. Among the many individuals who provided us with HAPEX-MOBILHY surface data, we particularly thank C. Ottlé, C. Tarrieu, M. Payen, B. Bret, B. Jacquemin, D. Phulpin, Ch. Valencogne, J. Gelpe, and J.-P. Lagouarde. We are indebted to W. J. Shuttleworth and J.H. Gash (Institute of Hydrology, U.K.) for obtaining the micrometeorological measurements over the Landes forest. Skilful technical assistance was also given by J. Duron, who developed the graphic software, and R. Pejoux, who solved many computer problems. This work was supported by grants from Electricité de France and Institut National des Sciences de l'Univers (Prog. Atm. Météo.). Computer resources for the numerical simulations were made available by E.C.M.W.F. (Reading, U.K.), C.C.V.R. (Palaiseau, France) and Météorologie Nationale (Paris, France). Access to the computer network was provided by C.N.U.S.C. (Montpellier, France).

TABLE 1. Vegetation and soil characteristics for the two-dimensional simulation (from Pinty et al., 1989).

Parameter	Unit	Cereal	Forest
Vegetation			
Vegetation Type		Maize	Maritime Pine
Canopy Height	m	0.68	20.3
Reference Height	m	2	29
Canopy Albedo		0.17	0.10
Canopy Emissivity		0.98	0.98
Roughness Length	m	0.056	1.68
Displacement Height	m	0.51	15.2
Plant Resistance	s	$6 \cdot 10^9$	$8 \cdot 10^9$
Min. Stomatal Resistance	$s \text{ m}^{-1}$	50	350
Critical Leaf Water Potential	m	-100	-150
Green Leaf Area Index		1.5	3.5
Dry Leaf Area Index		0.15	0.7
Shielding Factor		0.8	0.85
Average Rooting Depth	m	0.6	0.6
Soil			
Texture		Sand	Sand
Irrigation		Yes	No
Initial Soil Moisture		0.17	0.22
Soil Emissivity		1	1
Roughness Length	m	0.005	0.005

TABLE 2. Characteristics of the 7 vegetation classes for the 16 June HAPEX-MOBILHY case study.

Parameter	Unit	Conifer Forest	Deciduous Forest	Orchards Vineyards	Shrubs	Mixed Crops	Grassland
Height	m	20.	15.	2.	0.5	0.7	0.2
Albedo		0.1	0.15	.16	.16	.25	.2
Emissivity		0.98	0.98	0.98	0.98	0.96	0.96
Roughness	m	1.67	1.25	0.17	0.04	0.06	0.02
Displacement	m	15.	11.	1.5	0.37	0.52	0.15
Plant Res.	s	$8 \cdot 10^9$	$8 \cdot 10^9$	$8 \cdot 10^9$	$10 \cdot 10^9$	$6 \cdot 10^9$	$6 \cdot 10^9$
Min. Sto. Res.	$\text{sm}^{-1}$	350	350	350	500	50	100
Crit. Leaf Pot.	m	-150	-180	-150	-150	-100	-180
Green LAI		3.5	5.	2.	1.	1.5	1.
Dry LAI		0.7	1.	2.	2.	0.2	4.
Shield. Fac.		0.85	0.9	0.6	0.4	0.8	0.8
Rooting Depth	m	1.	1.	1.	0.5	0.5	0.5
Interception	mm	0.84	1.2	0.8	0.6	0.34	1.0

## FIGURE CAPTIONS

FIG. 1. Time variations of the resistance of a single leaf ( $\text{sm}^{-1}$ ) as predicted by (4).

Dashed line: model; triangles: observations; solid line: downward solar radiation. Lubbon, 23 June 1986. Abscissa in hours LST.

FIG. 2. A: Conductance variations as a function of the downward solar radiation, taken from Shuttleworth (1988).

B: Conductance variations as a function of the LAI, taken from Shuttleworth (1988).

C: Variation of the shelter factor  $P_s$  as a function of the leaf area index LAI. Solid line: conifer forest data from Shuttleworth (1988). Triangles: Maize crop data from Rochette et al. (1989)

Fig. 3. A: Time variations of the canopy resistance, with the shelter factor correction (solid line), and without correction (dotted line).

B: Time variations of the surface sensible heat flux. Solid line: observed values; dashed line: simulated with the shelter correction and without it. Lubbon site, 23 June 1986. Time in LST.

FIG. 4. A: Variations of the vegetation height (m) and of the leaf area index from 15 June to 30 June 1986.

B (taken from Carlson, 1988): Leaf water potential (negative bars) versus data for corn plants at Lubbon. Small circles with horizontal line segments are maximum (negative) leaf water potentials (averaged over all leaves) for the day. Small filled circles refer to pre-dawn (base potential) values, which are approximatively those of the soil.

FIG. 5. Daily variations of the resistance of a single leaf at midday. The triangles show the observed values, the solid line is predicted using (2). Lubbon site, from 15 June to 30 June.

FIG. 6. Time variations of the surface sensible heat flux. The solid line shows the observed data, the dashed lines respectively correspond to the simulations for different values of  $R_{stmin}$ : 100, 75, 50  $\text{sm}^{-1}$ . Lubbon 2 site, 27 June 1986.

FIG. 7. Time evolution of the potential evaporation (Solid line) and of the drying power of the air (dashed line) at Lubbon from 15 to 30 June 1986.

FIG. 8. Horizontal profiles of surface sensible (solid line) and latent (dashed line) heat fluxes ( $\text{W m}^{-2}$ ) at 1500 LST.

FIG. 9. Vertical cross section of horizontal wind speed ( $\text{m s}^{-1}$ ) at 1800 LST.

FIG. 10. Vertical cross section of turbulent kinetic energy ( $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ) at 1500 LST.

FIG. 11. Vertical cross section of potential temperature (K) at 1800 LST.

FIG. 12. Vegetation map of the HAPEX-MOBILHY area used for the 16 June 1986 simulation. AVHRR data processing by T. Phulpin, CNRM, 1988

FIG. 13. Map of the surface level sensible heat flux ( $\text{W m}^{-2}$ ) predicted by the model at 1200 LST. The dashed line shows the Atlantic coastline. Contours drawn at 100  $\text{Wm}^{-2}$  intervals.

FIG. 14. Map of the surface level latent heat flux ( $\text{W m}^{-2}$ ) predicted by the model at 1200 LST. The dashed line shows the Atlantic coastline. Contours drawn at 100  $\text{Wm}^{-2}$  intervals.

FIG. 15. Comparison of the modeled (upper frame, A) and observed (lower frame, B) energy budgets at ground level ( $W m^{-2}$ ). Solid line: net radiation. Dashed line: sensible heat flux. Dot-dashed line: latent heat flux. Dotted line: flux into the ground. Landes forest site, HYDRA measurements from Gash et al. (1988).

FIG. 16. Comparison of the modeled (frame A) and observed (frames B,C,D) energy budgets at ground level ( $W m^{-2}$ ). Solid line: net radiation. Dashed line: sensible heat flux. Dot-dashed line: latent heat flux. Dotted line: flux into the ground. Sites: Lubbon (B), Tieste (C), Vicq (D). SAMER data from CNRM.

FIG. 17. Map of the HAPEX-MOBILHY central research area in south-western France showing schematically the flight track of NCAR King Air aircraft on 16 June 1986 between 1140 and 1300 LST, and different terrain and agricultural areas. The flux measurement flight pattern is indicated by the line between waypoints E, F, G and H. The Landes forest and a hilly area (hatched) are indicated.

FIG. 18. Comparison of the King Air aircraft measurements with the model results interpolated in space and time along the aircraft trajectory. Upper frame: simulated (solid line) and observed (dotted line) sensible heat flux ( $W m^{-2}$ ) at 100 m above ground level. Lower frame: simulated (solid line) and observed (dotted line) radiative temperature of the canopy ( $^{\circ}C$ ) along the flight track.



FIG. 19. Map of the turbulent kinetic energy ( $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ) predicted by the model at 1200 LST at about 400 m above the ground level. Contours drawn at  $1 \text{ m}^2 \text{s}^{-2}$  intervals. The dashed line shows the Atlantic coastline. The A-A' line is used for the cross-section analysis.

FIG. 20. Vertical cross-section of the turbulent kinetic energy ( $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ) at 1200 LST along the west-east A-A' line of Fig. 21. Contours drawn at  $0.25 \text{ m}^2 \text{s}^{-2}$  intervals. The Landes forest location is indicated.

FIG. 21. Comparison of the King Air aircraft turbulent kinetic energy ( $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ) measurements (dotted line) with the model results (solid line) interpolated in space and time along the aircraft trajectory. The aircraft is flying at about 100 m above the ground surface.

FIG. 22. Vertical cross-section of the potential temperature (K) at 1200 LST along the west-east A-A' line of Fig. 21. The Landes forest location is indicated.

FIG. 23. Vertical cross-section of the water vapor mixing ratio (g/kg) at 1200 LST along the west-east A-A' line of Fig. 21. The Landes forest location is indicated. Contours drawn at  $1 \text{ g/kg}$  intervals.

LUBBON 2 (sand,maize) 23 06 86 (lai=3.6 h=1.25)

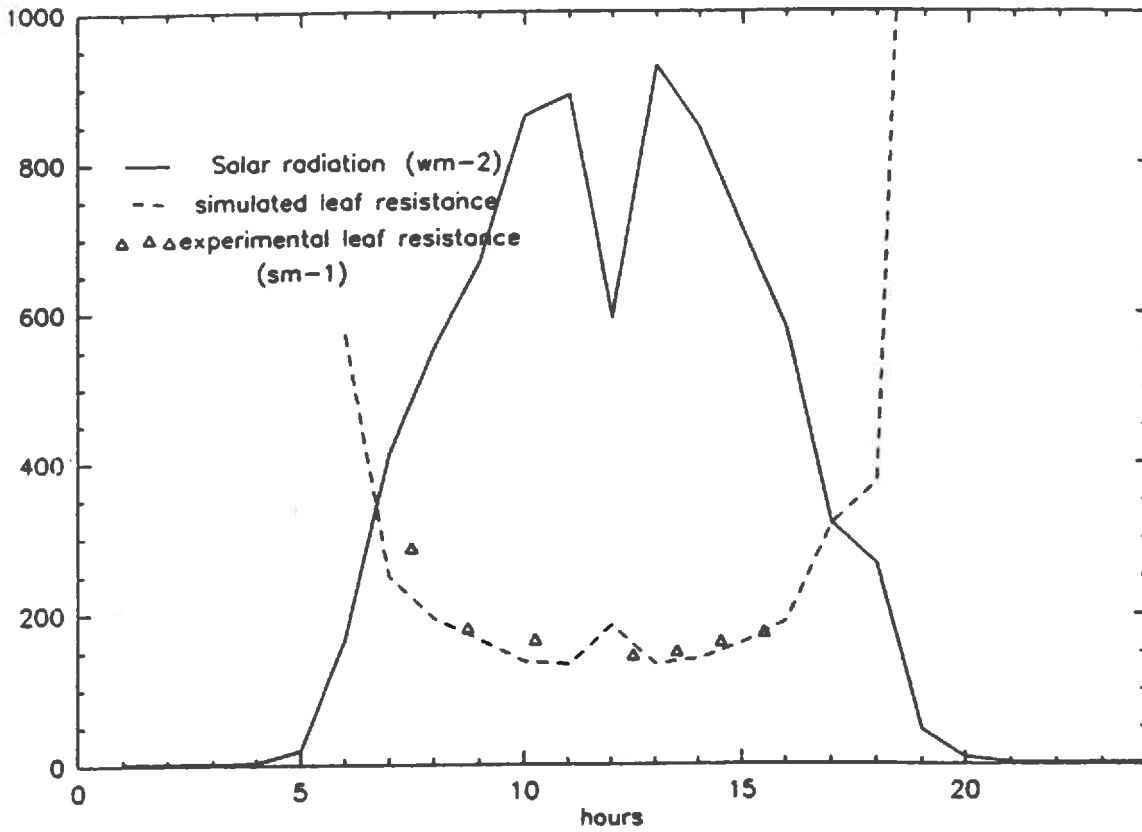


FIG. 1. Time variations of the resistance of a single leaf ( $\text{sm}^{-1}$ ) as predicted by (4). Dashed line: model; triangles: observations; solid line: downward solar radiation. Lubbon, 23 June 1986. Abscissa in hours LST.

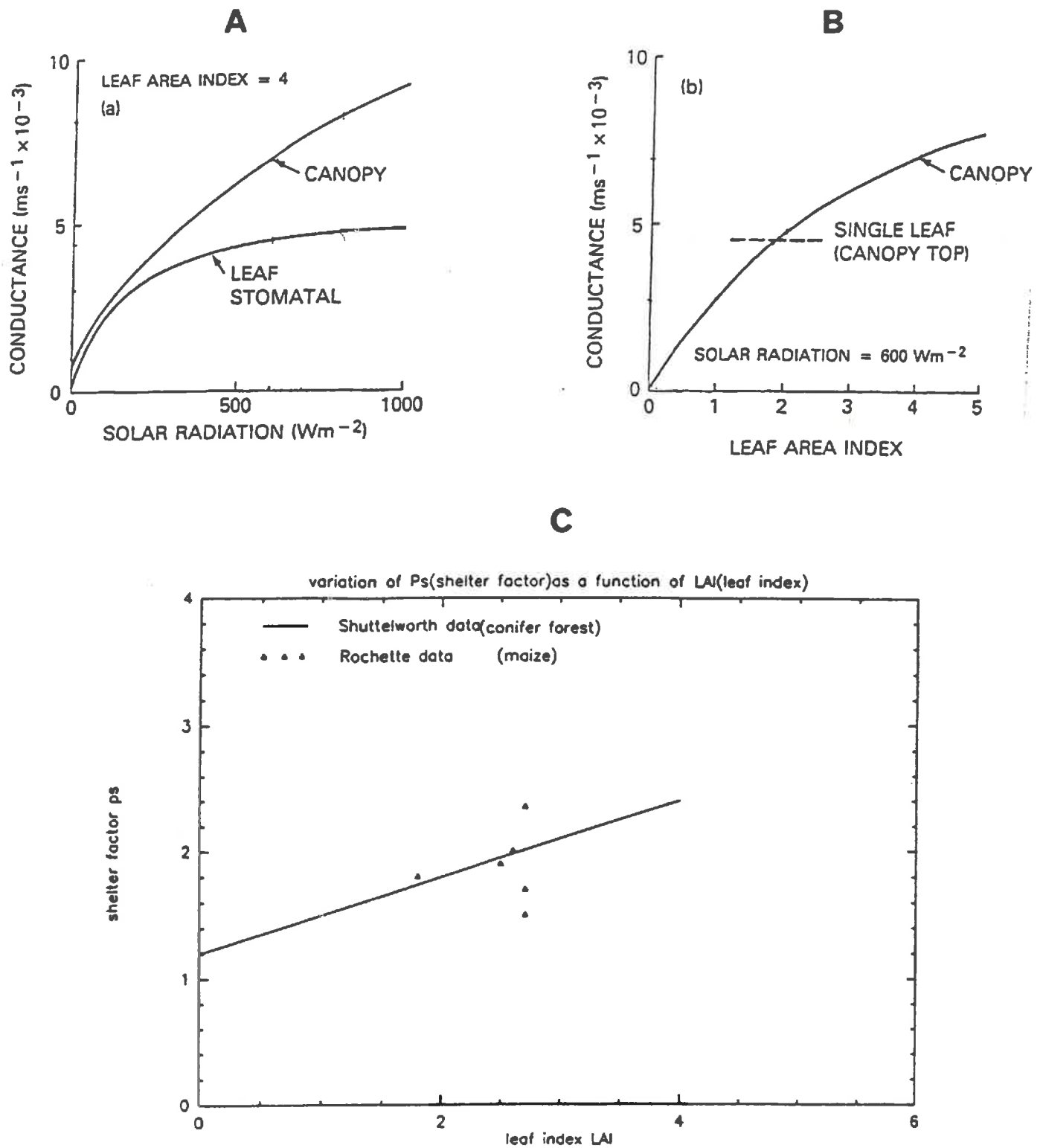


FIG. 2. A: Conductance variations as a function of the downward solar radiation, taken from Shuttleworth (1988).

B: Conductance variations as a function of the LAI, taken from Shuttleworth (1988).

C: Variation of the shelter factor  $P_s$  as a function of the leaf area index LAI. Solid line: conifer forest data from Shuttleworth (1988). Triangles: Maize crop data from Rochette et al. (1989)

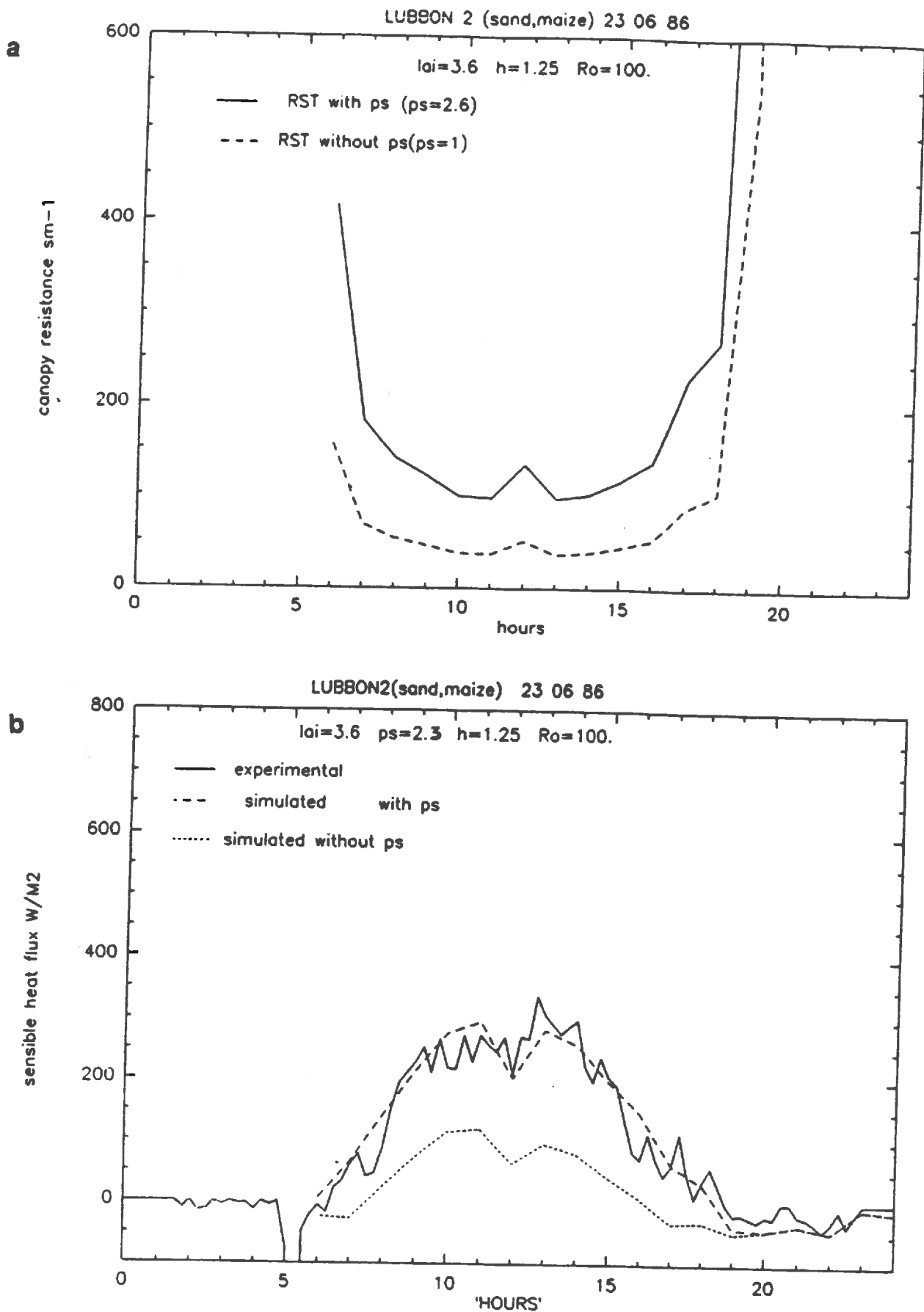


Fig. 3. A: Time variations of the canopy resistance, with the shelter factor correction (solid line), and without correction (dotted line).

B: Time variations of the surface sensible heat flux. Solid line: observed values; dashed line: simulated with the shelter correction and without it.

Lubbock site, 23 June 1986. Time in LST.

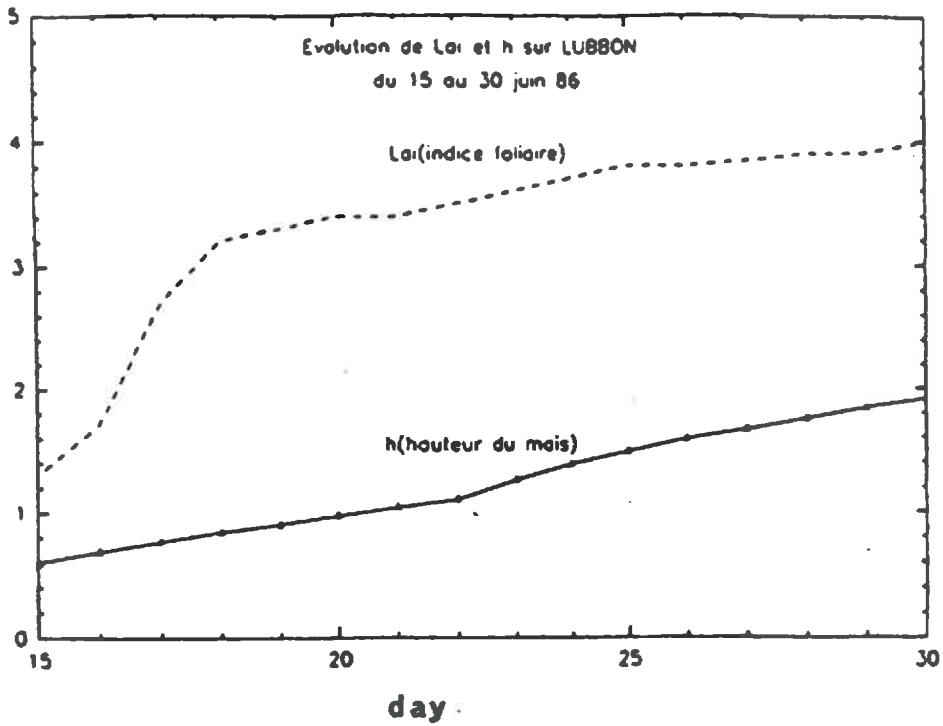
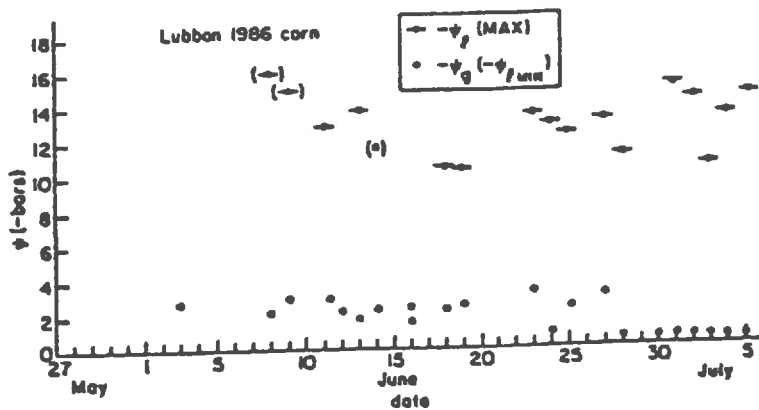
**A****B**

FIG. 4. A: Variations of the vegetation height (m) and of the leaf area index from 15 June to 30 June 1986.

B (taken from Carlson, 1988): Leaf water potential (negative bars) versus data for corn plants at Lubbon. Small circles with horizontal line segments are maximum (negative) leaf water potentials (averaged over all leaves) for the day. Small filled circles refer to pre-dawn (base potential) values, which are approximatively those of the soil.

variation of RST(leaf) at LUBBON 2 (sand,maize)

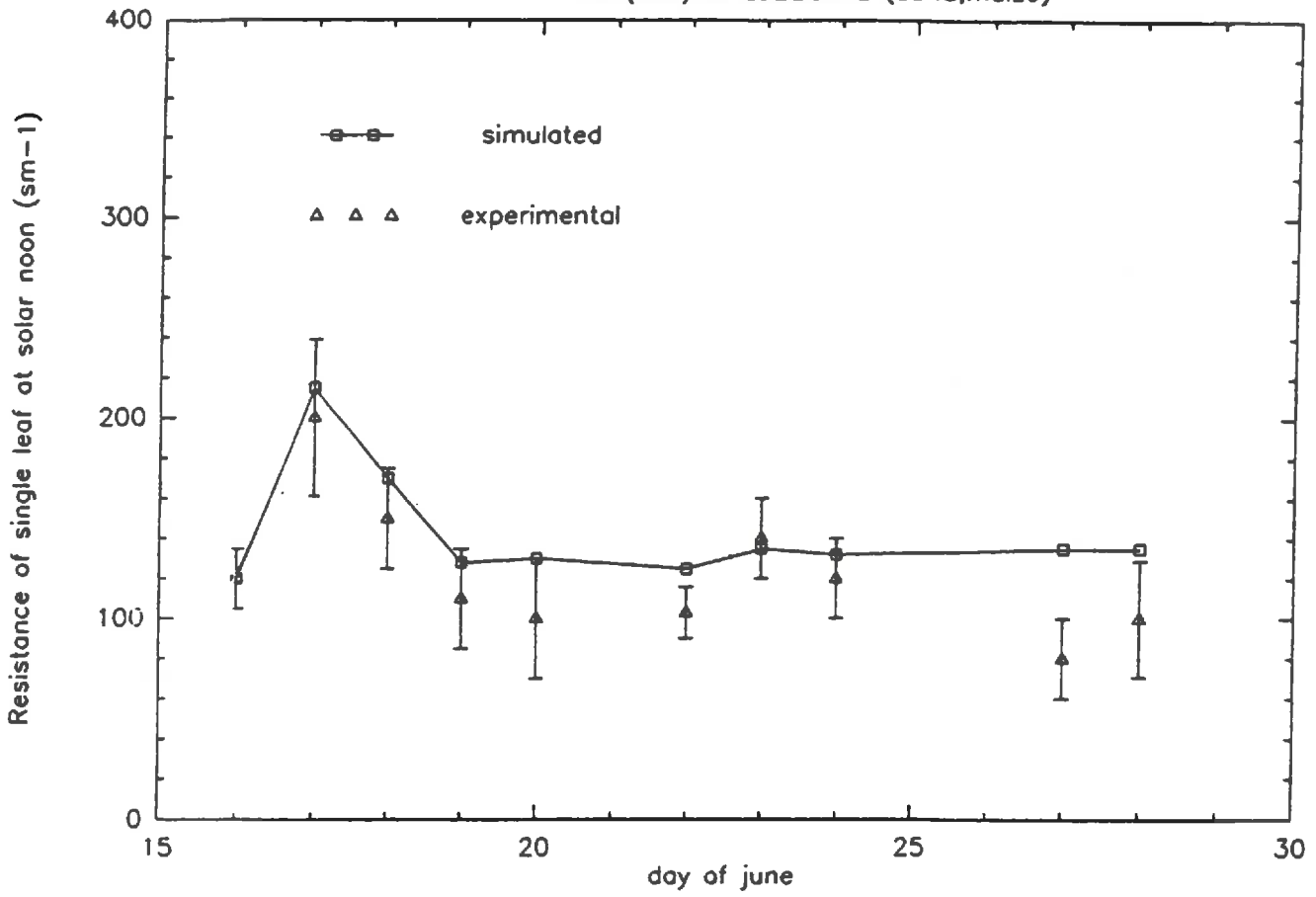


FIG. 5. Daily variations of the resistance of a single leaf at midday. The triangles show the observed values, the solid line is predicted using (2). Lubbon site, from 15 June to 30 June.

LUBBON2(sand,maize) 27.06.86

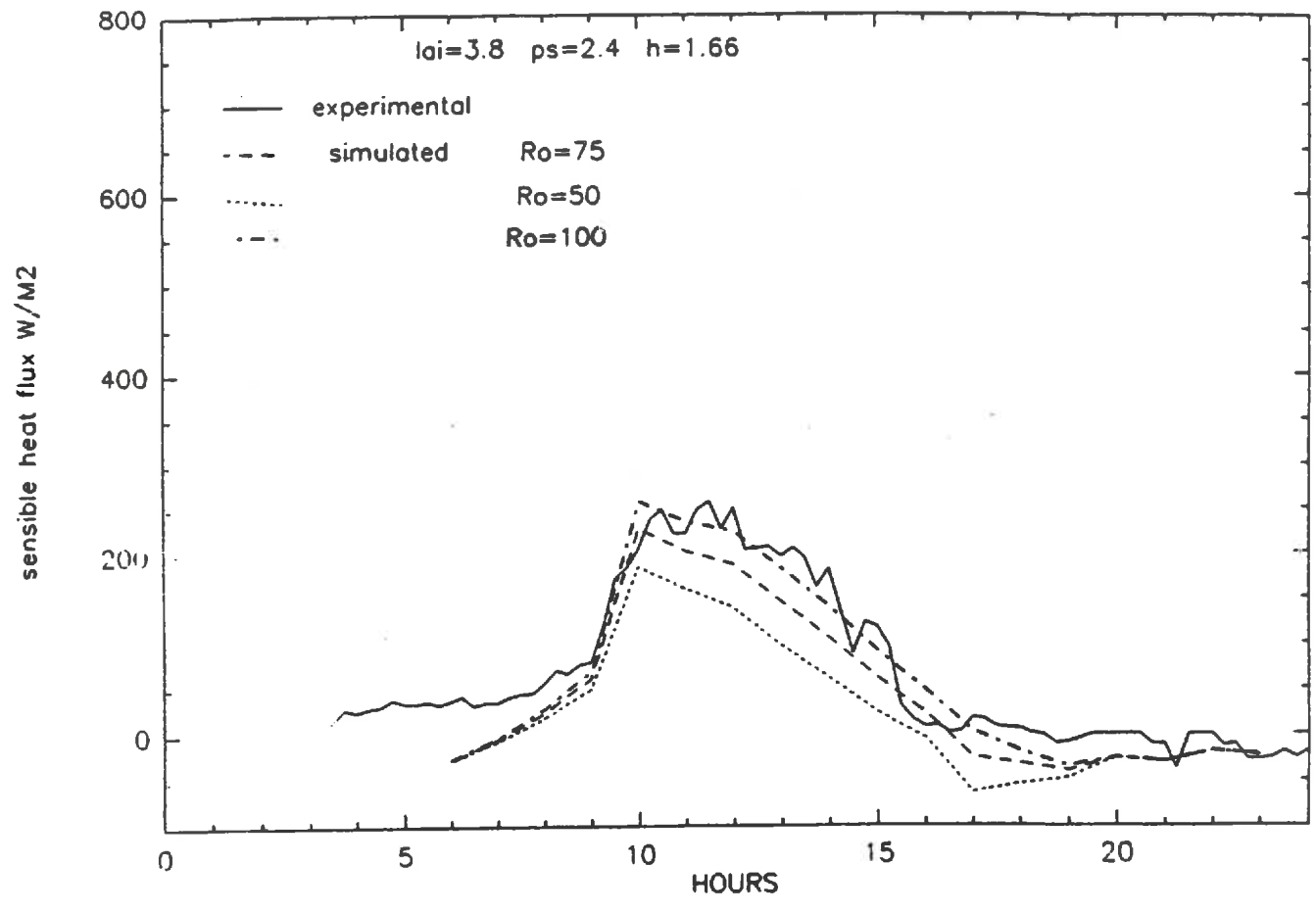


FIG. 6. Time variations of the surface sensible heat flux. The solid line shows the observed data, the dashed lines respectively correspond to the simulations for different values of  $R_{stmin}$ : 100, 75, 50  $sm^{-1}$ . Lubbon 2 site, 27 June 1986.

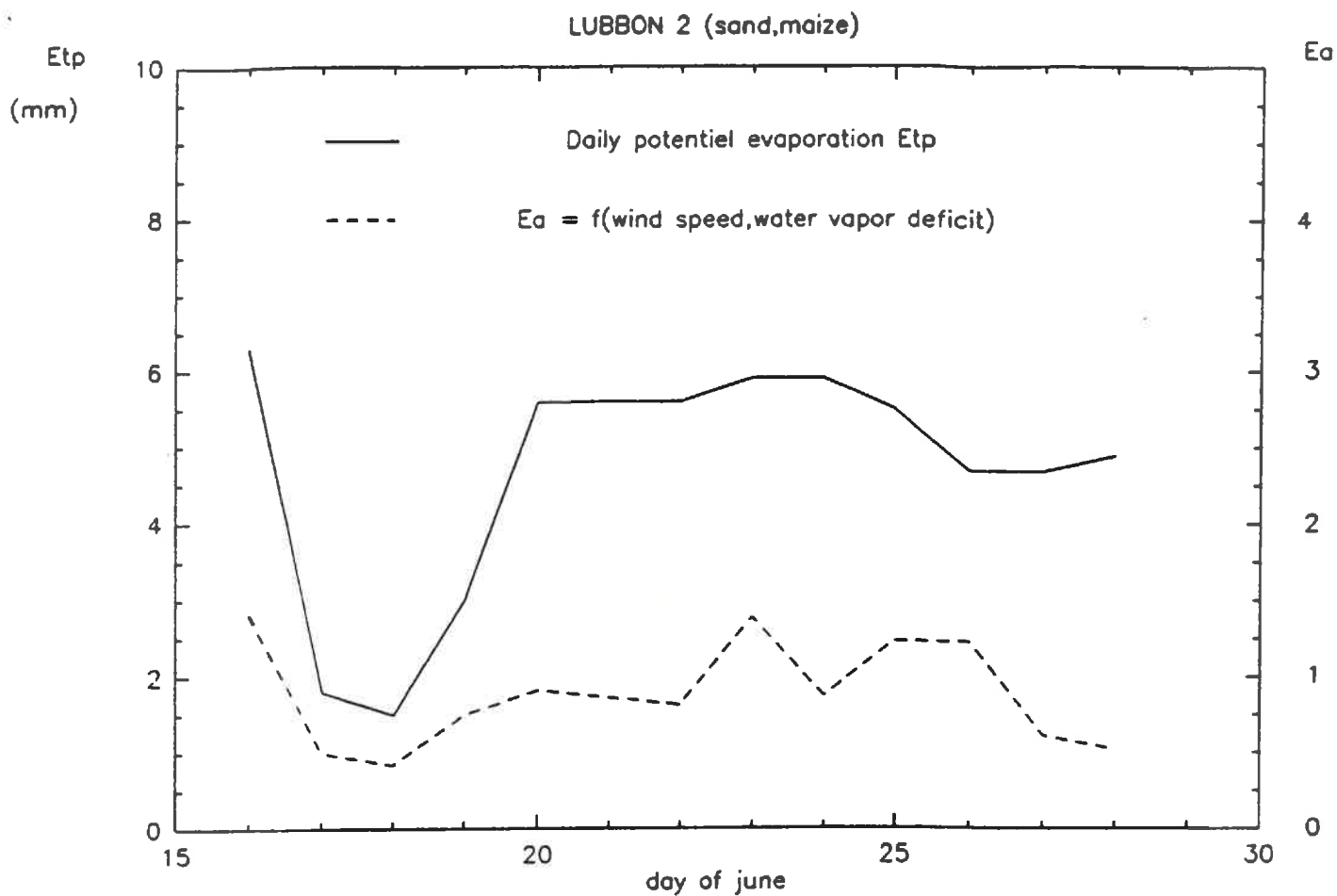


FIG. 7. Time evolution of the potential evaporation (Solid line) and of the drying power of the air (dashed line) at Lubbon from 15 to 30 June 1986.



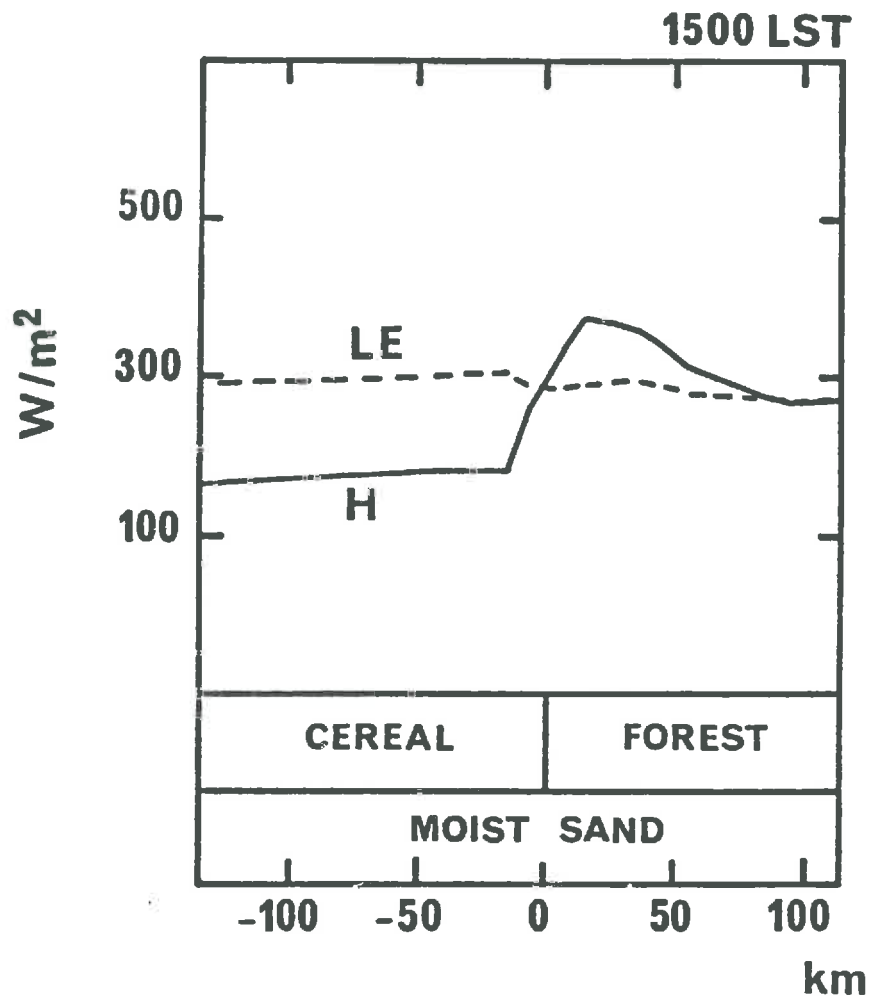


FIG. 8. Horizontal profiles of surface sensible (solid line) and latent (dashed line) heat fluxes ( $W m^{-2}$ ) at 1500 LST.

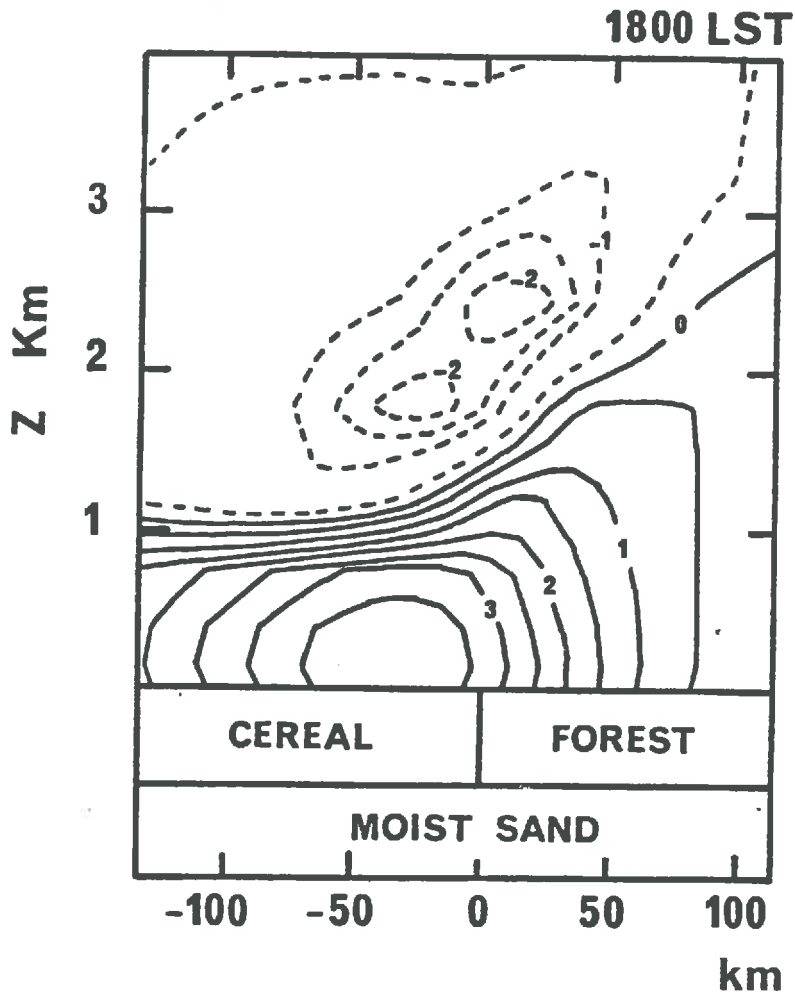


FIG. 9. Vertical cross section of horizontal wind speed ( $\text{m s}^{-1}$ ) at 1800 LST.

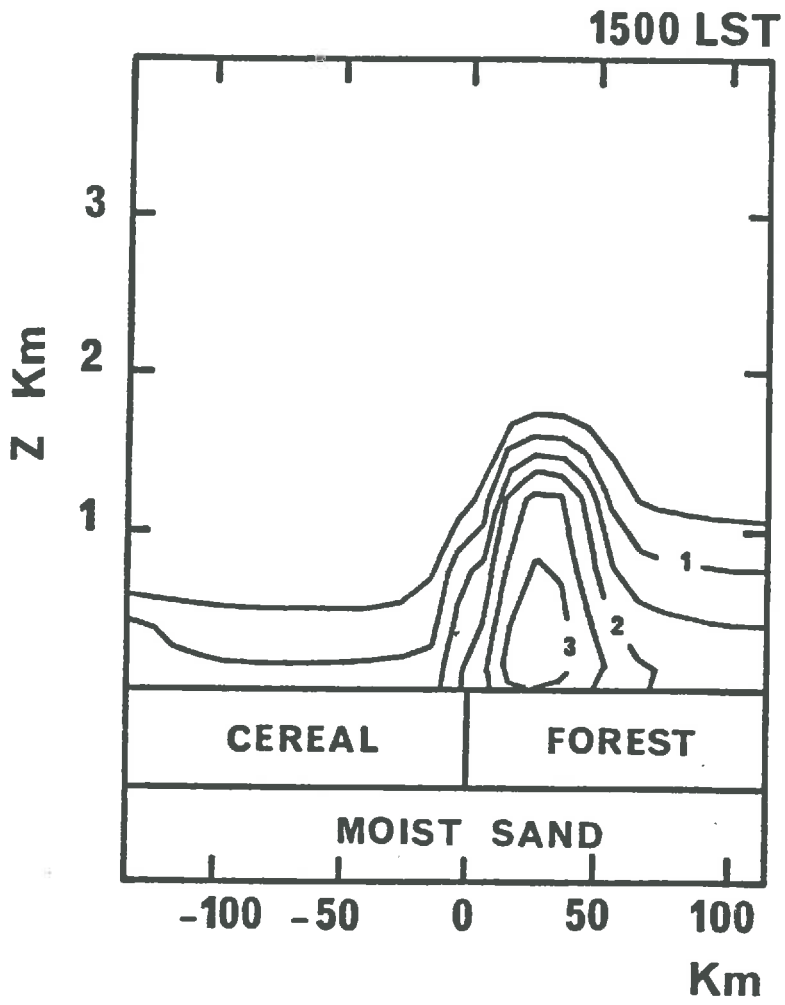


FIG. 10. Vertical cross section of turbulent kinetic energy ( $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ) at 1500 LST.

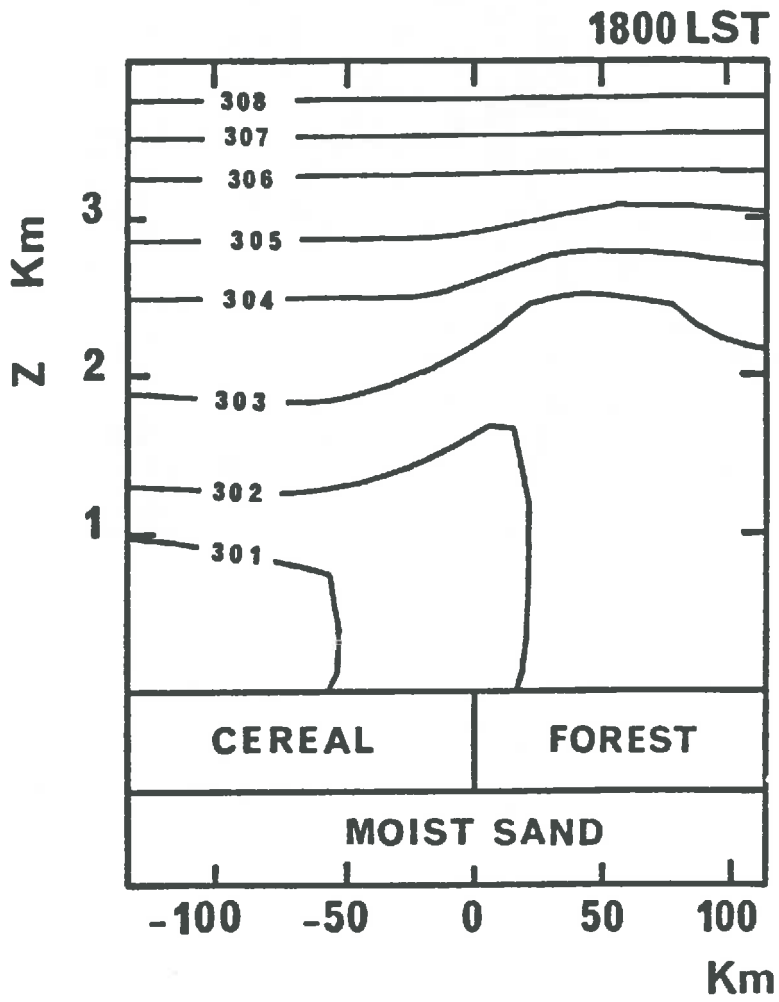
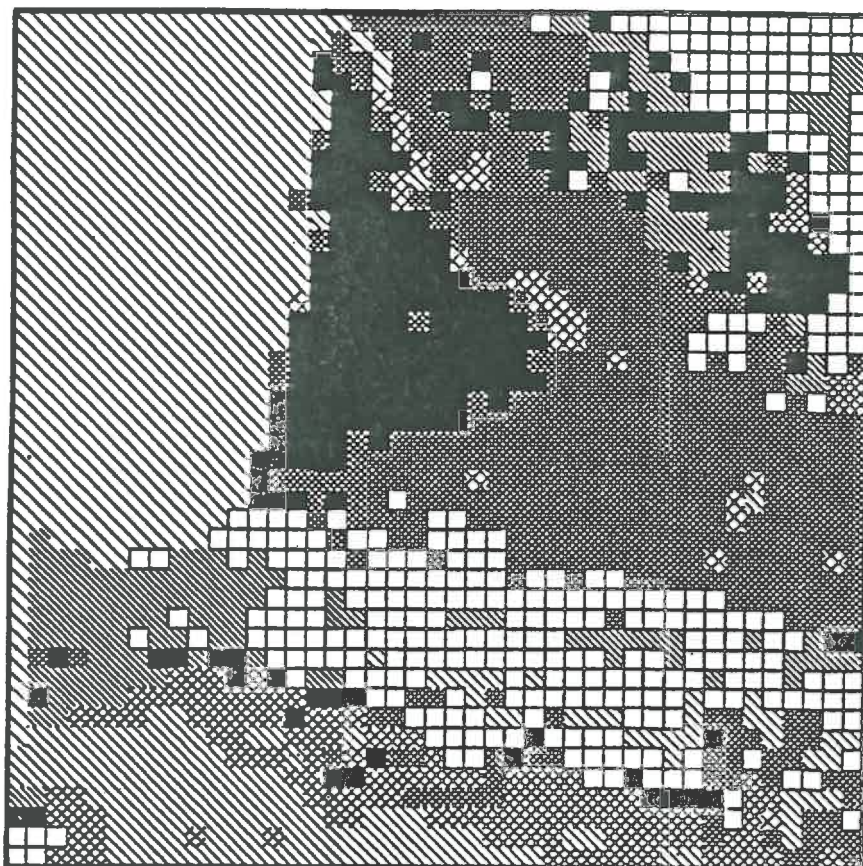


FIG. 11. Vertical cross section of potential temperature (K) at 1800 LST.



- CONIFER FOREST
- ▨ DECIDUOUS FOREST
- ⊗ VINEYARD — ORCHARD
- ⊞ SHRUB
- CROP
- GRASSLAND
- ▨ BARE SOIL
- ▨ WATER

FIG. 12. Vegetation map of the HAPEX-MOBILHY area used for the 16 June 1986 simulation. AVHRR data processing by T. Phulpin, CNRM, 1988

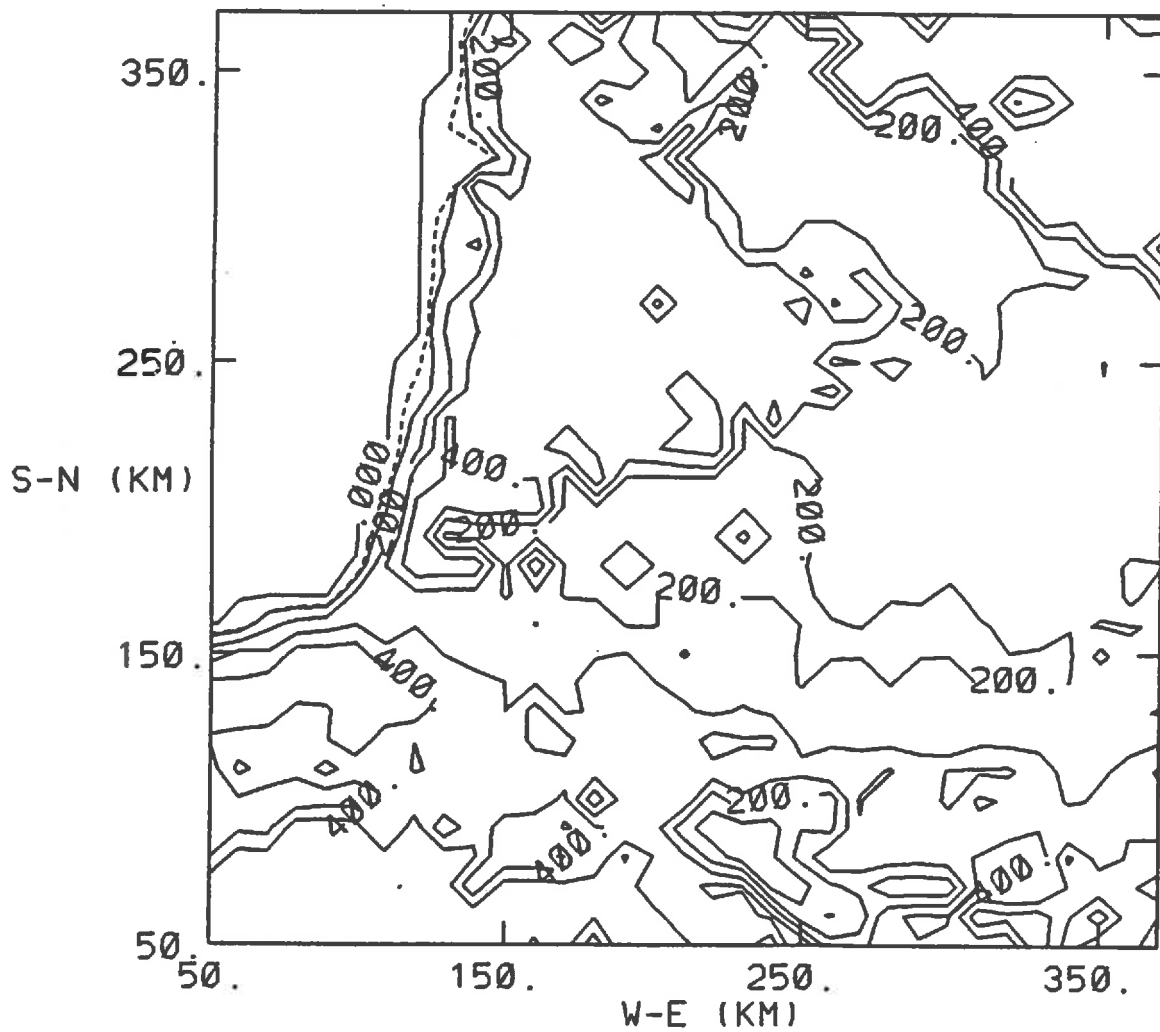


FIG. 13. Map of the surface level sensible heat flux ( $\text{W m}^{-2}$ ) predicted by the model at 1200 LST. The dashed line shows the Atlantic coastline. Contours drawn at  $100 \text{ Wm}^{-2}$  intervals.

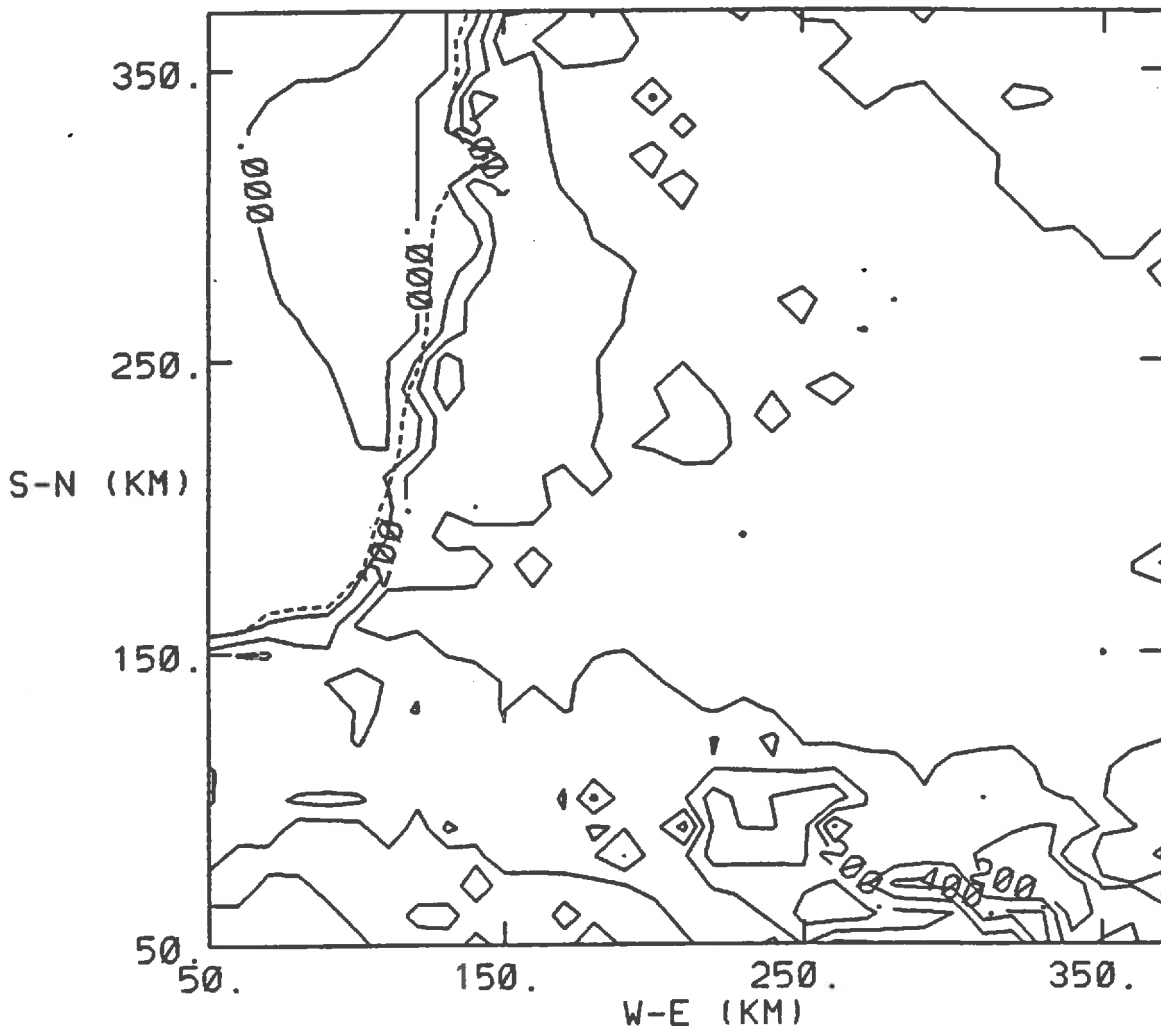


FIG. 14. Map of the surface level latent heat flux ( $\text{W m}^{-2}$ ) predicted by the model at 1200 LST. The dashed line shows the Atlantic coastline. Contours drawn at  $100 \text{ Wm}^{-2}$  intervals.

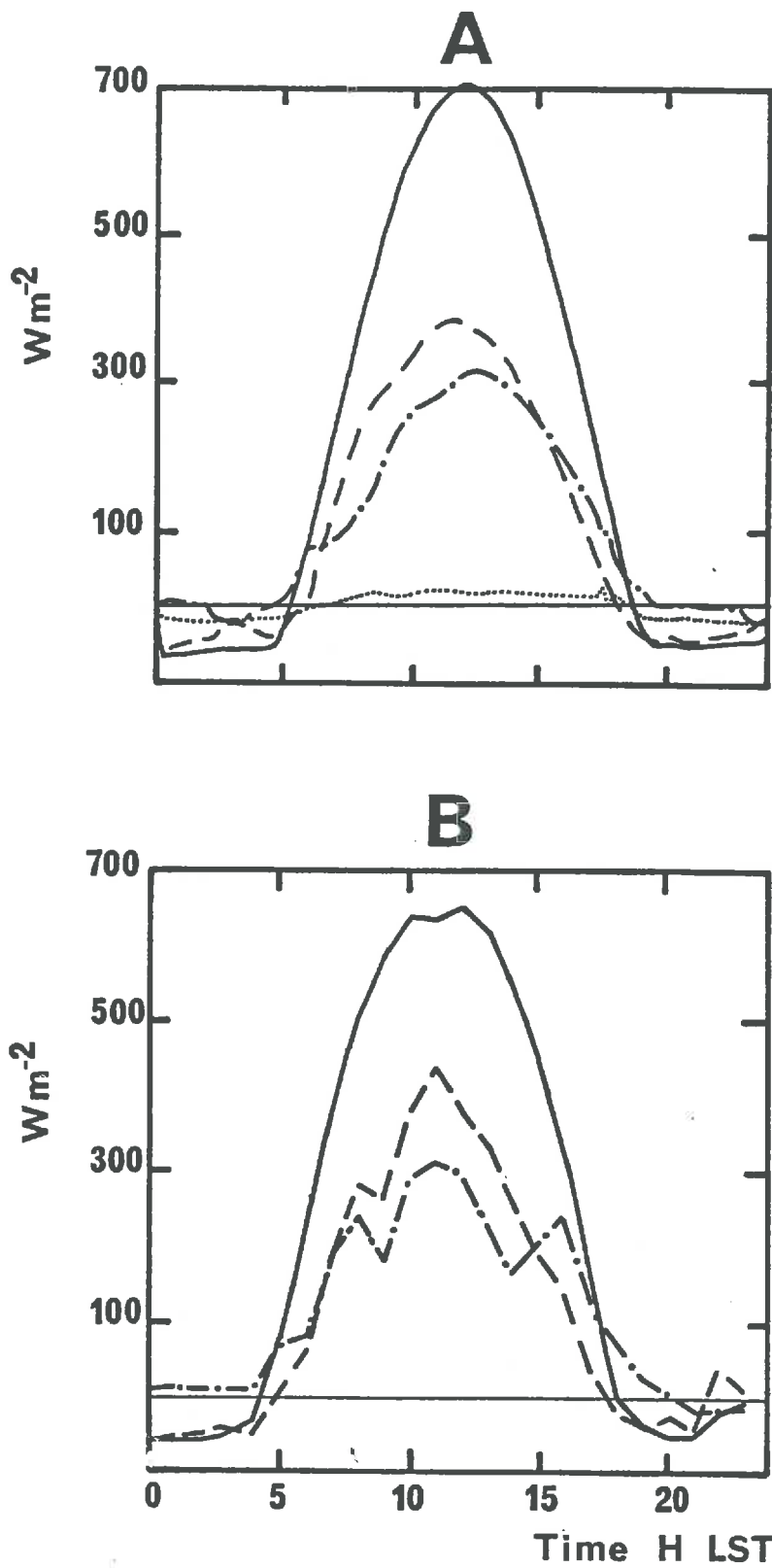


FIG. 15. Comparison of the modeled (upper frame, A) and observed (lower frame, B) energy budgets at ground level ( $W m^{-2}$ ). Solid line: net radiation. Dashed line: sensible heat flux. Dot-dashed line: latent heat flux. Dotted line: flux into the ground. Landes forest site, HYDRA measurements from Gash et al. (1988).



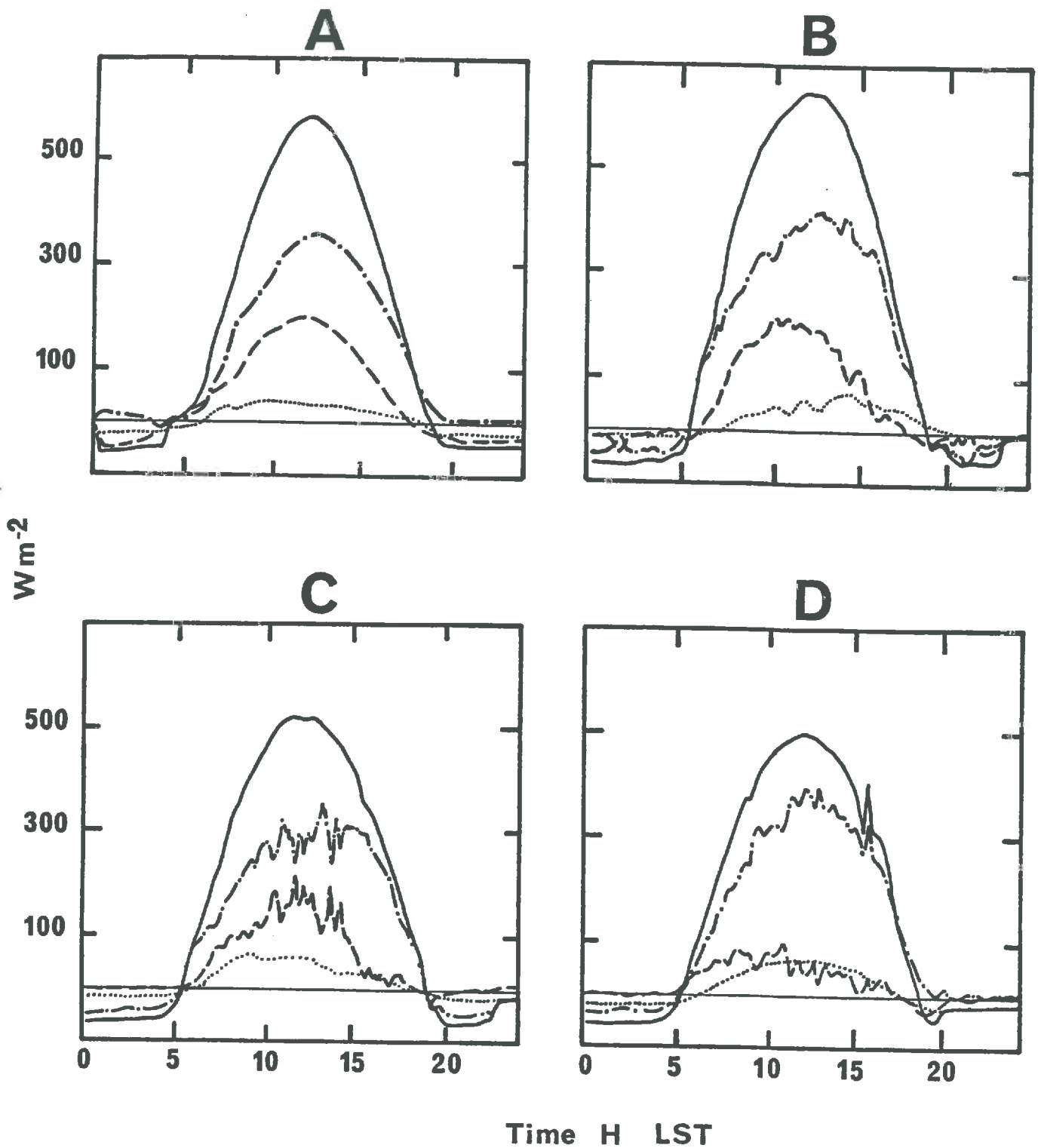


FIG. 16. Comparison of the modeled (frame A) and observed ( frames B,C,D) energy budgets at ground level ( $W m^{-2}$ ). Solid line: net radiation. Dashed line: sensible heat flux. Dot-dashed line: latent heat flux. Dotted line: flux into the ground. Sites: Lubbon (B), Tieste (C), Vicq (D). SAMER data from CNRM.

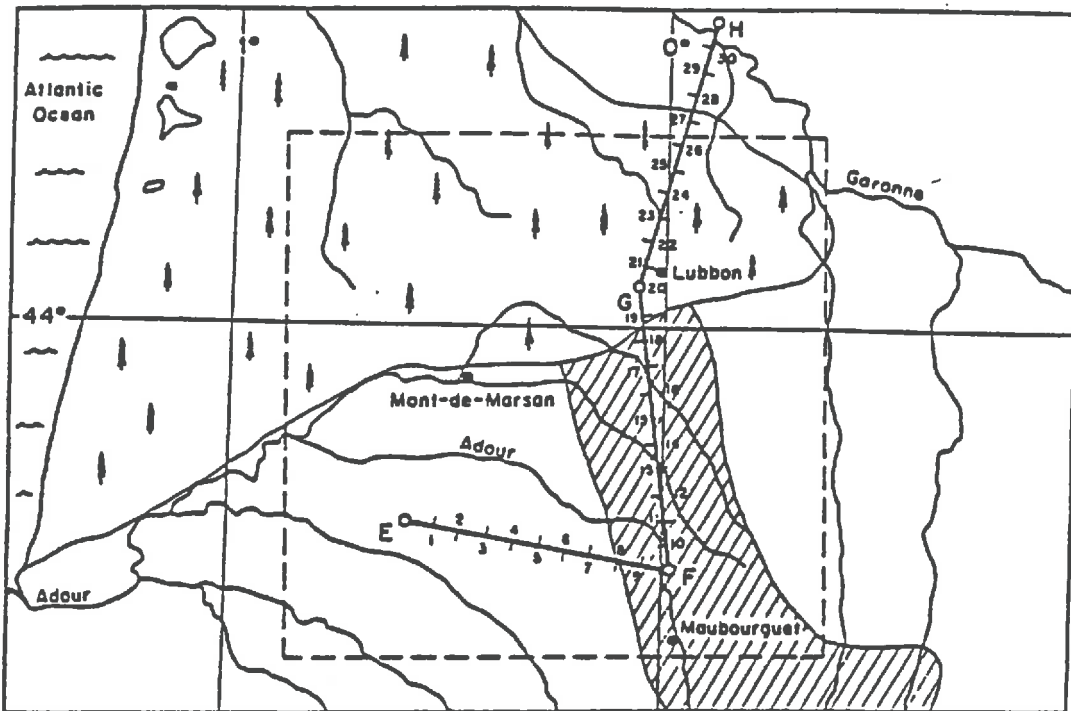


FIG. 17. Map of the HAPEX-MOBILHY central research area in south-western France showing schematically the flight track of NCAR King Air aircraft on 16 June 1986 between 1140 and 1300 LST, and different terrain and agricultural areas. The flux measurement flight pattern is indicated by the line between waypoints E, F, G and H. The Landes forest and a hilly area (hatched) are indicated.

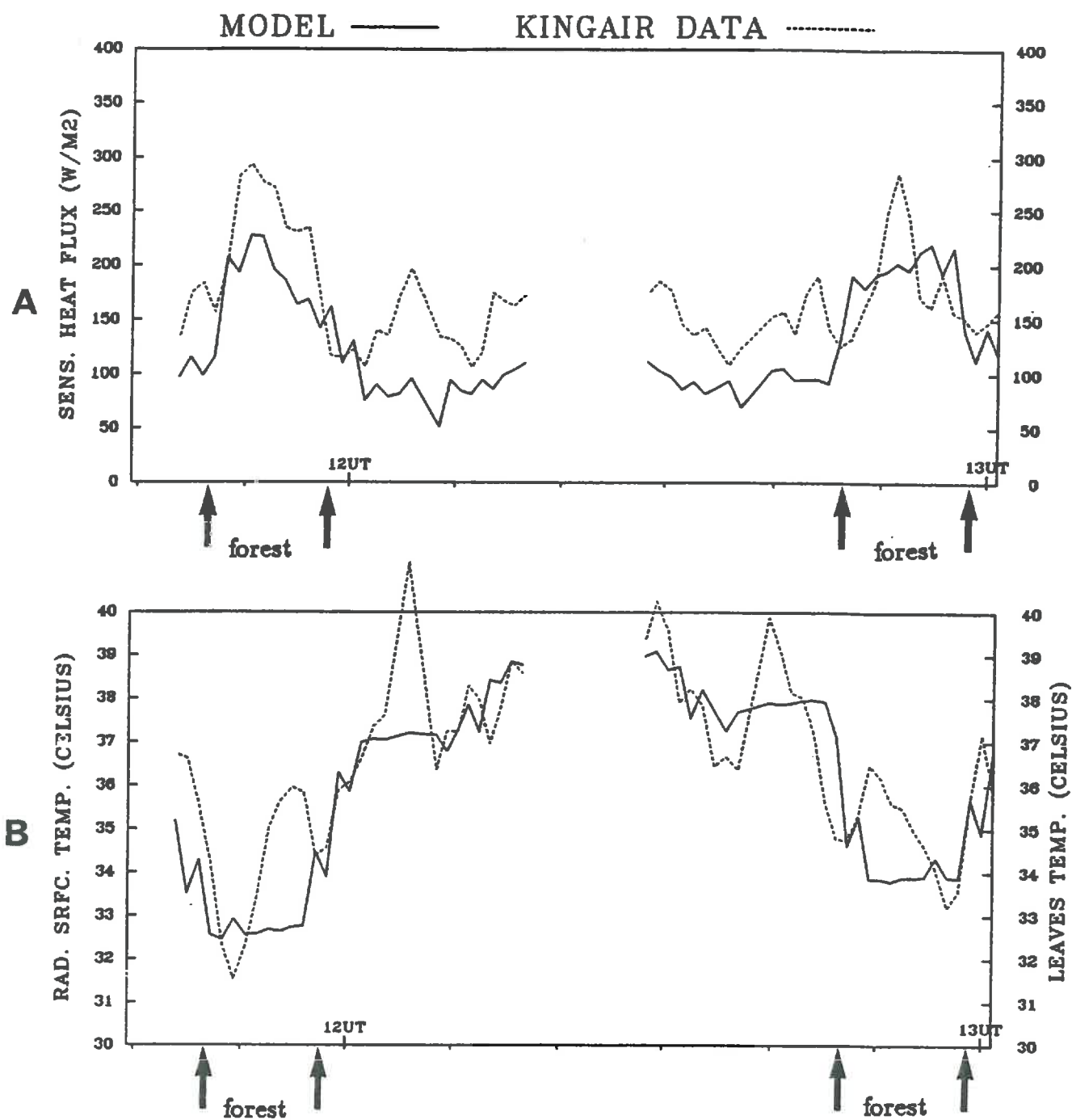


FIG. 18. Comparison of the King Air aircraft measurements with the model results interpolated in space and time along the aircraft trajectory. Upper frame: simulated (solid line) and observed (dotted line) sensible heat flux ( $W m^{-2}$ ) at 100 m above ground level. Lower frame: simulated (solid line) and observed (dotted line) radiative temperature of the canopy ( $^{\circ}C$ ) along the flight track.

TURBULENT KINETIC ENERGY (M<sup>2</sup>/S<sup>2</sup>)

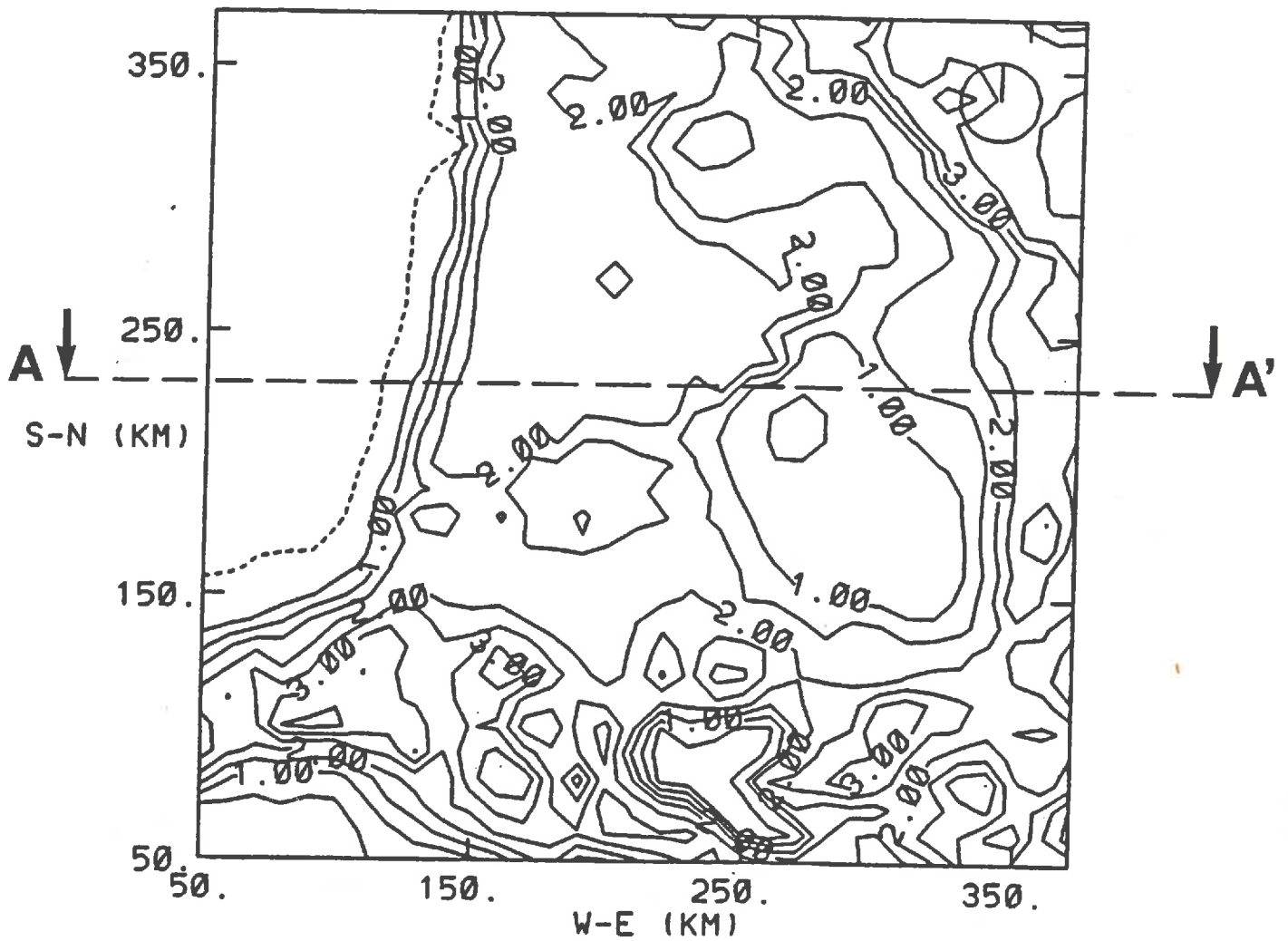


FIG. 19. Map of the turbulent kinetic energy ( $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ) predicted by the model at 1200 LST at about 400 m above the ground level. Contours drawn at 1  $\text{m}^2\text{s}^{-2}$  intervals. The dashed line shows the Atlantic coastline. The A-A' line is used for the cross-section analysis.

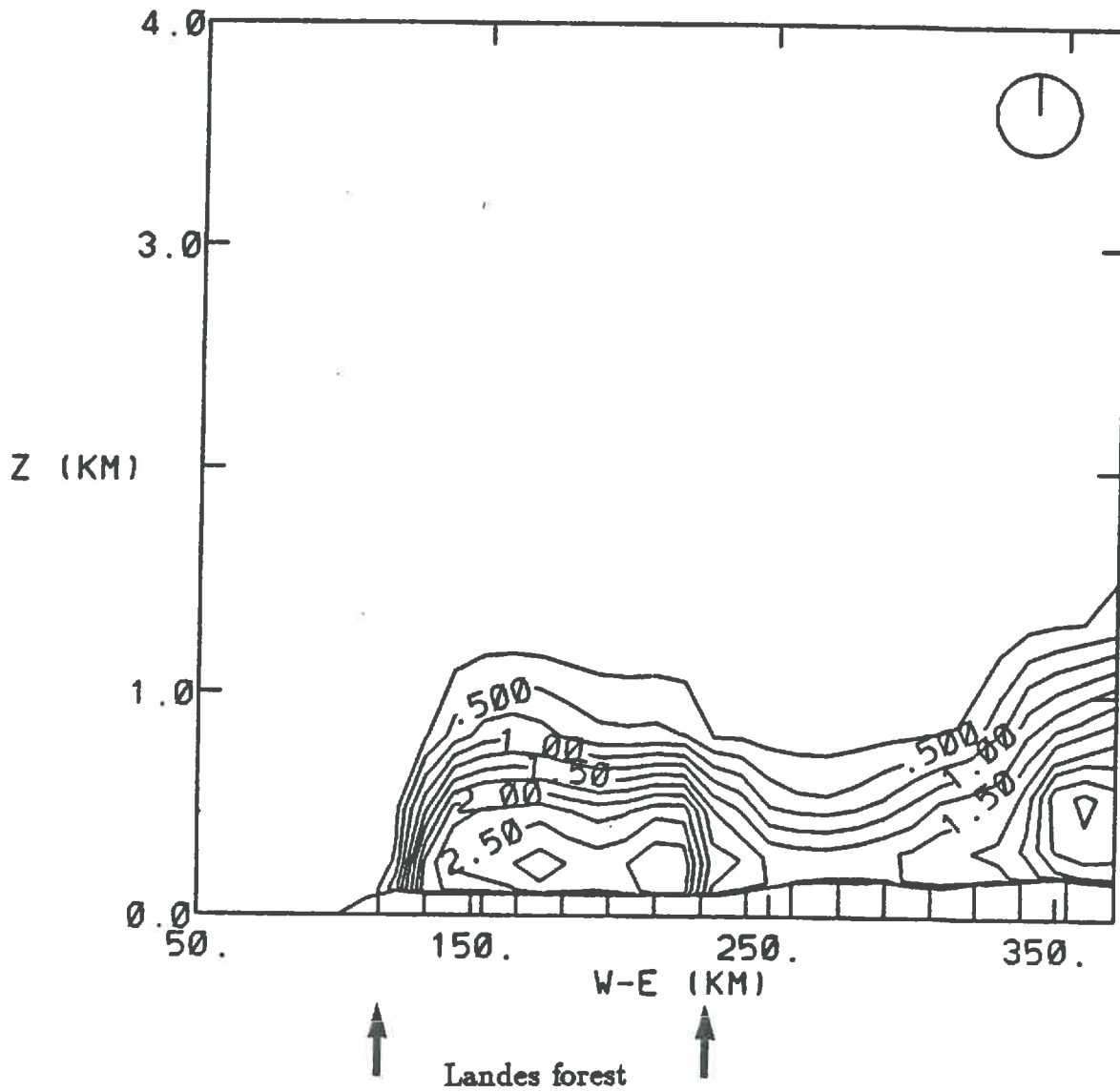


FIG. 20. Vertical cross-section of the turbulent kinetic energy ( $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ) at 1200 LST along the west-east A-A' line of Fig. 21. Contours drawn at  $0.25 \text{ m}^2 \text{s}^{-2}$  intervals. The Landes forest location is indicated.

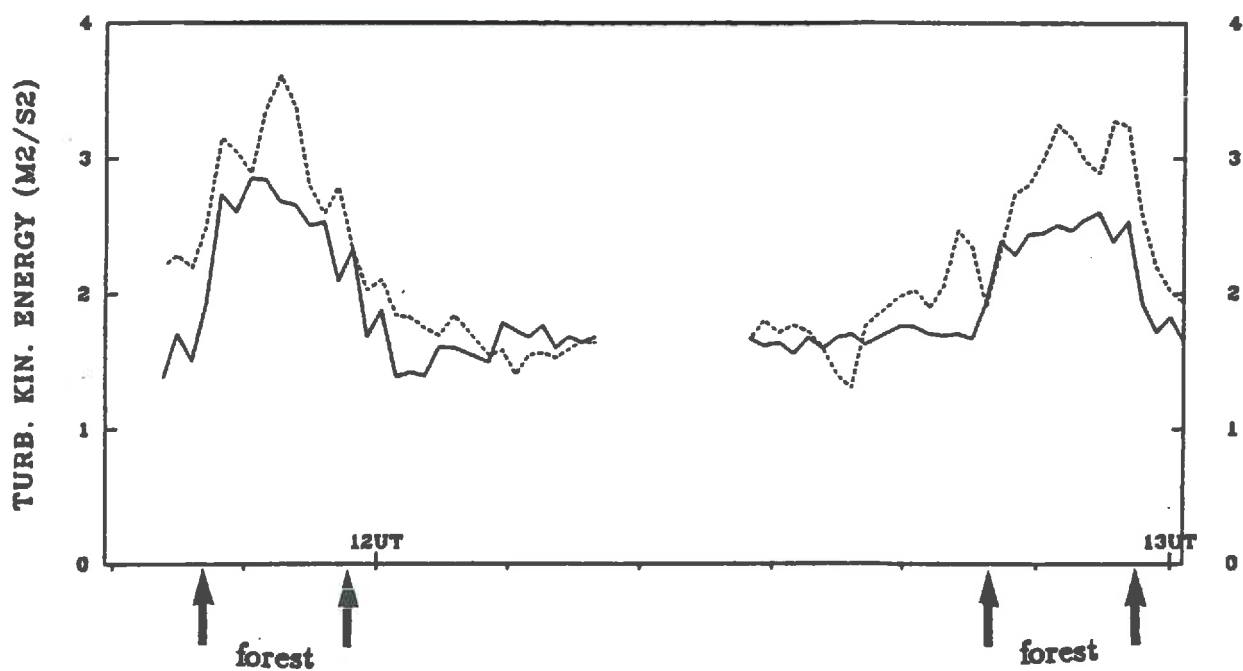


FIG. 21. Comparison of the King Air aircraft turbulent kinetic energy ( $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ) measurements (dotted line) with the model results (solid line) interpolated in space and time along the aircraft trajectory. The aircraft is flying at about 100 m above the ground surface.

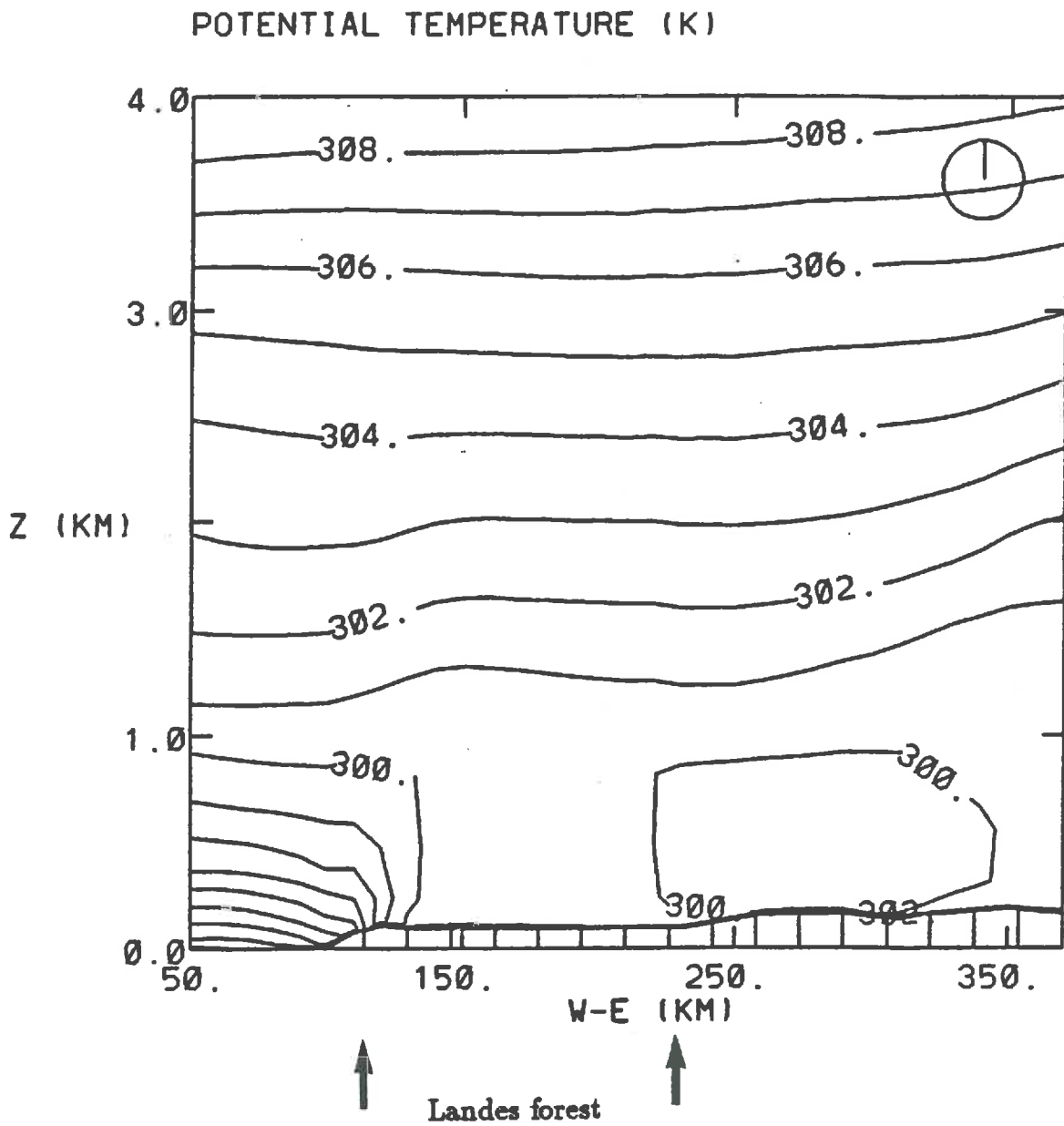


FIG. 22. Vertical cross-section of the potential temperature (K) at 1200 LST along the west-east A-A' line of Fig. 21. The Landes forest location is indicated.

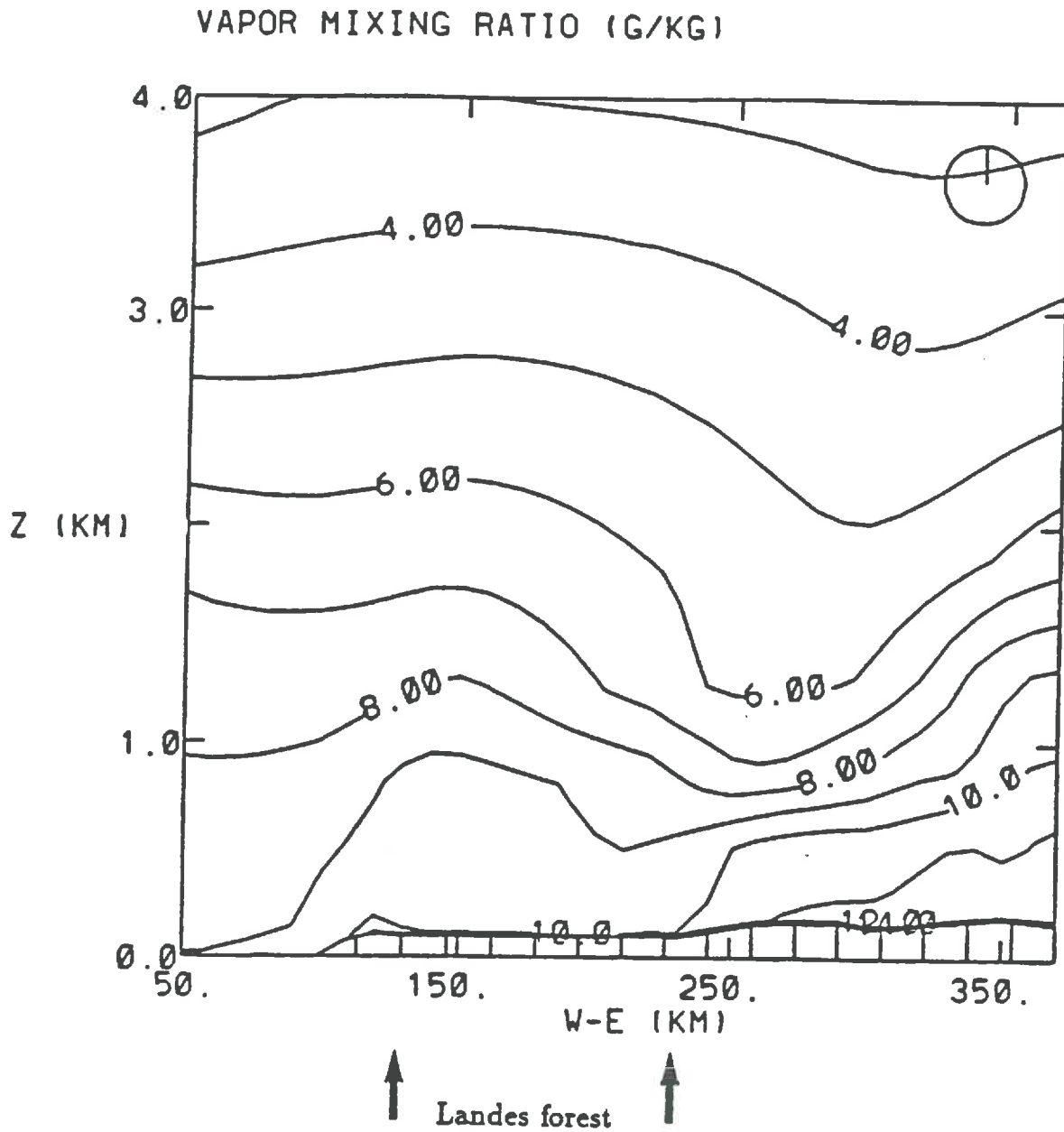


FIG. 23. Vertical cross-section of the water vapor mixing ratio (g/kg) at 1200 LST along the west-east A-A' line of Fig. 21. The Landes forest location is indicated. Contours drawn at 1 g/kg intervals.



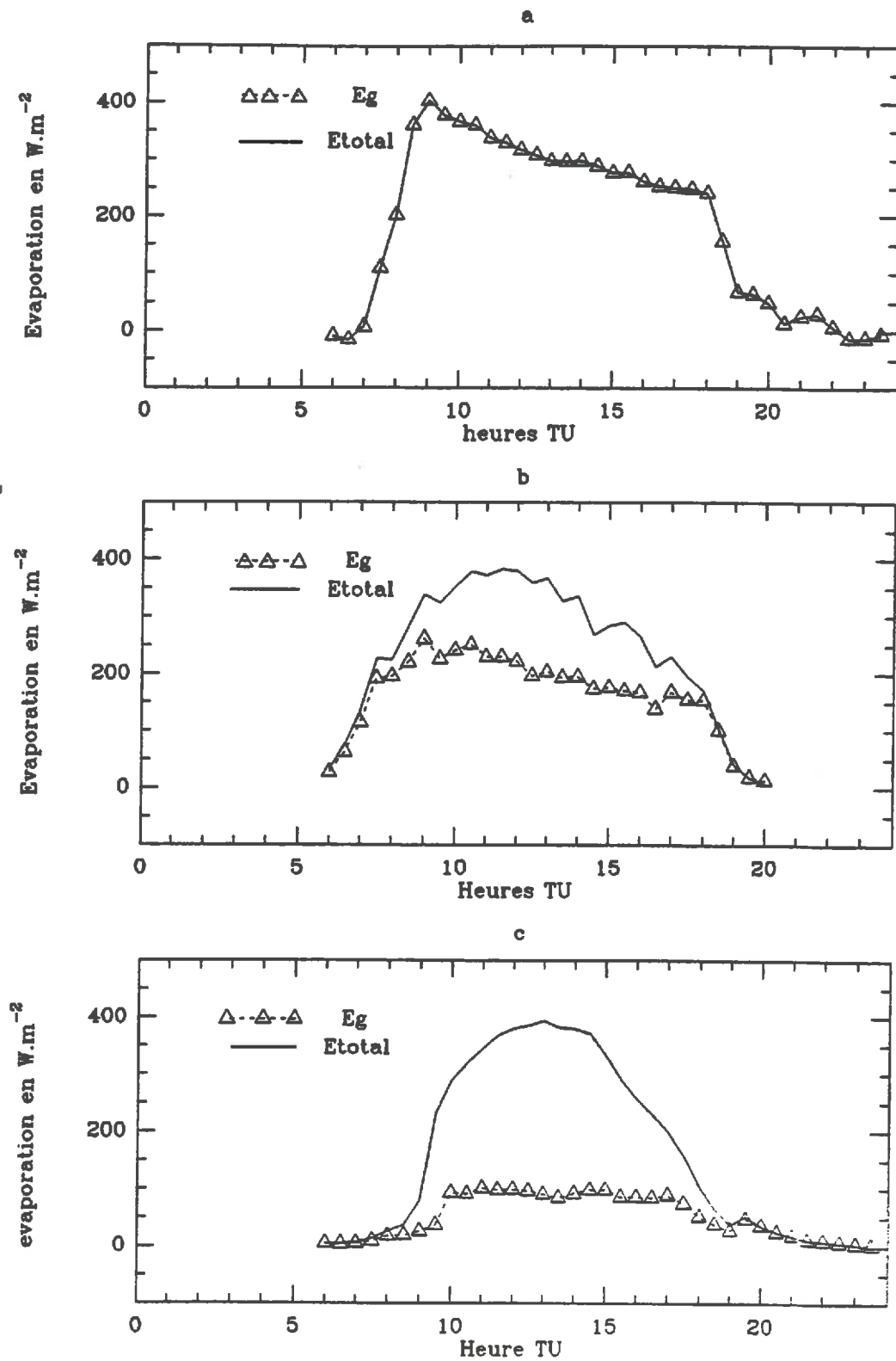
**CHAPITRE IV**

**VALIDATION DU MODELE D'INTERFACE  
SUR COUVERTS PARTIELS**

**ARTICLE III:**

**" ESTIMATION OF CANOPY RESISTANCE DURING  
HAPEX MOBILHY EXPERIMENT".**

*soumis au Journal of Agricultural and Forest Meteorology  
en Mai 1990*



**Fig.IV-1** Variation journalière de l'évaporation totale et de l'évaporation

du sol dans 3 cas différents/

a-sur du sol nu

b- sur un couvert partiel

c- sur une couverture dense

#### *IV Validation du modèle sur couvert partiel*

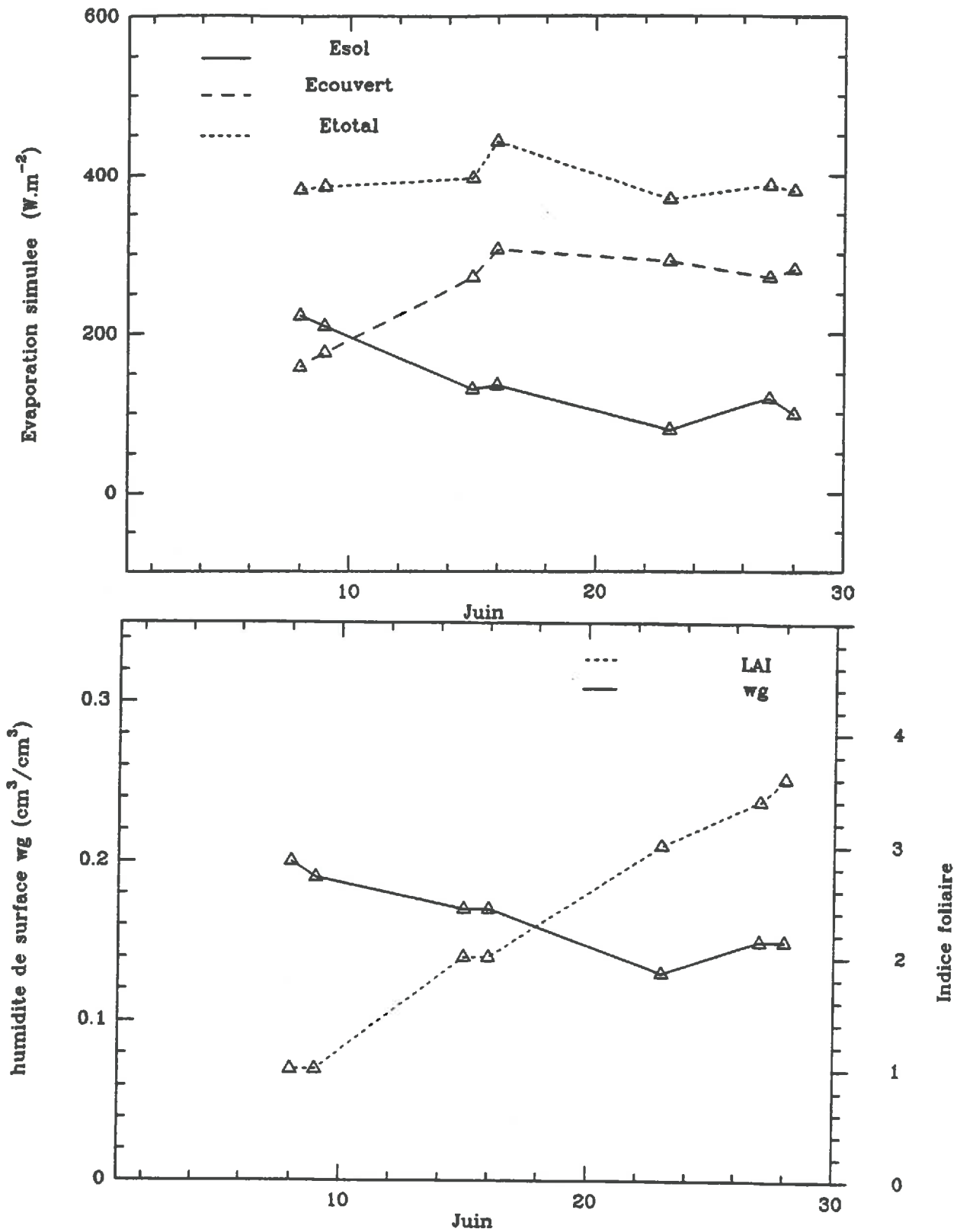
##### ***Article: " Estimation of canopy stomatal resistance during HAPEX- MOBILHY experiment".***

Dans le cas de surfaces partiellement couvertes, le sol et la végétation contribuent à l'évaporation de façon comparable. Ce qui est bien illustré sur la figure IV-1-b. Par conséquent, la connaissance des paramètres sol et des paramètres végétation est nécessaire pour le fonctionnement du modèle. Dans ce papier, on propose une méthode d'évaluation des flux de surface sur couverts partiels, qui consiste à étalonner les paramètres sols du modèle (  $P$ ,  $D_w$  et  $Elim$ ) sur sol nu et le paramètre végétation ( $R_{smin}$ ) sur couvert dense, où la contribution du sol devient négligeable (figure IV-1-c), les autres paramètres végétation  $h$  et LAI étant en général connus. Puis de les utiliser sur couvert partiel en supposant que ces fonctions sont les mêmes. Cette méthode est validée sur différents sites de l'expérience H-M pendant la POI, en comparant les flux de rayonnement net et les flux de chaleur sensible mesurés et simulés.

Dans cet article, on montre 2 points importants:

1- qu'on est bien capable de séparer la contribution du sol de celle de la végétation dans l'estimation de l'évaporation.

2 - qu'on est capable de reproduire la variation de la résistance avec l'état phénologique; c'est à dire qu'elle diminue pendant la période de croissance et augmente après le stade de maturité.



**Fig.IV-2: Lubbon2 (sable + maïs), juin 1986:**

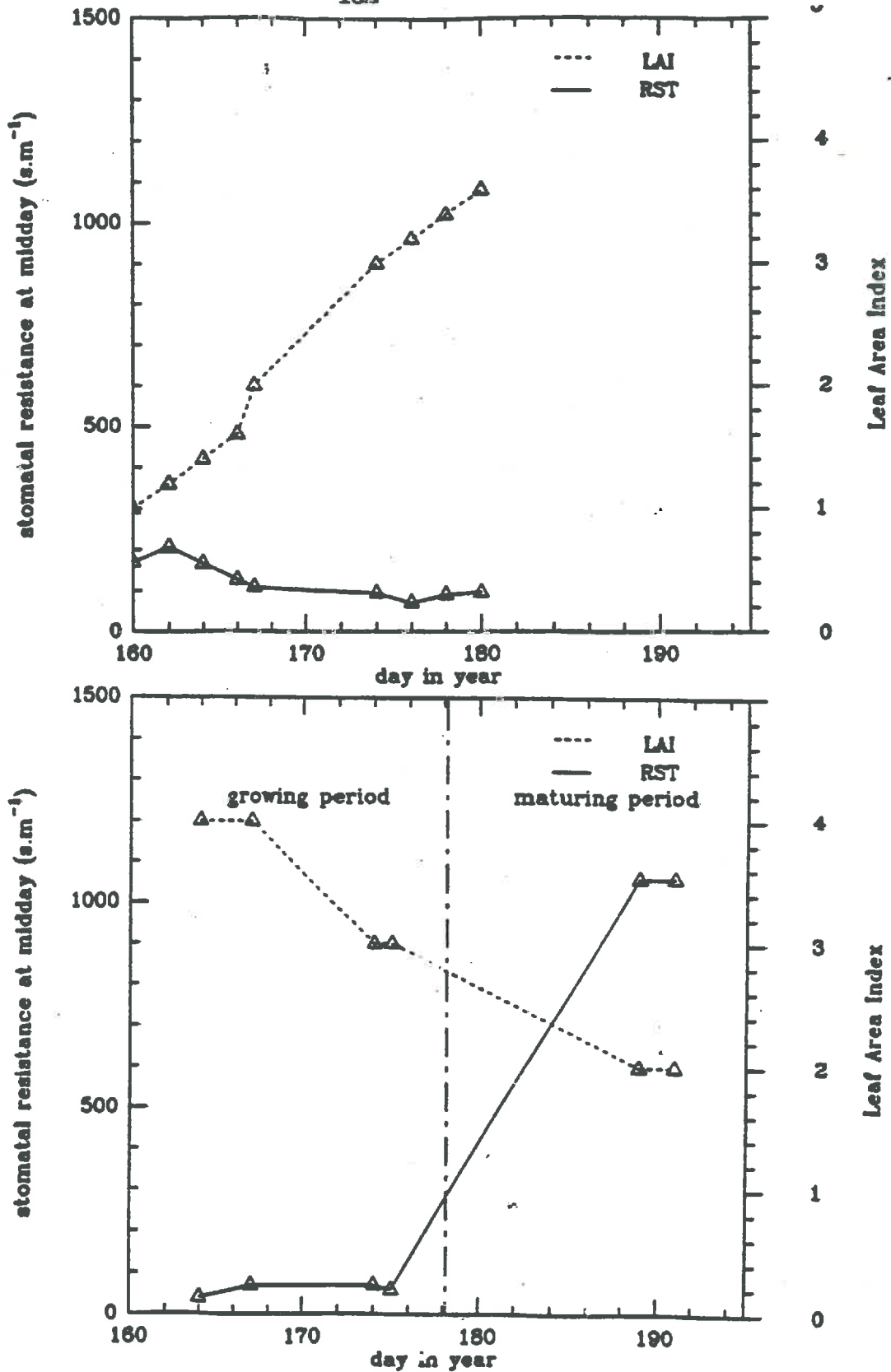
**a- Variation des évaporations du sol (Esol), du couvert(Ecouvert) et totale (Etotal).**

**b- Variation de l'indice foliaire (LAI) et l'humidité de surface (wg)**

Le premier point est très important quand on veut étudier l'état de la végétation et son évolution car l'évaporation totale (sol+ couvert) seule, est incapable de nous donner ces renseignements. En effet, pendant la croissance de la végétation, sa transpiration augmente. Cette augmentation peut ne pas se voir dans l'évaporation totale si pendant cette même période l'évaporation du sol diminue. Ce qui est très bien illustrée sur la figure IV-2. Sur cette figure, on représente l'évolution des évaporations du sol (Esol), du couvert (Ecouvert) et totale (Etotal), sur le maïs de Lubbon 2 pendant le mois de juin. Pendant cette période, le maïs est en croissance (LAI croît de 1 à 4), sa transpiration, Ecouvert, augmente, par contre Esol diminue à cause du dessèchement du sol ( $w_g$  passe de 0.2 à 0.14), et voit très bien que l'évaporation totale ne varie pratiquement pas pendant cette période de croissance.

La Fig. IV-3, qui présente la variation temporelle de la résistance du couvert RST simulée dans 2 cas phénologiques différents, le premier correspondant à un maïs en pleine croissance ( $h$  varie entre 50 et 200 cm et LAI entre 1 et 4) et le second cas correspondant à un avoine arrivant à maturité ( $h$  varie entre 1.2 et 1.5 et LAI décroît de 4 à 2) illustre très bien le second point.

La dépendance du modèle vis-à-vis des paramètres végétation ( $h$ , LAI, et RST), la méthode d'évaluation des flux de surface sur couverts partiels et sa validation sont détaillées dans l'article suivant.



**Fig IV-3: Variation temporelle de la résistance du couvert RST**  
*a- sur un maïs en croissance*  
*b- sur un avoine arrivant à maturité*

ARTICLE III

**'ESTIMATION OF CANOPY RESISTANCE DURING  
HAPEX MOBILHY EXPERIMENT'**

Ben Mehrez M.\*, O. Taconet\*, D. Vidal-Madjar\*, C. Valencogne\*\*

\* Centre de Recherche en Physique de l'Environnement  
CRPE/CNET, 38-40 rue du Général Leclerc  
92131 Issy les Moulineaux  
France

\*\* Institut National de Recherches Agronomiques  
Bioclimatologie  
33140 Pont de la Maye  
France

*Estimation of canopy resistance during  
HAPEX-MOBILHY experiment.*

Ben Mehrez, M.\*, O. Taconet \*, D. Vidal-Madjar\* and C. Valencogne\*\*.

\* *Centre de Recherches en Physique de l'Environnement*

*38-40 rue du Général Leclerc*

*92131 Issy-les-Moulineaux, France*

\*\* *Institut National de Recherches Agronomiques,*

*Bioclimatologie*

*33140 Pont de la Maye, France*

***Abstract***

Surface energy fluxes can be evaluated from remotely sensed data using models describing the transfers of energy, mass and radiation between soil, vegetation and atmosphere.

To be applied over partial canopies where the soil evaporation is comparable to the foliage one, these models need 3 key soil parameters : thermal inertia (P), hydraulic diffusivity (Dw) and limit evaporation (Elim) which depend on the soil type and on its moisture and 3 key vegetation parameters : height of vegetation (h), leaf area index (LAI) and minimum resistance to transpiration (Rsmin) which depend on the type and on the physiology of the vegetation.



In this paper, we propose a methodology to estimate these parameters. The soil parameters are fitted during a period of bare soils. The vegetation ones,  $h$  and LAI may be estimated using remote sensing in the optical bands and mean biophysical relationships. The single parameter which remains to be estimated is  $R_{smin}$ . Assuming that  $R_{smin}$  is constant during the growing period, it is adjusted during period of dense canopy where the contribution of soil to the total evaporation is negligible. This method is tested using the Special Observing Period (SOP) (7May-15 July 1986) of the international HAPEX-MOBILHY experiment where the sites moved from bare soils to dense covered areas.

It is shown that a partition between evaporation and transpiration can be made leading to the monitoring of the global vegetation stomatal resistance along the growing season.

### *I Introduction*

At the regional scale, the monitoring of the vegetation growth and state (e.g. stress, resistance to the evaporation, water content in the root zone) is now possible partly thanks to the use of radiation observations from space in the thermal infrared and microwave range.

The method is based on the use of models simulating the interactions between the soil, the vegetation and the atmosphere able to assimilate data from remote sensing measurements ( thermal infrared and microwave) and to separate the soil contribution to fluxes from the vegetation one.

The first applications have been done over dense canopies where the soil contribution is not important ( Wetzal et al 1984, Taconet et al, 1986, Sucksdorff and Ottlé, 1990) and over bare soils (Raffy and Becker, 1985, Carlson, 1986).

Up to now, no application has been performed over partial canopies where the contribution of the soil to the evaporation is comparable to the foliage one.

In this context, we present an attempt to use the model described in Taconet et al (1986), for evaluating daily evaporation and canopy resistance in the case of dense and partial canopies.

This model is based on the formalism of Deardorff (1978). It calculates surface fluxes, surface temperature and soil moisture from characteristics of soil and vegetation and knowledge of the atmospheric forcing. The vegetation is assumed to be a single foliage layer, with negligible heat capacity, shielding more or less completely the ground. The three main parameters of vegetation in this scheme are the vegetation height ( $h$ ) the leaf area index (LAI) and the minimum stomatal resistance ( $R_{smin}$ ) which depend on the vegetation type and its maturity. The soil is represented as a two layers system adapted from Deardorff (1977) and modified by Bernard et al (1986), where the heat and water exchanges are described by 3 parameters: thermal inertia ( $P$ ), limit evaporation ( $E_{lim}$ ) and hydraulic diffusivity ( $D_w$ ) which depend on the soil type and its moisture content.

To run the model over partially covered areas, where both the soil and the foliage contribute to the evaporation, all these six soil-vegetation parameters must be known.

The method to estimate the soil parameters, which depend on the soil texture and its moisture, is presented in Ben Mehrez et al (1990). It is based on their adjustment over bare soils using measurements of the surface water content and surface fluxes given by micrometeorological stations during 2 periods, a wet one and a dry one, with high potential evaporation, in order to make the limit evaporation equal to the observed values.

For the vegetation parameters, the vegetation height ( $h$ ), and the leaf area index (LAI) may be estimated from optical remote sensing and biophysical relationships. The single parameter which remains to be estimated is the

minimum stomatal resistance ( $R_{smin}$ ) which can be considered as constant all over the vegetation growing period ( Perrier et al, 1980; Taconet et al, 1986). To do so, measurements over dense canopies of leaf stomatal resistance or of surface fluxes ( sensible or latent heat fluxes ) are used to estimate  $R_{smin}$ .

After these 6 parameters are known, they are used to simulate the soil/vegetation behaviour during the growing season.

This method is tested on the international HAPEX-MOBILHY experiment (André et al, 1986), during the Special Observing Period (SOP) (7May-15 July 1986) where the sites moved from bare soils to dense covered areas.

A validation is proposed by comparing the simulated surface fluxes (net radiation and sensible heat fluxes) with the observed ones at several sites and by comparing the leaf stomatal resistance simulated and measured over a corn crop at Lubbon site.

The paper is divided into three sections:

In first part, we present a short description of the soil/vegetation model pointing up the most sensitive soil and vegetation parameters, and the methodology to estimate them.

In the second one, measurements from the central site (Lubbon) of HAPEX-MOBILHY (H-M) experiment over a corn crop is used to estimate  $R_{smin}$  and to validate the model over partial canopies by testing its ability to reproduce measurements of leaf stomatal resistance and surface fluxes (net radiation and sensible heat flux) during the growing period.

In the third one, we test the scheme performance to reproduce the components of the surface energy balance and to simulate the canopy stomatal resistance over a wide variety of surface conditions using SAMER data collected over several sites of H-M experiment.

## *II Description of the soil-vegetation model*

The soil/vegetation/atmosphere model used in this study has already been described by Taconet et al (1986). It follows the formalism of Deardorff(1978). It simultaneously solves the energy budget equations at ground and canopy level by assuming an adequate partitioning of the available fluxes between vegetation and soil. The soil is represented as two layers systems where the soil temperature and volumetric moisture content are obtained by solving the diffusion equation for heat and moisture fluxes for two levels in the first soil meter. The vegetation is represented by only one layer, with negligible heat capacity, shielding more or less completely the ground. The key partition of the radiation is the shielding factor  $\sigma_f$ . The partition of fluxes between the ground and the canopy is parameterized as a function of the canopy characteristics using a conductance formalism. Only the most sensitive soil and vegetation parameters are described below.

### *a Soil*

Bernard et al (1986) modified slightly the soil parameterization from Deardorff (1977), describing the exchange between the two layers by a diffusivity relationship. Soares et al (1988) introduced a concept of limit evaporation to define the soil resistance to evaporation. The most sensitive soil parameters are hence, thermal inertia, hydraulic diffusivity and limit evaporation. All are function of the surface soil moisture. The definition of these parameters and the model dependence are described in Ben Mehrez et al (1990).

### *b Vegetation*

Taconet et al(1986) have shown that over dense vegetated areas, this soil/vegetation scheme is most sensitive to three parameters. They are the

minimum leaf stomatal resistance ( $R_{smin}$ ), the Leaf Area index (LAI), and the height of vegetation ( $h$ ). The model dependence is presented below.

The shielding factor  $\sigma_f$  which represents the solar radiation intercepted by the foliage is a function of the Leaf Area Index (LAI), as suggested by Kanemasu et al (1977):

$$\sigma_f = 1 - \exp(-0.4 \text{ LAI}) \quad (1)$$

The sensible heat transfer ( $H_f$ ) between the foliage surface and the air is controlled by the turbulent exchange coefficient  $C_{fh}$ :

$$H_f = \rho c_p C_{fh} (T_f - T_{af}) \quad (2)$$

Where  $\rho$  is the air density,  $c_p$  the specific heat at constant pressure for dry air,  $T_f$  the leaf surface temperature and  $T_{af}$  the mean air temperature within the canopy.

$C_{fh}$  is a function of the wind speed within the canopy ( $u_{af}$ ) and of LAI. Following Thom (1972):

$$C_{fh} = \frac{1}{28} u_{af} \beta \frac{\text{LAI}}{P_d} \quad (3)$$

The factor  $\beta$  allows for the participation of nonfoliage element (stalks, stems and twigs) to the heat exchange ( $\beta=1.1$ ).

$P_d$  is the aerodynamical shelter factor introduced by Thom (1971) which depends on LAI. Its expression is deduced from 2 values given by Thom (1971) and (1972) ( $\text{LAI}=7.1$   $P_d=3.5$  ;  $\text{LAI}=1.4$   $P_d=1.03$ ), and assuming that it depends linearly on LAI :

$$P_d = 0.43 \text{ LAI} + 0.42 \quad (4)$$

$u_{af}$  is derived from the momentum flux partition between the ground and the canopy and includes some dependency on the vegetation height ( $h$ ) (through  $u^*$ ) which controls the roughness length and displacement height :

$$u_{af} = u_* \left[ \sigma_\alpha \left( 9 \frac{P_d}{LAI} \frac{1}{\beta} \right)^{1/2} \right] \quad (5)$$

$u^*$  is the friction velocity, it is estimated from the wind speed (at 10m) using Monin-Obukhov similarity theory with the stability corrections given by Louis (1979).

$\sigma_\alpha$  is a factor giving the partition of the momentum flux between soil and vegetation. It is a function of LAI as suggested by Shaw and Pereira (1981):

$$\sigma_\alpha = 1 - \frac{0.5}{0.5 + LAI} \exp\left(-\frac{LAI^2}{8}\right) \quad (6)$$

The transport of moisture from the canopy to the free ventilating air is controlled by two exchange coefficients, the turbulent exchange coefficient ( $C_{fh}$ ) and the stomatal resistance (RST) accounting for the canopy transpiration by the leaf stomata acting in parallel.

The canopy latent heat transfer is usually written (Monteith and Szeicz, 1962):

$$LE_f = \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{1}{1/C_{fh} + RST} (q_{sat}(T_f) - q_{af}) \quad (7)$$

where  $\gamma$  is the psychrometric constant,  $q_{sat}(T_f)$  the saturated air pressure at the leaf surface temperature and  $q_{af}$  is the partial water vapor pressure at canopy level.

The most sensitive parameter is the stomatal resistance which controls the surface energy partition between the transpiration flux and the sensible heat flux. Here we use the leaf stomatal resistance formulation proposed by

Deardorff (1978) which is a function of a minimum stomatal resistance ( $R_{smin}$ ), of the incident solar flux ( $S_i$ ) and of the soil moisture deficit in the root zone

$$RST_{leaf} = R_{smin} \left[ \frac{S_{max}}{1+S_i} + \left( \frac{1.2 w_{wilt}}{0.9 w_2 + 0.1 w_g} \right)^2 \right] \quad (8)$$

where  $S_{max}$  is the maximum noon incoming solar radiation which can be provided,  $w_{wilt}$  is the soil wilting point,  $w_2$  and  $w_g$  are the soil moisture values in the root zone (1.20 m) and in the first 10 cm surface layer. The minimum daily resistance  $R_{smin}$  includes the seasonal dependence on the physiology of the vegetation. It has been shown (Katerji, 1979; Perrier et al, 1980; Taconet et al; 1986) that for cereals it takes two values a small one (40-100 s.m<sup>-1</sup>) during the growing period and a high one (250-500 s.m<sup>-1</sup>) during ripeness period.

The surface resistance for the whole canopy RST is not taken as 1/LAI as large as that of a single sunlit leaf as it is currently assumed in several parameterizations (e.g. Noilhan and Planton, 1989; Pinty et al, 1989) but varies as  $P_s/LAI$ , where  $P_s$  is a factor accounting for leaf shadowing effect, as noted by the study of Choudhury and Idso (1985), then:

$$RST = RST_{leaf} \frac{P_s}{LAI} \quad (9)$$

$P_s$  is a function of LAI. The empirical expression of  $P_s$  is deduced from 2 sets of data: Shuttleworth curves (1988) which illustrate the variation of the canopy conductance (1/RST) as a function of LAI, for a given leaf conductance (1/RST<sub>leaf</sub>) of a C3 type plant and measurements of Rochette et al (1989) made over the top and within different strata of corn crop.

The derived expression is:

$$P_s = 0.3 \text{ LAI} + 1.2 \quad (10)$$

As we have shown in Mascart et al (1989), the introduction of the shelter factor in the formulation (9) of the canopy resistance RST, has important effects on the prediction of RST and surface fluxes for both dense and sparse vegetation covers. Consequently, the shelter factor  $P_s$  must be known to estimate the canopy stomatal resistance. As  $P_s$  function of each vegetation type is difficult to find, the same function which is given in eq. 10 is used for all the crops.

Therefore the vegetation parameters which control the vegetation surface fluxes and which must be known to run the model over dense and partial canopies where the foliage transpiration is comparable to the soil evaporation, are  $h$ , LAI and  $R_{smin}$ .

### *c methodology to calculate the fluxes model over partial canopies*

The methodology proposed is the following:

The soil parameters, which are the thermal inertia, hydraulic diffusivity and limit evaporation are adjusted over bare soils using measurements of the surface water content and surface fluxes given by micrometeorological stations. This method has been applied and tested over two sites of H-M experiment corresponding to two different soils (sand and sandy clay loam) (Ben-Mehrez et al, 1990).

The vegetation parameters, which are the Leaf Area Index (LAI), the height of vegetation ( $h$ ) and the minimum leaf resistance ( $R_{smin}$ ) depend on the vegetation type and its maturity.  $h$  and LAI may be estimated from remote sensing in the optical bands and mean biophysical relationships.  $R_{smin}$  is



estimated during a period of dense canopy, where the soil contribution is negligible, using measurements of the soil water content in the root zone and measurements of the leaf stomatal resistance or of surface energy fluxes given by micrometeorological stations.

The fitted parameters are then used to simulate the components of surface fluxes over partial canopies, assuming that  $R_{smin}$  takes the same value during the green growing period (see Fig.1).

## *II Validation of this method at central site (Lubbon) of H-M experiment*

### *1 H-M experiment*

The H-M program was designed to document ground atmosphere interactions, especially evapotranspiration at a GCM (General Circulation Model) scale of  $10^4$  km<sup>2</sup>. This experimental program, located in South-West France, displaying a variety of soil and vegetative conditions, involved surface networks and remote sensing measurements. During the Special Observing Period (SOP)(7 May- 15 July 1986), a wide range of instruments were deployed, among which were a micrometeorological network, well-suited for local water balance monitoring. A detailed description of the program implementation can be found in André et al (1986) and summury of the first results is given in André and al (1988).

For the present study, our interest has been restricted to the micrometeorological, soil and biological data obtained during the SOP at SAMER sites ( *Système Automatique de Mesure de l'Evapotranspiration Régionale*).

They were implemented within 12 selected sites. They collected, every 15 mn, wind, temperature and relative humidity, the four components of the radiation flux, the sensible heat flux and the ground heat flux. The sensible

heat flux is then estimated via the flux-gradient relationships and the latent heat flux by balancing the surface energy budget. The vegetation height was also measured. The local soil water profile was measured by neutron-probe every week. A detailed description of these equipments can be found in Bessemoulin et al (1987).

### *2 Lubbon site and available data*

Lubbon is the central site of H-M experiment with sandy soil and corn crop. during the SOP, the surface moves from bare soil (end of May - begining of June) to dense vegetation (end of June- begining of July). The only soil measurements are the water content profile made with the neutron sounding once every week and with gypsum blocks once every two days. Over vegetation, measurements of leaf stomatal resistance, leaf water potential and leaf area index, were made during the growing period on June 1986. One SAMER station was installed at this site.

### *3 model*

To run the model, 2 types of data are needed: external parameters, which defined the surface (soil and vegetation) and the atmosphere (wind, temperature and moisture). And initialization data.

The model is driven directly by the observations of wind, temperature, moisture and downward radiation made at reference level above the canopy by the SAMER station. The surface soil moisture is initialized by the mean of the gypsum block and neutron sounding measurements. The soil moisture in the root zone is initialized with the average moisture content in the first meter taken from neutron probe observations. Simulations are made on several days, during which there was no rain and during which soil moisture, atmospheric forcing and surface fluxes data were available. Soil and vegetation parameters which describe the surface have been estimated as followed:

***a Calibration of Lubbon soil parameters***

The soil albedo,  $a_g$ , is given as a function of the surface soil moisture,  $w_g$  as suggested by the study of Idso et al (1975):

$$a_g = \alpha - \beta \frac{w_g}{w_{sat}} \quad (11)$$

$w_{sat}$  is the soil water content at saturation,  $\alpha$  and  $\beta$  are deduced, for each type of soil, from measurements of downward and upward radiation given by the SAMER station over bare soils:

for sand:  $\alpha=0.28$ ;  $\beta=0.21$  and  $w_{sat} = 0.35 \text{ cm}^{-3}.\text{cm}^{-3}$

The soil parameters, which are limit evaporation  $Elim$ , hydraulic diffusivity  $D_w$  and thermal inertia,  $P$ , have been fitted using the soil surface moisture and surface fluxes measurements over bare soils during the end of May. The calibration is detailed in Ben Mehrez et al (1990). The expressions derived are:

The thermal inertia  $P$ , is related to the thermal conductivity  $\lambda$  and the heat capacity of the soil  $\rho c$  by:

$$P = (\rho c \lambda)^{1/2}$$

$$\lambda = 0.06 + 0.5 \sqrt{w_g} \quad \text{in } W.m^{-1}.K^{-1} \quad (12)$$

$$\rho c = 4.18 \cdot 10^6 (0.3 + w_g) \quad \text{in } J.C^{-1}.m^{-3} \quad (13)$$

For the limit evaporation:

$$Elim = a \exp(b w_g^2) \frac{w_{sat}}{w_{sat} - w_g} \quad \text{in } W.m^{-2} \quad (14)$$

with  $a=30$   $b=37$  and  $w_{sat}=0.35 \text{ cm}^{-3}.\text{cm}^{-3}$

where  $w_g$  is the surface moisture content in  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ .

*b Calibration of Lubbon vegetation parameters.*

The vegetation height,  $h$ , is given every day. The Leaf Area Index, LAI, was measured on 5 not consecutive days during June. During this period, the vegetation height increased steadily from 5 cm to 200 cm and the leaf area index LAI from 0.1 to 4. The trend of increasing LAI with increasing height is shown in Fig 2.

Stomatal leaf resistances were measured with a porometer on representative sunlit leaves on the upfacing and the downfacing sides. The leaf stomatal resistance resulting is calculated using the method from Katterji and Perrier (1985) which consists of calculating separately the mean upfacing conductance (inverse resistance) and the mean downfacing one, then the leaf equivalent stomatal resistance is estimated assuming that the upfacing resistance and the downfacing one are in parallel. The midday leaf stomatal resistance (the diurnal minimum) variation during June is represented in Fig.3.

The single parameter which remains to be estimated is  $R_{smin}$ . To do so, measurements of leaf stomatal resistance made on 23 of June were used. During the end of June, the vegetation covered completely the soil ( $LAI > 3$ ), therefore, only the foliage transpiration contributes to the evaporation. In the other hand, the soil potential is close to zero, then there is no water stress. Accordingly, the dependence of  $w_2$  in the equation (8) does not contribute significantly to leaf stomatal resistance variation. Then  $R_{smin}$  is fitted to reproduce the leaf stomatal resistance measured. This gives an adjusted  $R_{smin}$  of about  $100 \text{ sm}^{-1}$ . This value is in agreement with the expected value for green growing corn.

#### ***4 Validation of the fluxes model over dense and partial canopies***

##### ***a over dense canopies***

Assuming that  $R_{smin}$  takes the same value during the green growing period, we validate the model over dense canopies on several days by comparing the leaf stomatal resistance and sensible heat flux with measurements. Fig 3. which represents the leaf resistance modeled and observed at midday during June 1986 shows that over dense canopies (day > 22 June,  $h > 1.2$  m and  $LAI > 3.$ ), the standard deviation of the difference between the predictions of  $R_{STleaf}$  and the observations is about  $20 \text{ sm}^{-1}$ . The somewhat larger difference ( $40 \text{ sm}^{-1}$ ) found for the 27 and 28 June is probably related to uncertainties in the measurements of  $R_{STleaf}$ . These measured values are too low to reproduce the experimental sensible heat fluxes as shown on Fig. 4 which represents the comparison between the daily variation of the sensible heat flux observed on 27 June and simulated with  $R_{STleaf}$  predicted and measured. Fig.5c shows the comparison between the sensible heat flux simulated and observed for 2 days over dense canopy ( $LAI=3.4$ ;  $LAI=3.6$ ). The standart deviation of differences is about  $20 \text{ W.m}^{-2}$ .

##### ***b Validation over partial canopies:***

During the first three weeks of June, Lubbon surface was partially covered, the vegetation was growing, the height increased from 5 to 120 cm and the LAI increased from 0.1 to 3. The contribution of the soil evaporation is hence comparable to the foliage transpiration. To run the model during this period, we used the soil parameters calibrated over bare soils and the vegetation parameters calibrated over dense canopy. The validation is proposed by comparing the midday leaf stomatal resistance ( $R_{STleaf}$ ) simulated and observed and by comparing the daily variation of the sensible heat flux

predicted and measured. Fig.3 shows that  $RST_{leaf}$  at midday predicted are in a good agreement with the observed ones during all the period of the growing corn (the standard deviation of differences is low than  $20 \text{ s.m}^{-1}$ ). These values equal approximately  $120 \text{ s.m}^{-1}$  during the growing period except for two cloudy days on 17 and 18 June. We also have compared the daily variation of  $RST_{leaf}$  simulated with the observations made during June. They agree well as shown on Fig.6a and Fig.6b which represent the comparison on June 16 ( $h=0.68 \text{ m}$ ,  $LAI=2$ ,  $R_{stmin}=100 \text{ s.m}^{-1}$ ) and on several days of June. The sensible heat flux simulated is also compared to the measurements given by SAMER stations. They are in a good agreement, the standard deviation of differences is about  $20 \text{ W.m}^{-2}$ , as shows Fig 5a and 5b which represent the comparison between the predicted sensible heat fluxes and the observed ones during 4 days which correspond to growing corn covering partially the soil ( $1 < LAI < 2$  and  $40 < h < 70 \text{ cm}$ ).

### ***5 Sensitivity tests over partial and dense canopies ( $1 < LAI < 4$ )***

In the case of partially covered areas ( $LAI < 3$ ), it is noted that the model is very sensitive to the surface moisture which defines the soil characteristics, specially the limit evaporation (or soil resistance to the evaporation). Fig 7, which represents variations of sensible heat flux  $H_s$  (a) and surface temperature  $T_s$  (b), at midday as a function of surface soil moisture,  $w_g$ , for a given LAI, shows that for  $LAI \leq 3$ ,  $H_s$  decreases rapidly (more than 30%) with increasing  $w_g$  (about 20%), specially when the soil is wet ( $w_g/w_{sat} > 50\%$ ), for this case,  $T_s$  also, decreases for more than  $1^\circ\text{K}$ . Therefore the precise knowledge of the initial surface moisture content is required. It could be obtained at regional scale using microwaves remote sensing (Bernard et al, 1986).

### ***III Validation of the fluxes model at several sites of H-M experiment.***

In this section, data from 5 sites of H-M are used for a further validation of the soil-vegetation scheme performance over partial canopies. The local characteristics of each site are displayed in table 1. These 5 sites have been selected for their soil and vegetation types. They correspond to sandy and sandy clay loam soils for which the soil characteristics have been fitted over bare soils in Ben Mehrez et al (1990), and to corn crop for which vegetation parameters have been fitted in the preceding section, except for one site, Lubbon1, which was covered by ripening oat crop at the beginning of July.

The model runs are made using SAMER meteorological observations sampled every 15 minutes at 2m above the canopy.

The soil moisture is initialized with neutron observations. The soil albedo is deduced from SAMER radiation observations as a function of the surface soil moisture, the derived expression for sand is given in equation 11 and for sandy clay loam,  $\alpha=0.38$   $\beta=0.31$  and  $w_{sat}=0.42$ . Soil characteristics have been fitted over bare soils using surface soil moisture and surface fluxes measurements. The derived expressions are:

For sand, see equations 12, 13 and 14.

For sandy clay loam:  $\lambda$  and  $\rho_c$  are the same, the constants  $a$  and  $b$  in Elim function are:  $a=26$  and  $b=49$  with  $w_{sat}=0.42$ .

SAMER observations were available to set values of vegetation height and albedo. The leaf area index (LAI) is deduced from the height  $h$ , using Fig 2. for corn and from literature values for oat.  $R_{smin}$  is set at the same value during the green growing period. For corn,  $R_{smin}$  has been set to  $100 \text{ s.m}^{-1}$  which corresponds to the fitted value at Lubbon2 site (paragraph III.3. b). For oat,  $R_{smin}$  has been set to  $50 \text{ sm}^{-1}$  during the growing period and to  $500 \text{ s.m}^{-1}$  for ripened oat. These values have been adjusted on 2 days (13 June for growing oat

and 8 July for ripened oat) to reproduce sensible heat flux measurements. They are in agreement with  $R_{smin}$  values given by Noilhan and Planton (1989) for oat.

For each site, the validation is proposed by comparing surface fluxes (net radiation and sensible heat flux) simulated and observed by SAMER stations on several days without rain of the SOP during which SAMER and neutron probe observations are available. For these simulation, we represent the value taken for LAI and global stomatal resistance of the canopy predicted at midday. The sensible heat flux comparisons and the evolution of LAI and RST at midday are represented in Fig.8 for the Vicq site (sand, corn), in Fig.9 for the Sabres site (sand, corn), in Fig. 10 for the Castelnau site (sandy clay loam, corn), in Fig. 11 for the Tieste site (sandy clay loam, corn) and in Fig. 12 for Lubbon1 site (sand, oat). The sampling rate for sensible heat flux comparison is one value per hour from 6.AM to 5.PM.

From these figures, we can note that the sensible heat flux,  $H_s$ , simulated is generally in a good agreement with the SAMER observations.

For corn sites, the LAI values are increasing with a decrease of RST. This type of variation is characteristic of a growing green vegetation. On the contrary, for the ripening oat, an inverse relation is observed. The LAI decreases from 4 to 2 while RST at midday reaches very high values ( $1000 \text{ s.m}^{-1}$ ). The model is then able to give a correct description of the soil/ vegetation/ atmosphere interactions all along vegetation life.

#### *IV Conclusion*

The use of land observations in the thermal infrared and the microwave bands in order to infer separately the soil and foliage evaporation fluxes, needs a realistic modelisation of the soil/vegetation/atmosphere interaction.



To be run, these models need to set some soil parameters which depend on the soil type and on the surface moisture content, and some vegetation parameters which depend on the vegetation type and its physiology.

In this study, we have shown that it is possible to obtain realistic values for these soil and vegetation parameters by fitting the soil ones over bare soils and the vegetation ones over dense canopies using in the two cases measurements of surface fluxes and surface soil moisture content.

We have shown also that it is possible to estimate the partition between soil evaporation and foliage transpiration leading to the monitoring of the vegetation growth and state through the canopy stomatal resistance.

The methodology proposed here may be applied to remotely sensed observations. It requires measurements in visible and in near infrared (to deduce LAI), in the thermal infrared (to deduce RST over dense canopy and P over bare soil) and in the microwave (to deduce  $w_g$  and  $D_w$ ) and a micrometeorological network able to deliver atmospheric fluxes on regional representative sites.

Then it opens the way to the monitoring of crucial continental biosphere biophysical parameters from space.

*Acknowledgments.* The authors wish to thank C. Ottlé and A. Weill (CRPE) for their many useful advices, N. Katterji (INRA) and T. Carlson (Pennsylvania State University) for their suggestions concerning the stomatal resistance, and all the people who contributed to provide the field measurement data during HAPEX-MOBILHY particularly J.Noilhan (CNRM).

### References

**André, J.C., J.P. Goutorbe and A.Perrier, 1986 :** "Hapex-Mobilhy: A hydrologic atmospheric experiment for the study of water budget and evaporation flux at the climatic scale". *Bull. Amer. Met. Soc.*, 67, 138-144.

**André, J.C. and collaborators, 1988:** "HAPEX-MOBILHY: First results from the Special Observing Period". *Ann. Geophys.*, 6, 477-492.

**Ben Mehrez, M., O. Taconet, D. Vidal-Madjar and Y. Sucksdorff, 1990:** "Calibration of a fluxes model over bare soils during HAPEX-MOBILHY experiment". *Submitted to Agric. For. Meteor.*

**Bernard, R., J.V. Soares and D.Vidal-Madjar, 1986 :** "Differential bare field drainage properties from airborne microwave observation". *Water Resour.Res.*,22(6),869-875 .

**Bessemoulin,P.,G. Desroziers,M. Payen et C. Tarrieu 1987 :** " Atlas des données SAMER " . EERM-CNRM (Toulouse, France).

**Carlson, T. N., 1986:** " Regional scale estimates of surface moisture availability and thermal inertia". *Remote sensing reviews*, 1, 197-247.

**Choudhury, B. J. and S. B. Idso, 1985:** " Evaluating plant and canopy resistances of field-grown wheat from concurrent diurnal observations of leaf water potential, stomatal resistance, canopy temperature, and evapotranspiration flux". *Agric. For. Meteor.*, 34, 67-76

**Deardorff, J.W. 1977 :** " A parametrization of ground surface moisture content for use in atmospheric prediction models ". *J. App. Meteor.*, 16 , 1182-1185.

**Deardorff, J.W. 1978.:** " Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of layer of vegetation". *J. Geophys. Res.* ,83(C4) 1889-1903.

**Idso, S. B., R. D. Jackson, R. J. Reginato, B. A. Kimball, and F. S. Nakayama, 1975:** "The dependence of bare soil albedo on soil water content". *J. Appl. Meteorol.*, 9, 113-122.

**Kanemasu, E. T., U. D. Rosenthal, R. J. Raney and L. R. Stone, 1977:** "Evaluation of an evapotranspiration model for corn". *Agron. J.*, 69, 461-464.

**Katerji, N., 1979:** "Etude comparative de la résistance du couvert végétal au transfert de la vapeur d'eau avec le potentiel hydrique des feuilles chez le blé". *Œcol. Plant.*, 14, 55-60.

**Katerji, N., and A. Perrier, 1985:** "Determination de la résistance globale d'un couvert végétal à la diffusion de vapeur d'eau et de ses différentes composantes: Approche théorique et vérification expérimentale sur une culture de luzerne". *Agric. For. Meteorol.*, 34, 105-120.

**Louis, J.F., 1979 :** " A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere". *Bound. Lay. Meteorol.*, 17, 187-202.

**Mascart, P., O. Taconet, J. P. Pinty and M. Ben Mehrez, 1989:** " Canopy resistance formulation and its effect in mesoscale models: A HAPEX perspective". *To be published in Agric. For. Meteorol.*

**Montheith, J. L., and G. Szeicz, 1962:** " Radiative temperature in the heat balance of natural surfaces". *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 88, 496-507.

**Noilhan, J. and S. Planton, 1989:** " A simple parameterization of land surface processes for meteorological Models". *Amer. Meteor. Soc.*, 117, 536-549.

**Perrier, A., N. Katerji, G. Gosse and B. Itier, 1980:** " Etude in situ de l'évapotranspiration réelle d'une culture de blé". *Agric. Meteorol.*, 21, 295-311.

**Pinty, J. P., P. Mascart, E. Richard and R. Rosset, 1989:** " An investigation of mesoscale flows induced by vegetation inhomogeneities using an evapotranspiration model calibrated against HAPEX-MOBILHY data". *Journ. Appl. Meteorol.*, 28, 9, 976-992.

**Raffy, M. and F. Becker, 1985:** " An inverse problem for remote sensing in the thermal infrared bands and its solutions". *J. of Geoph. Res.*, D3, 90, 5809-5819.

**Rochette, P., E. Pattey, R. L. Desjardins, L. W. Dwyer and D. W. Stewart, 1989:** " Estimation of maize canopy conductance by scaling-up leaf stomatal conductance". *Workshop on modeling plant and stomatal resistance*, April 10-13, Penn State University.

**Shaw, R. H. and A. R. Pereira, 1981:** " Aerodynamic roughness of vegetated surfaces. The effect of canopy structure and density". *15th Conf. of Agriculture and Forest Meteorology and Fifth Conf. on Biometeorology*, April 1-3, 1981, Anaheim, Calif., Amer. Meteor. Soc.

**Shuttleworth, J., 1988:** " Evaporation models in hydrology". *Workshop on land surface process*, October 10-21, Banyuls, (available from CNRM, Toulouse, France).

**Soares, J. V., R. Bernard, O. Taconet, D. Vidal-Madjar and A. Weill 1988 :** "Estimation of Bare soil Evaporation from airborne measurements". *J. of Hydro.*, 99, 281,296

**Sucksdorff, Y. and C. Ottlé, 1990 :** " Application of satellite remote sensing to estimate areal evapotranspiration over a watershed". *To be published in Journ. of Hydrol.*

**Taconet, O., R. Bernard, and 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.

**Thom, A. S., 1971:** "Momentum absorption by vegetation". *Quart. J. Roy. Meteor. soc.*, 97, 3, 414-428.

**Thom, A. S., 1972:** "momentum, mass and heat exchange of vegetation". *Quart. J. Roy. Meteor. soc.*, 98, 124-134.

**Wetzel, P.J., D. Atlas and R.H. Woodward, 1984:** "Determining soil moisture from geosynchronous satellite infrared data: A feasibility study". *J. Climate Appl. Meteor.*, 23, 375-391.

**FIGURE CAPTIONS**

- Fig.1:** Representation of the methodology to calculate the fluxes model over partial canopies.
- Fig.2:** Variation of the height (m) and the Leaf Area index during June at Lubbon2 site for a corn crop.
- Fig.3:** Variation of the resistance of a single leaf at midday during June at Lubbon2 site. The triangles show the observed values, the solid line is predicted using (6).
- Fig.4:** Daily variation of the sensible heat flux . The solid line shows the SAMER observed data. The dashed line respectively correspond to the simulations with leaf stomatal resistance,  $R_{stleaf}$ , predicted and observed. Lubbon2 site, 27 June 1986, corn ( $h=1.66$  m;  $LAI=3.4$ )
- Fig.5:** Time variation of the sensible heat flux at Lubbon2 for 3 periods:  $LAI=1$  (08 and 09 June);  $LAI=2$  (15 and 16) and  $LAI>3$  (27 and 28 June). The solid line shows the SAMER observed data. The dashed line shows the predicted values.
- Fig.6:** A: Daily variation of the leaf stomatal resistance . The solid line shows the observed data. The dashed line shows the predicted value using eq. (6). Lubbon2 site, 16 June ( $h=0.68$  m and  $LAI=2$ ,  $R_{stmin}=100$  s.m<sup>-1</sup>)  
B: Comparison of observed and predicted values of leaf stomatal resistance for a green corn crop, Lubbon 2 site during June 1986.
- Fig.7:** A: Variation of sensible heat flux at midday as a function of the surface soil moisture for a given LAI.  
B: Variation of the surface temperature at midday as a function of the surface soil moisture for a given LAI.

**Fig.8:** Vicq site, sandy soil and corn crop:

**A:** Comparison of observed and predicted values ( $W.m^{-2}$ ) of the sensible heat flux.

**B:** Time variation of the Leaf Area index, LAI, and of the stomatal resistance of the canopy for cases studied during the SOP.

**Fig.9:** Sabres site, sandy soil and corn crop:

**A:** Comparison of observed and predicted values ( $W.m^{-2}$ ) of the sensible heat flux.

**B:** Time variation of the Leaf Area index, LAI, and of the stomatal resistance of the canopy for cases studied during the SOP.

**Fig.10:** Castelnau site, sandy clay loam soil and corn crop:

**A:** Comparison of observed and predicted values ( $W.m^{-2}$ ) of the sensible heat flux.

**B:** Time variation of the Leaf Area index, LAI, and of the stomatal resistance of the canopy for cases studied during the SOP.

**Fig.11:** Tieste site, sandy clay loam soil and corn crop:

**A:** Comparison of observed and predicted values ( $W.m^{-2}$ ) of the sensible heat flux.

**B:** Time variation of the Leaf Area index, LAI, and of the stomatal resistance of the canopy for cases studied during the SOP.

**Fig.12:** Lubbon1 site, sandy soil and oat crop:

**A:** Comparison of observed and predicted values ( $W.m^{-2}$ ) of the sensible heat flux.

**B:** Time variation of the Leaf Area index, LAI, and of the stomatal resistance of the canopy for cases studied during the SOP.

<i>N SAMER</i>	<i>Site</i>	<i>soil composition%</i>			<i>soil type</i>	<i>Crop</i>	<i>measurements</i>			
		<i>CL</i>	<i>LO</i>	<i>SA</i>			<i>h</i>	<i>LAI</i>	<i>RST</i>	<i>wg</i>
1	Lubbon 1	2	5	93	Sand	oat	x			x
5	Lubbon 2	1	2	97	Sand	corn	x	x	x	x
6	Sabres	3	1	96	Sand	corn	x			x
8	Vicq	10	16	74	Sand	corn	x			x
9	Tieste	12	61	27	Sandy Clay Loam	corn	x			x
10	Castelnau	11	66	23	Sandy Clay Loam	corn	x			x

Table 1: Vegetation and soil type of HAPEX-MOBILHY sites with measurements available during the Special Observing Period (SOP).

CL: Clay; LO: loam; SA: sand

# Methodology to calculate the fluxes model over partial canopies

3 key soil parameters:

*Elim*  
*Dw*  
*P*

Adjusted

3 key vegetation parameters

*h* *LAI* *R<sub>smin</sub>*

Adjusted

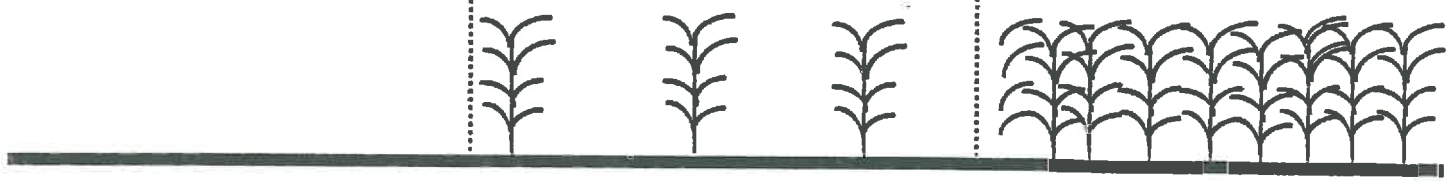
*Bare soil*

Applied

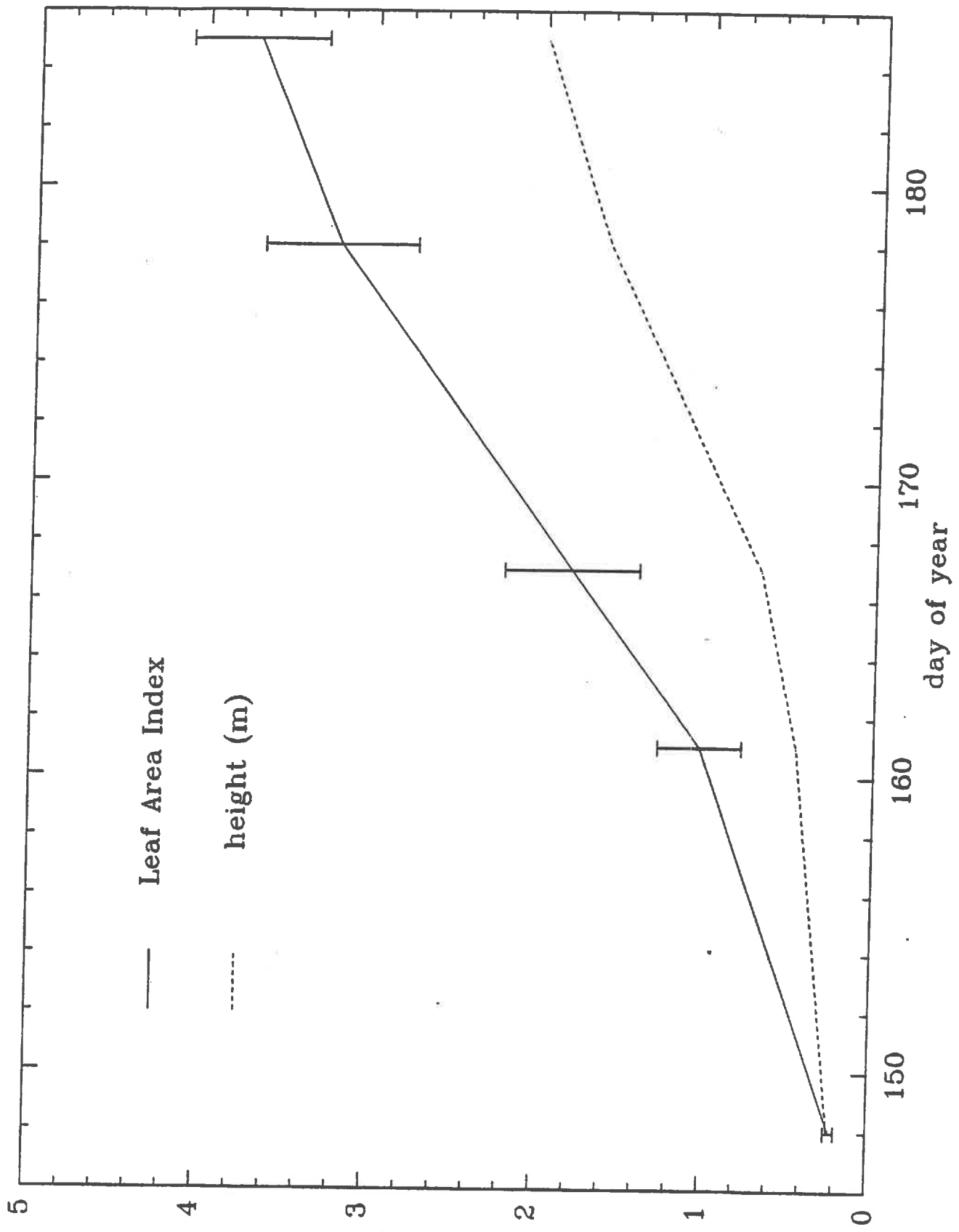
*Partial canopy*

Applied

*Dense canopy*

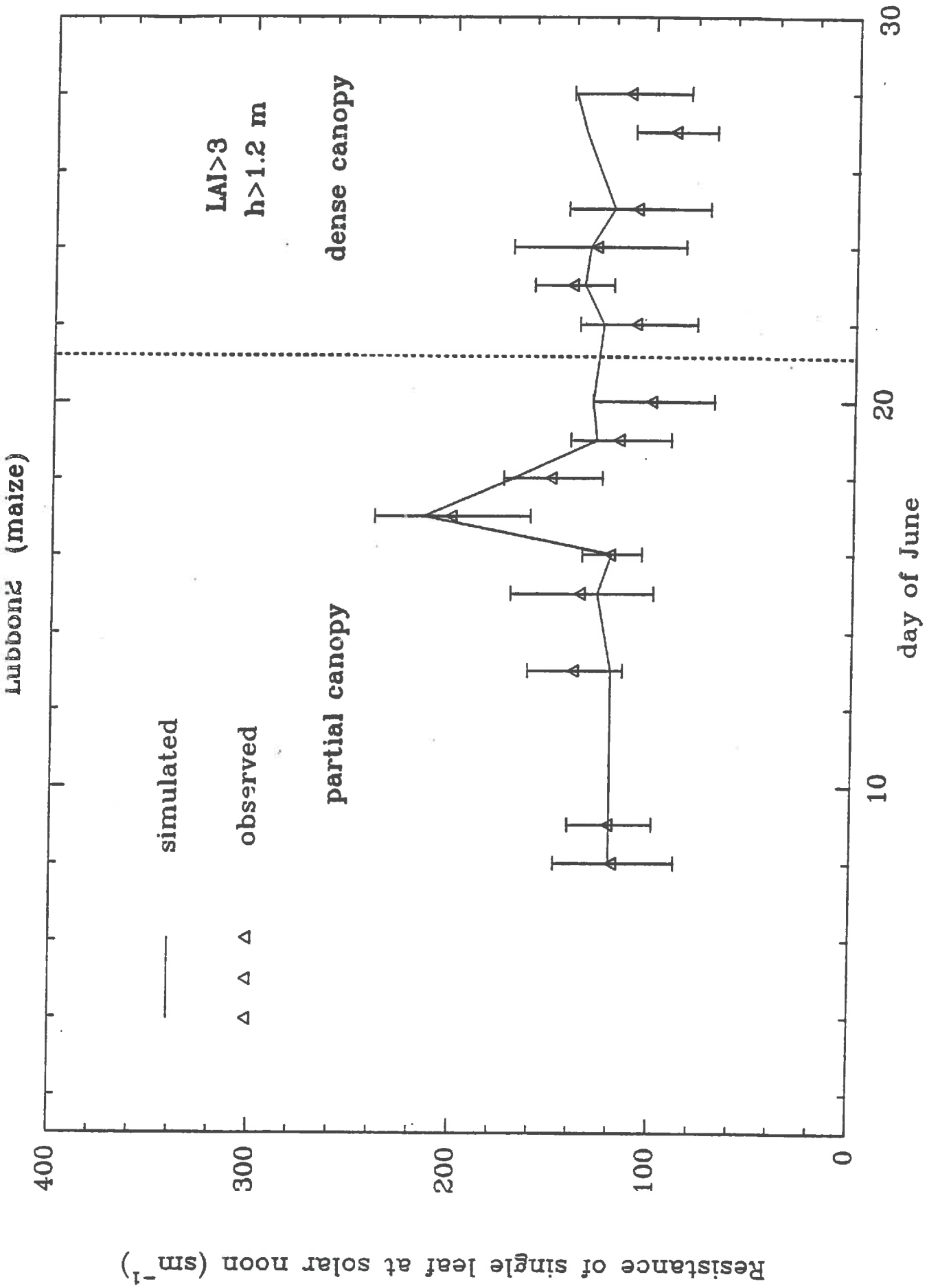


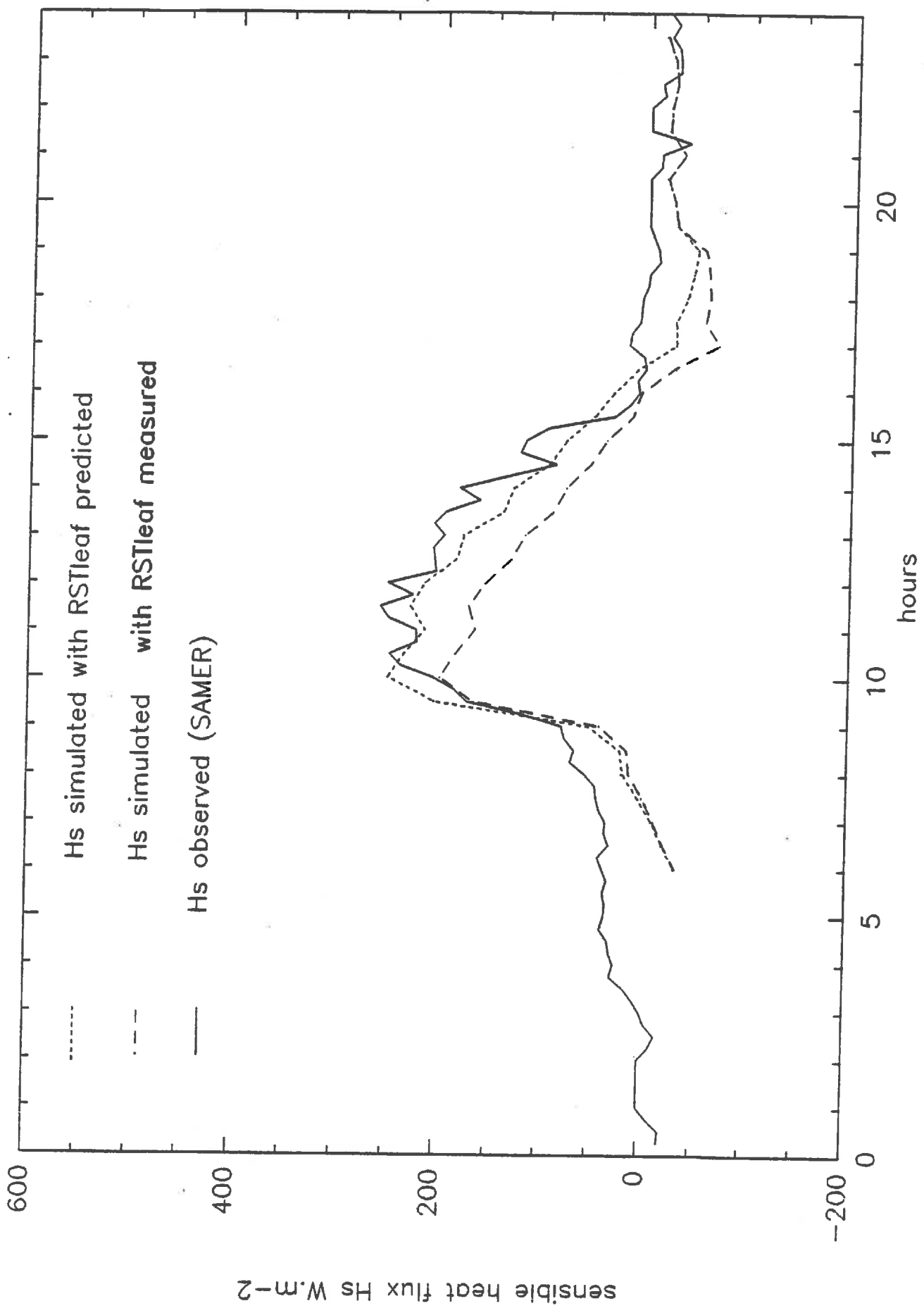




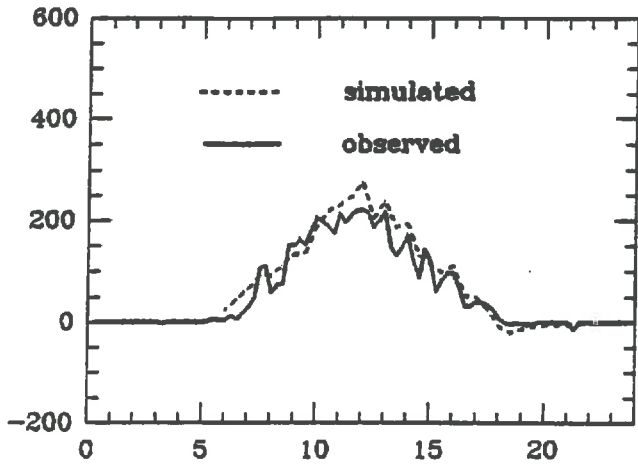
1 June

1 July

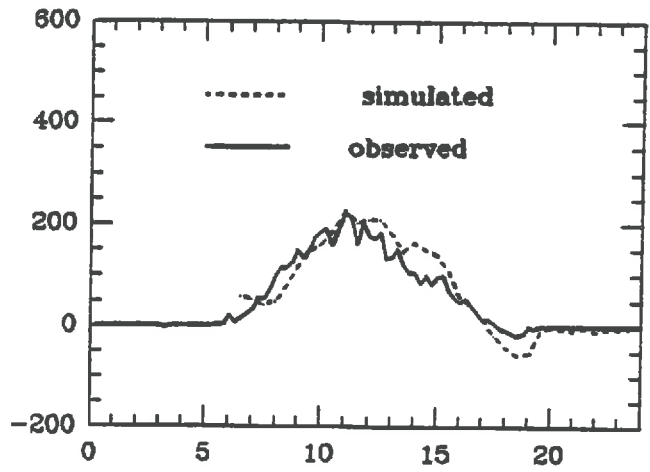




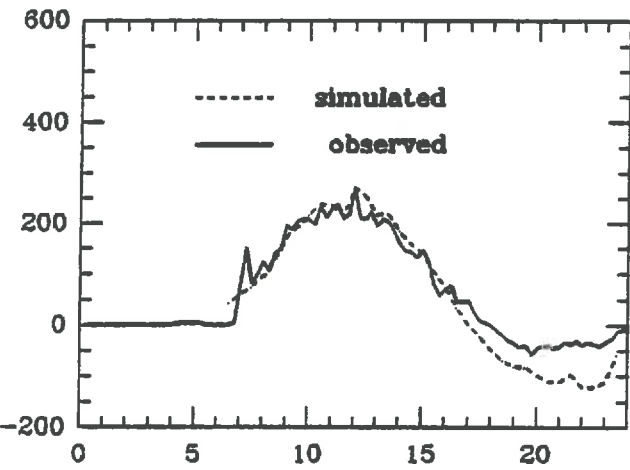
LUBBON2 08 08 1986



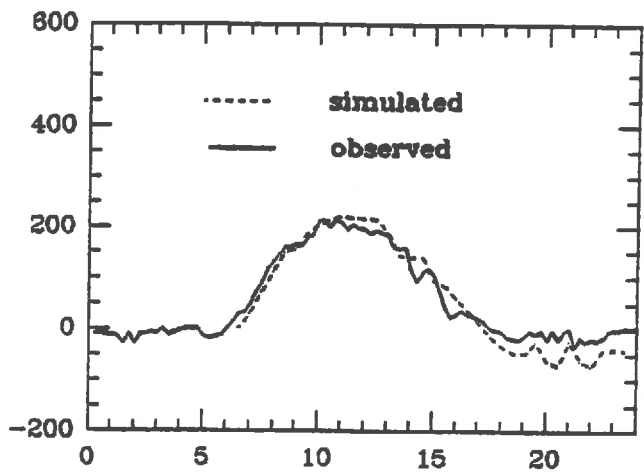
LUBBON2 09 08 86



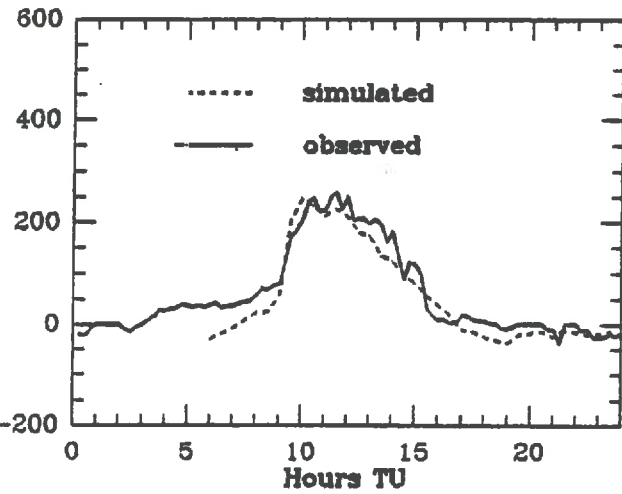
LUBBON2 15 08 86



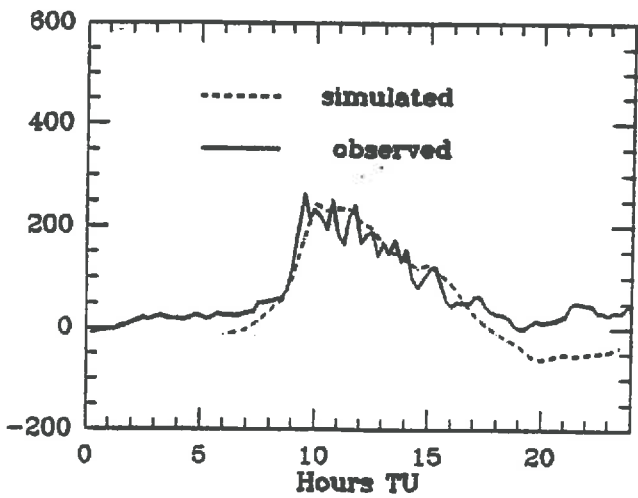
LUBBON2 16 08 86



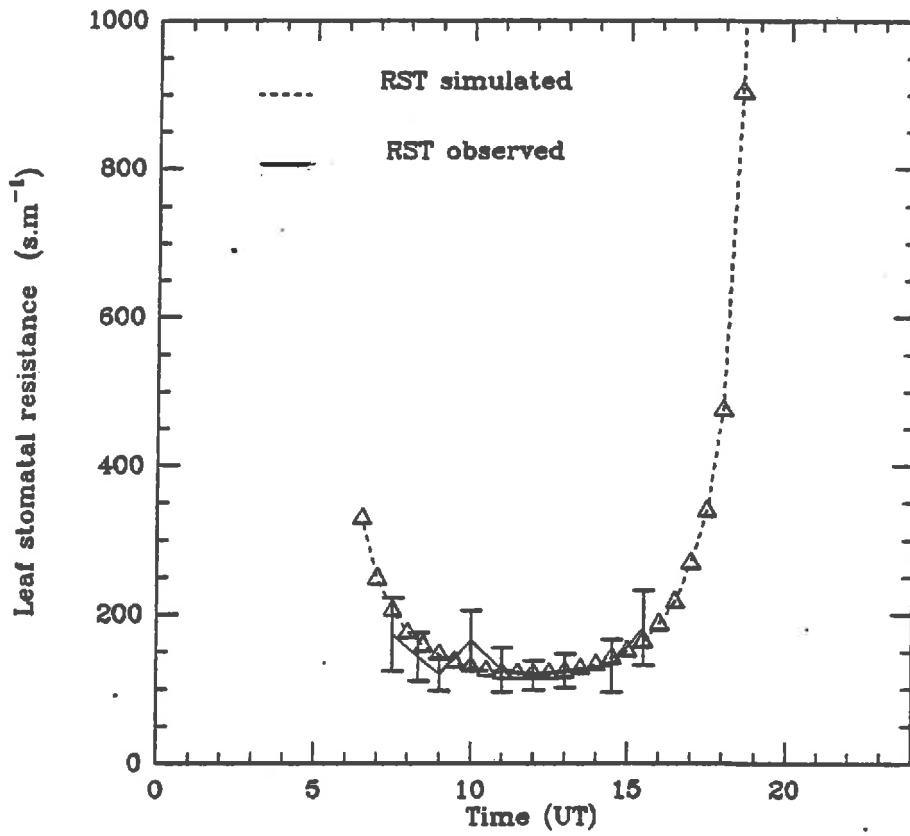
LUBBON2 27 08 86



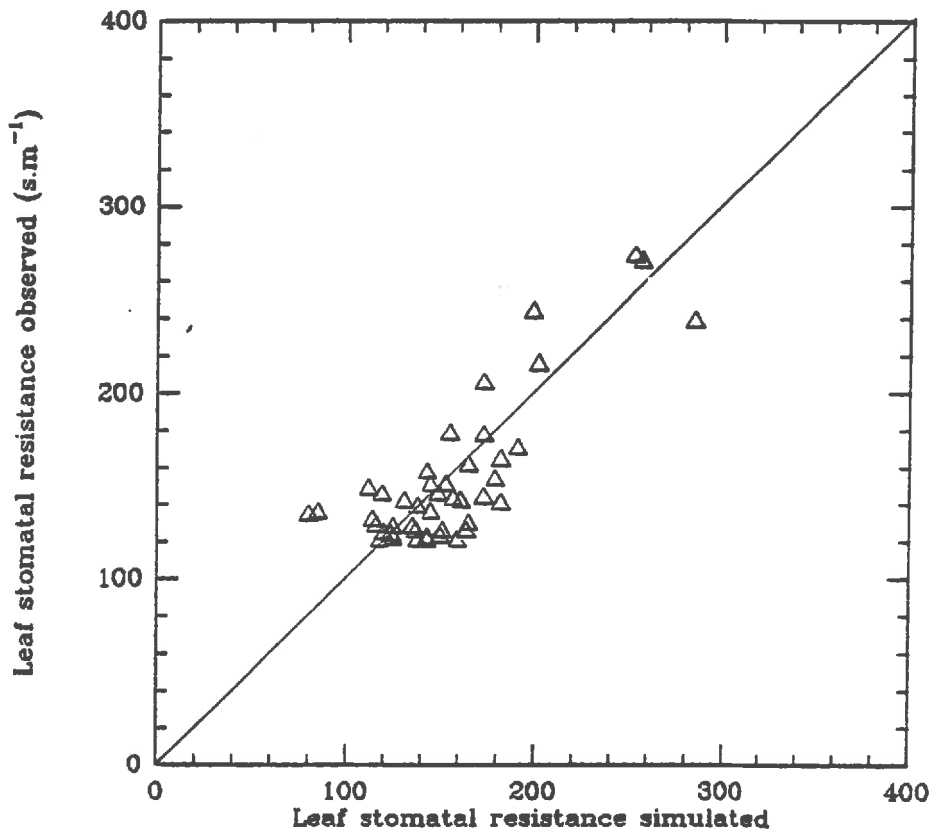
LUBBON2 28 08 86



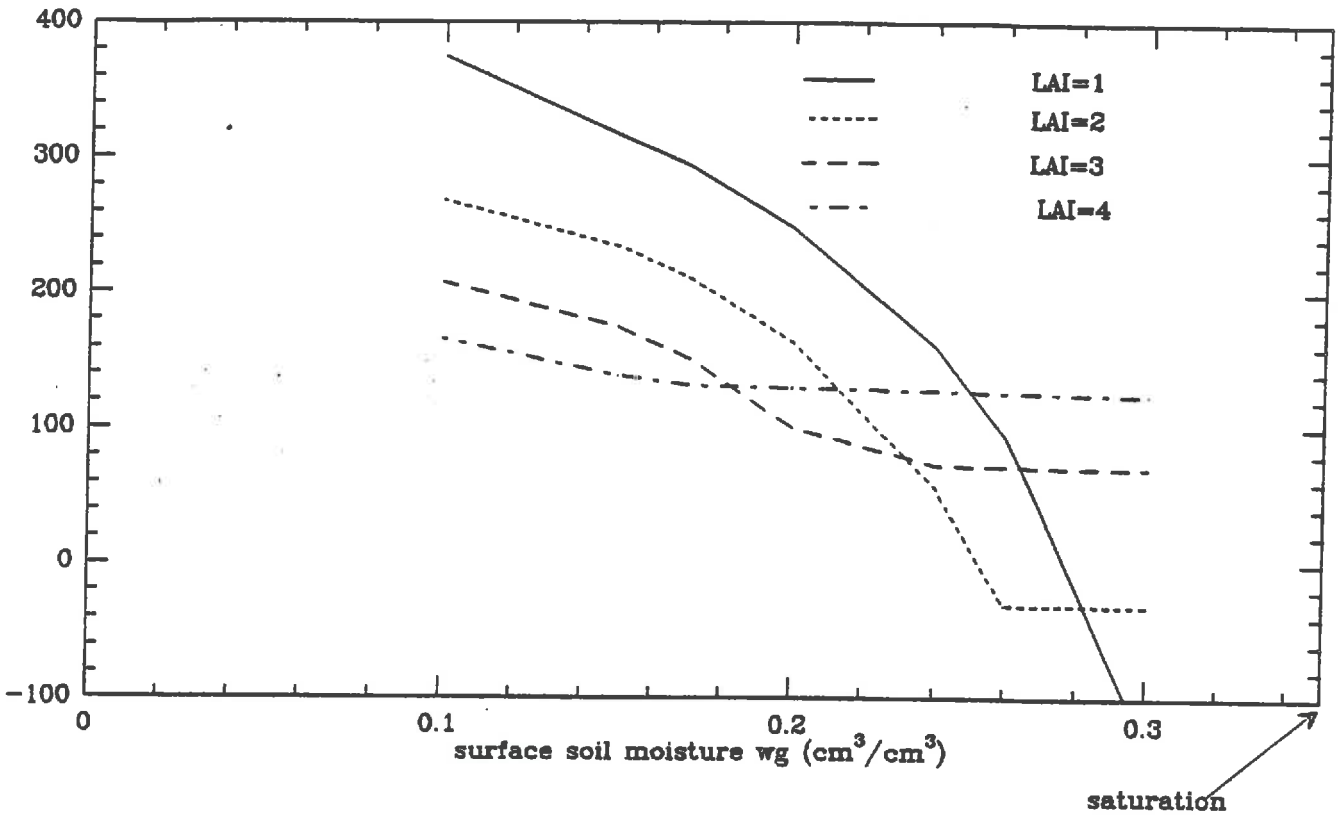
LUBBON2 16 06 86



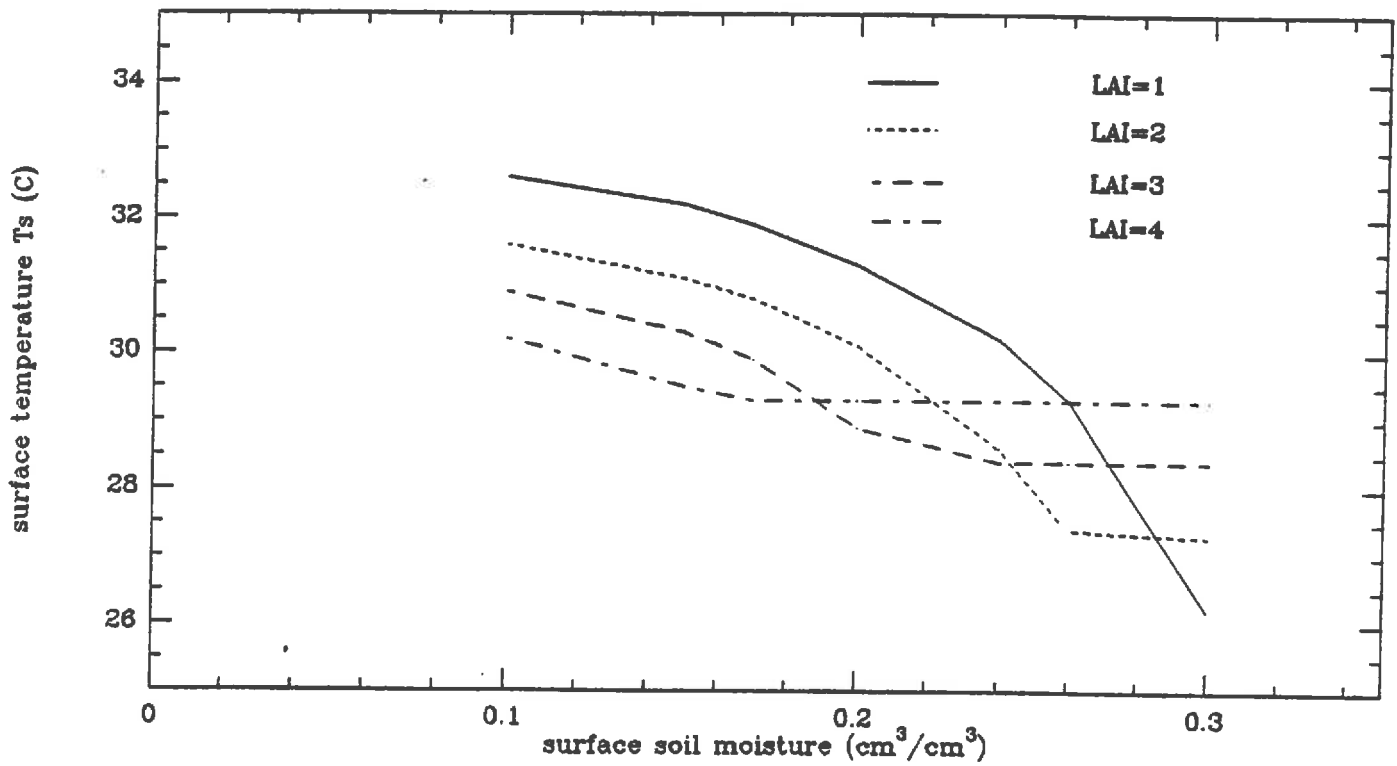
LUBBON2



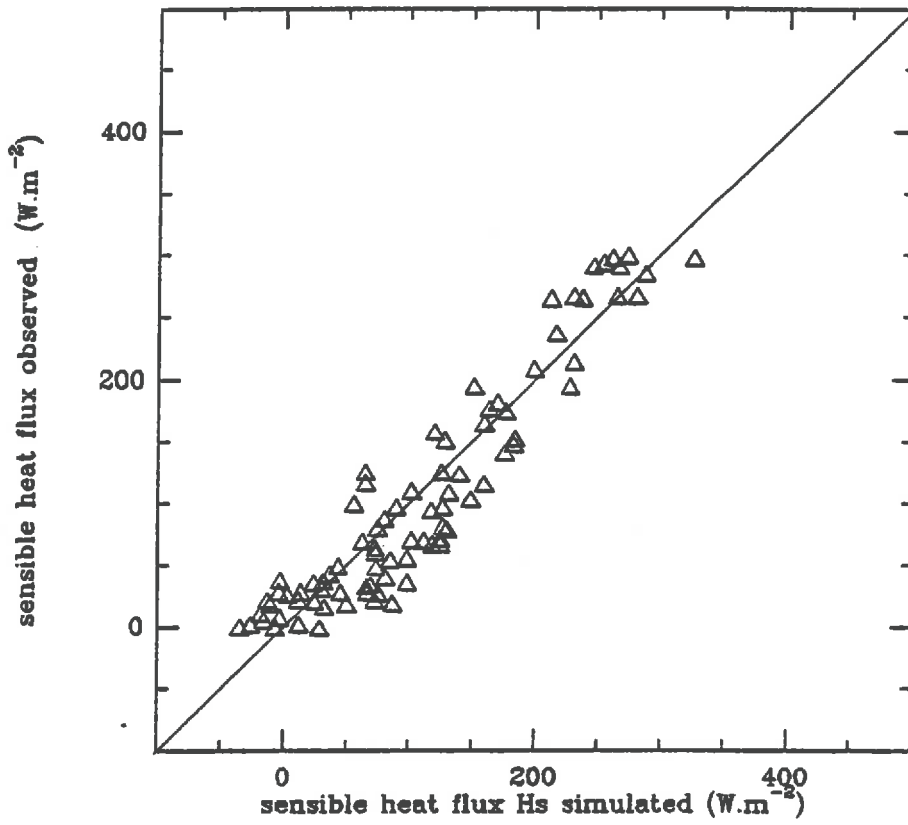
a



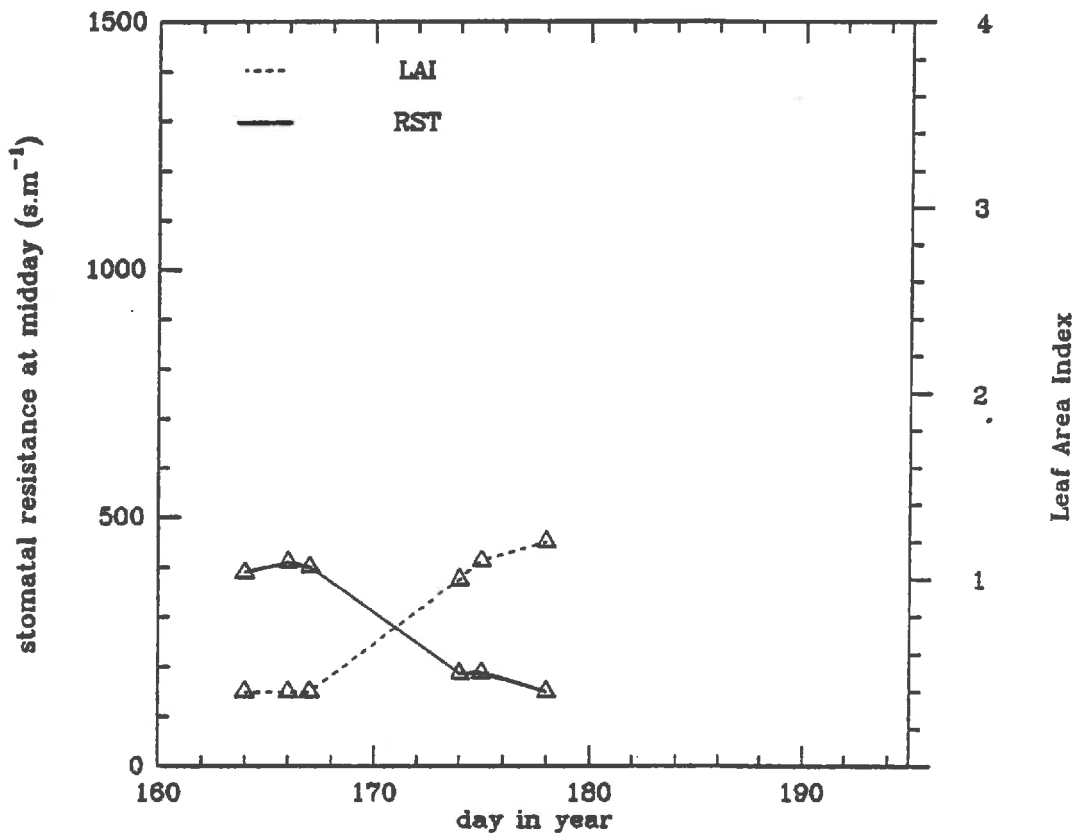
b



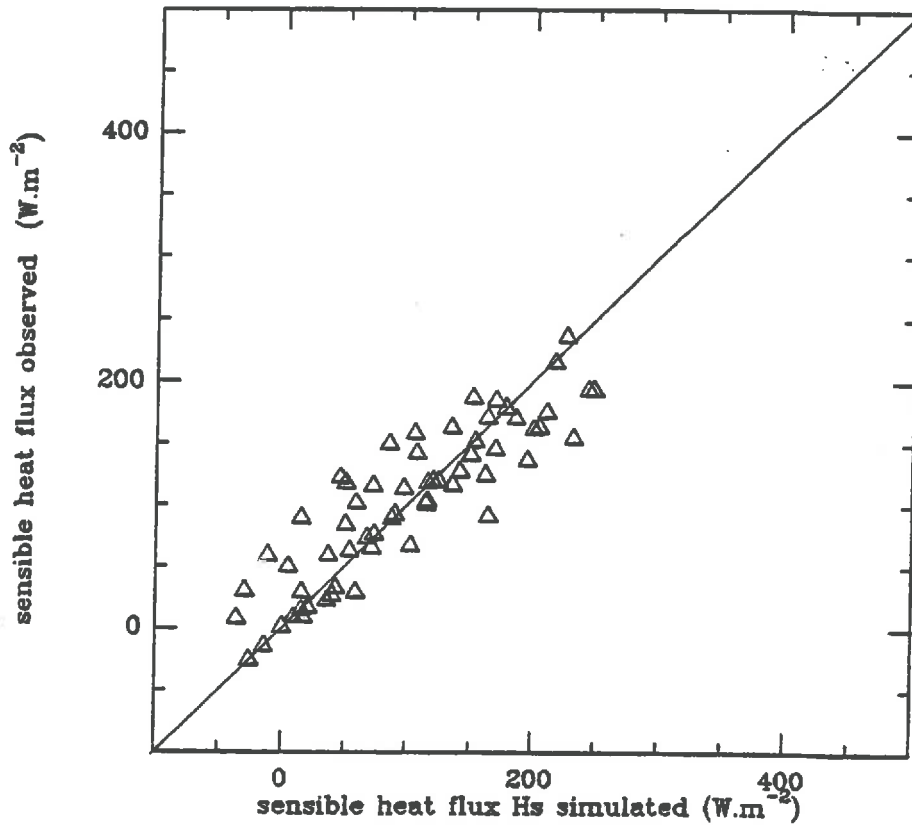
VICQ



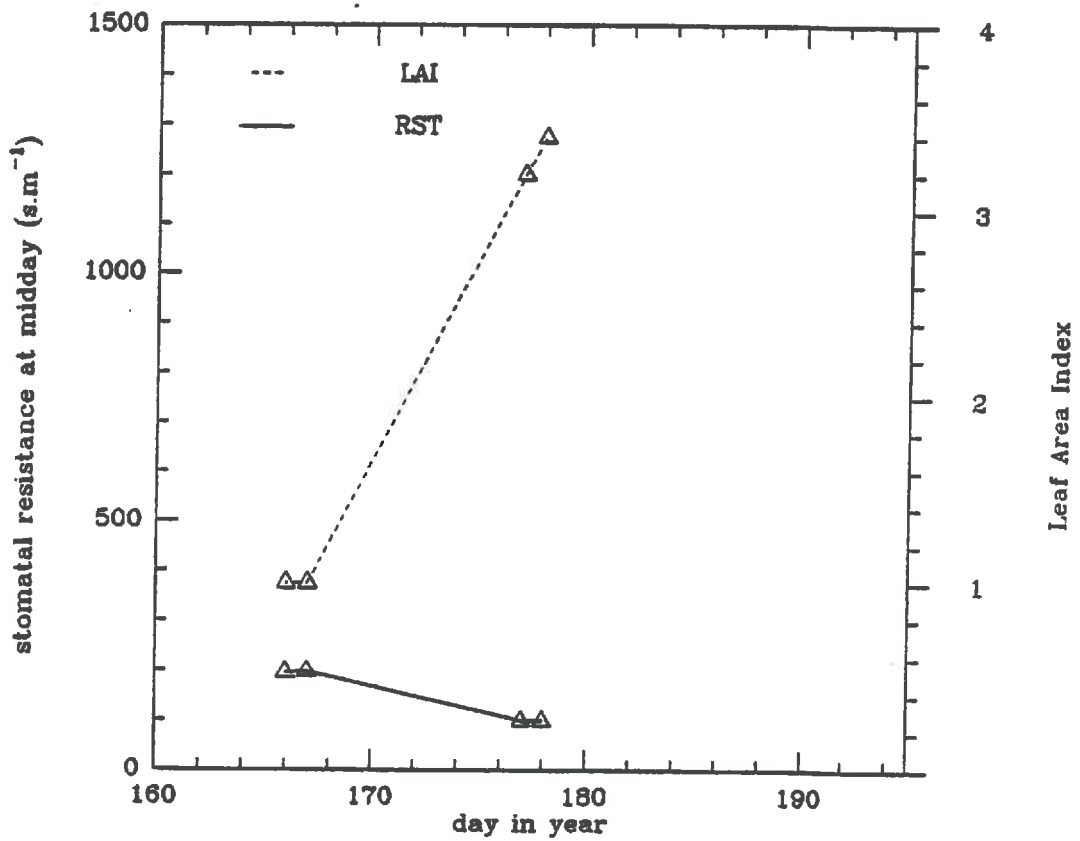
b



SABRES

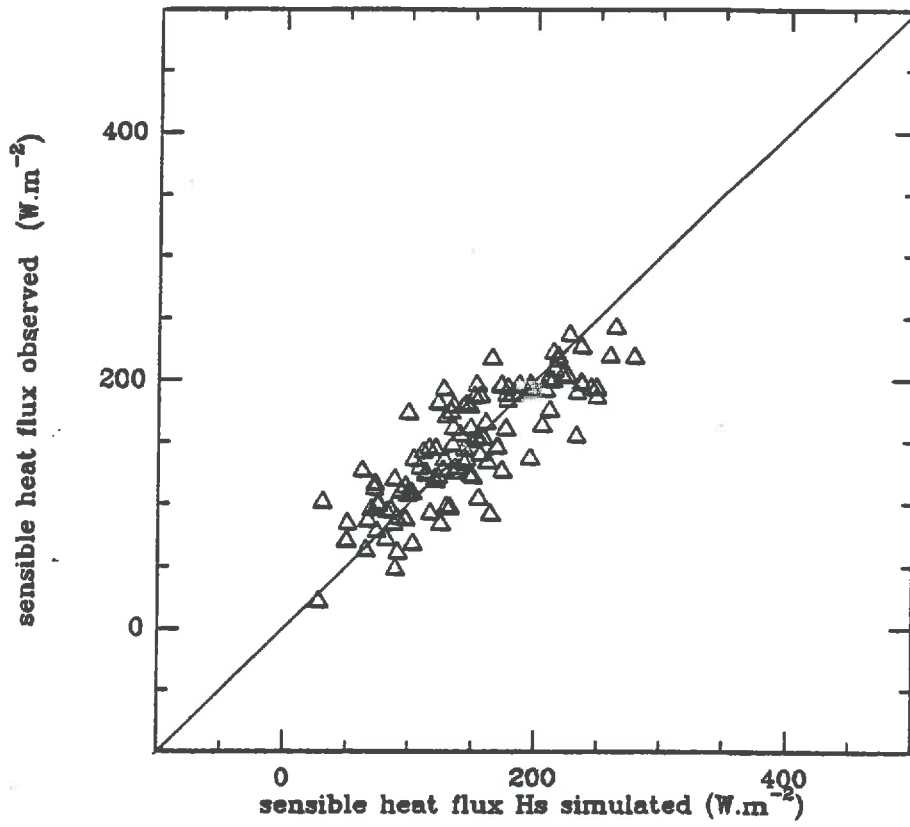


b

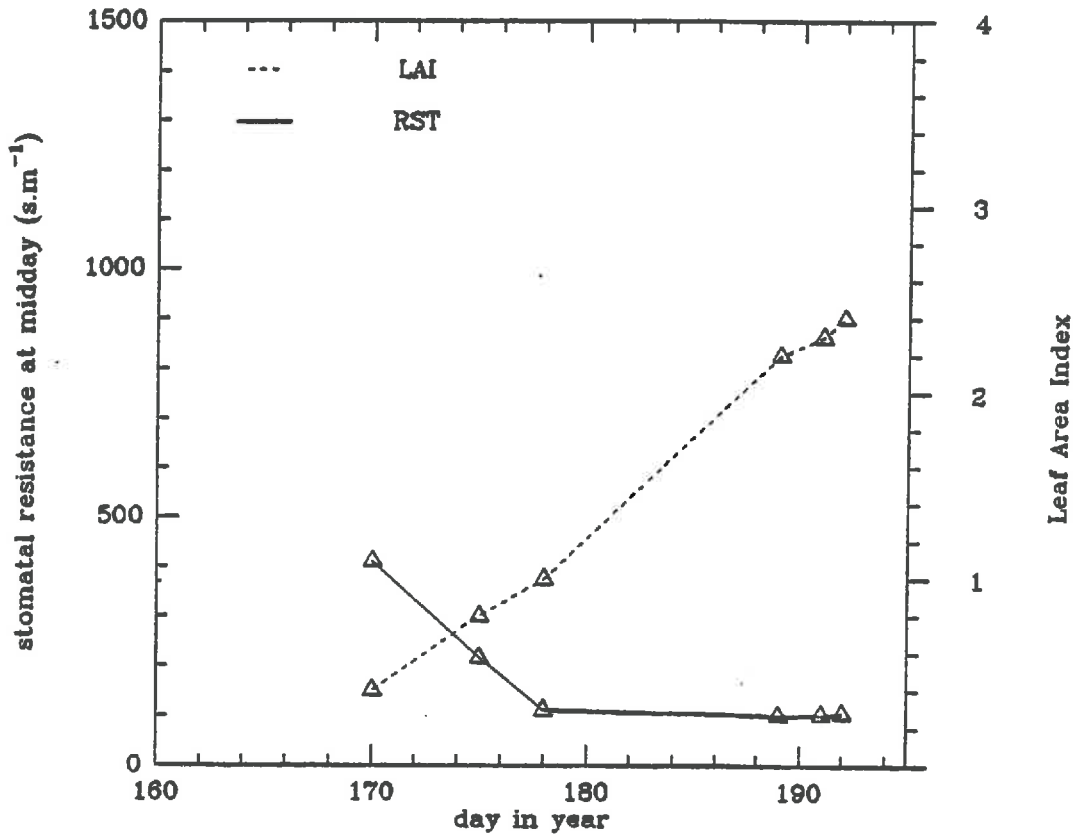




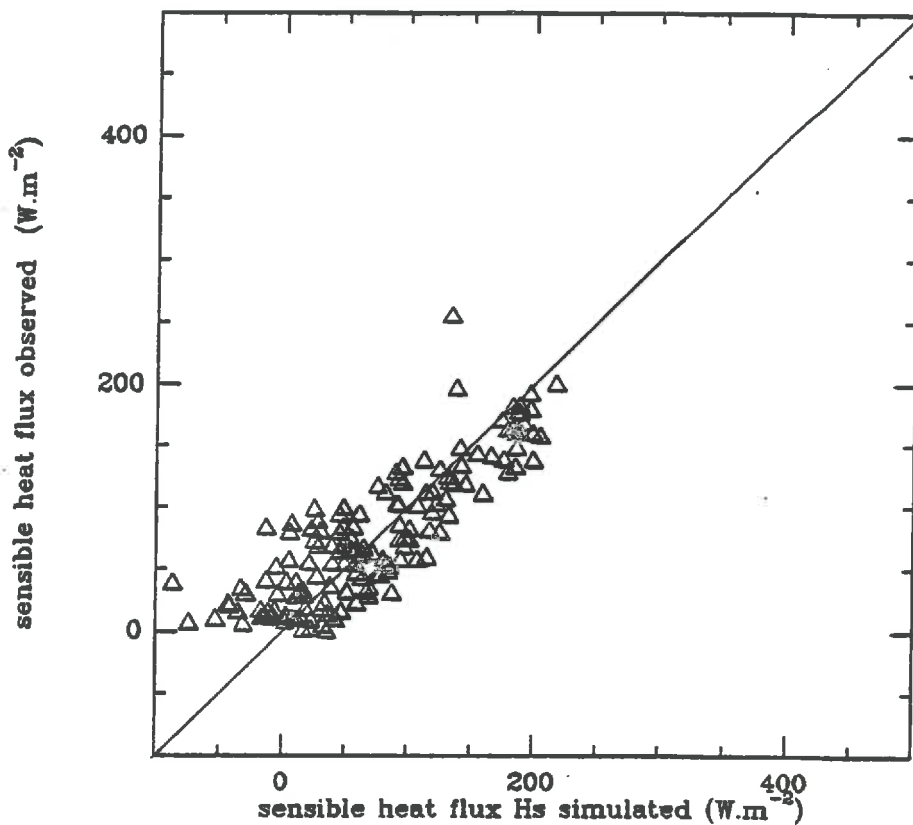
CASTELNAU



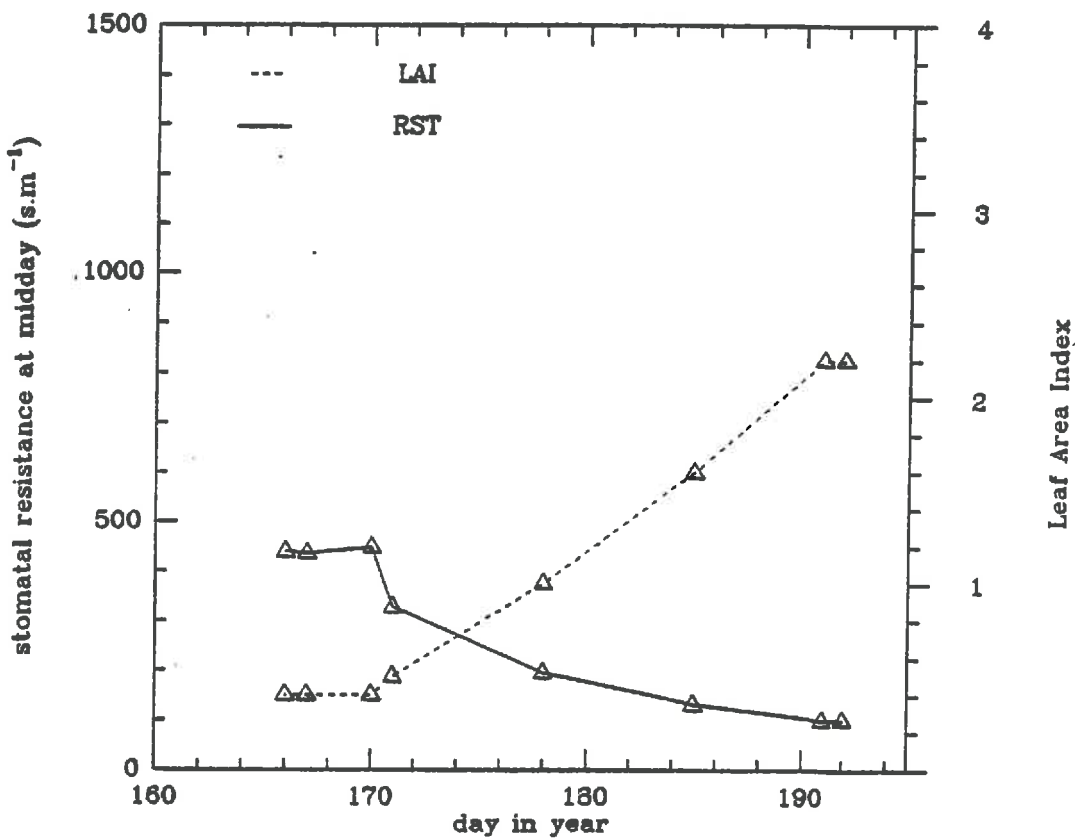
b



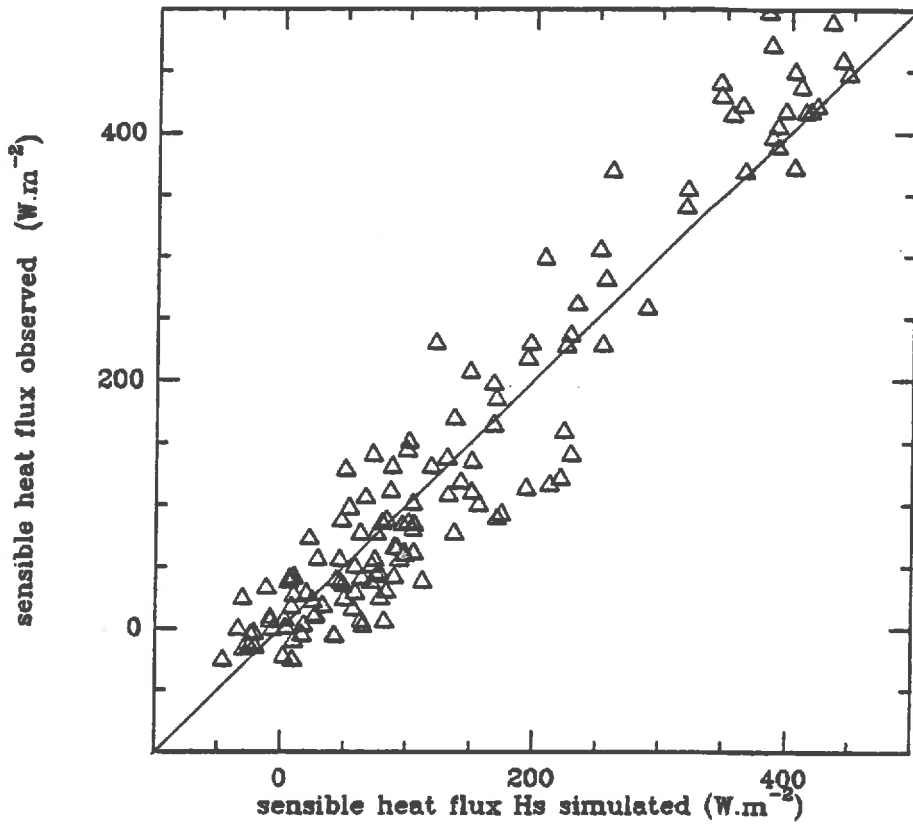
TIESTE



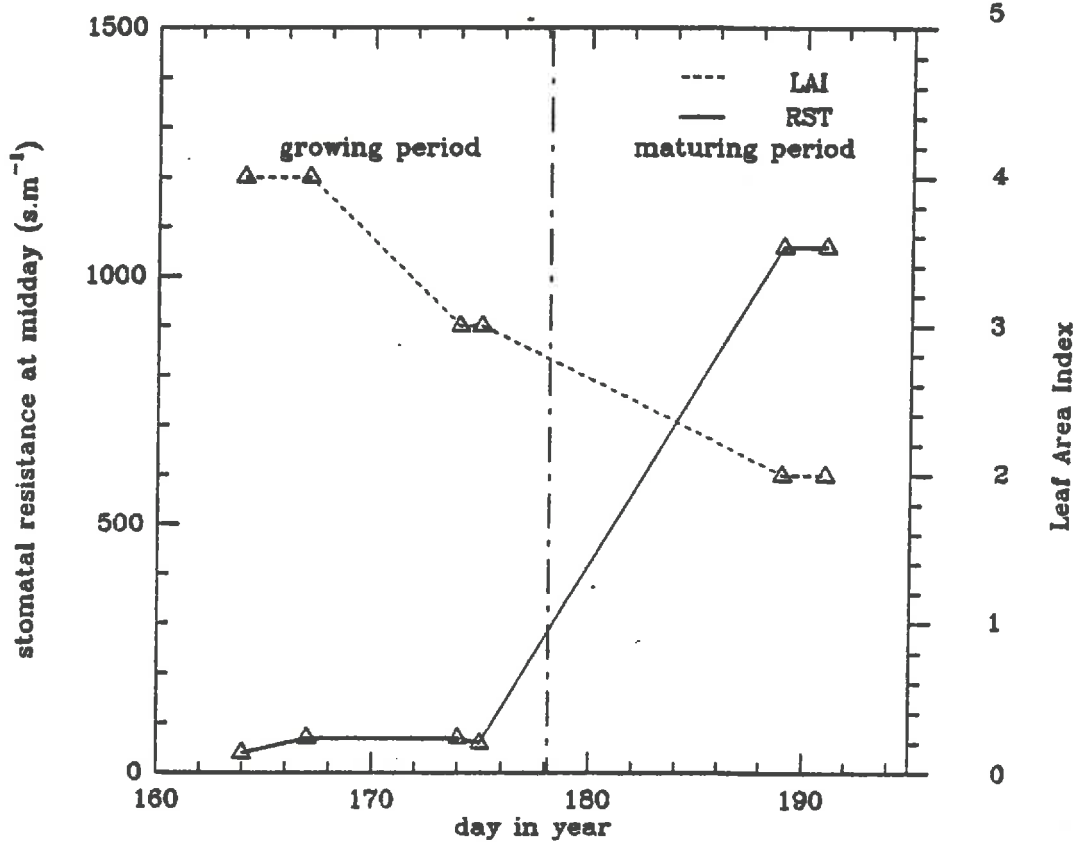
b



LUBBON1



b



## **CHAPITRE V**

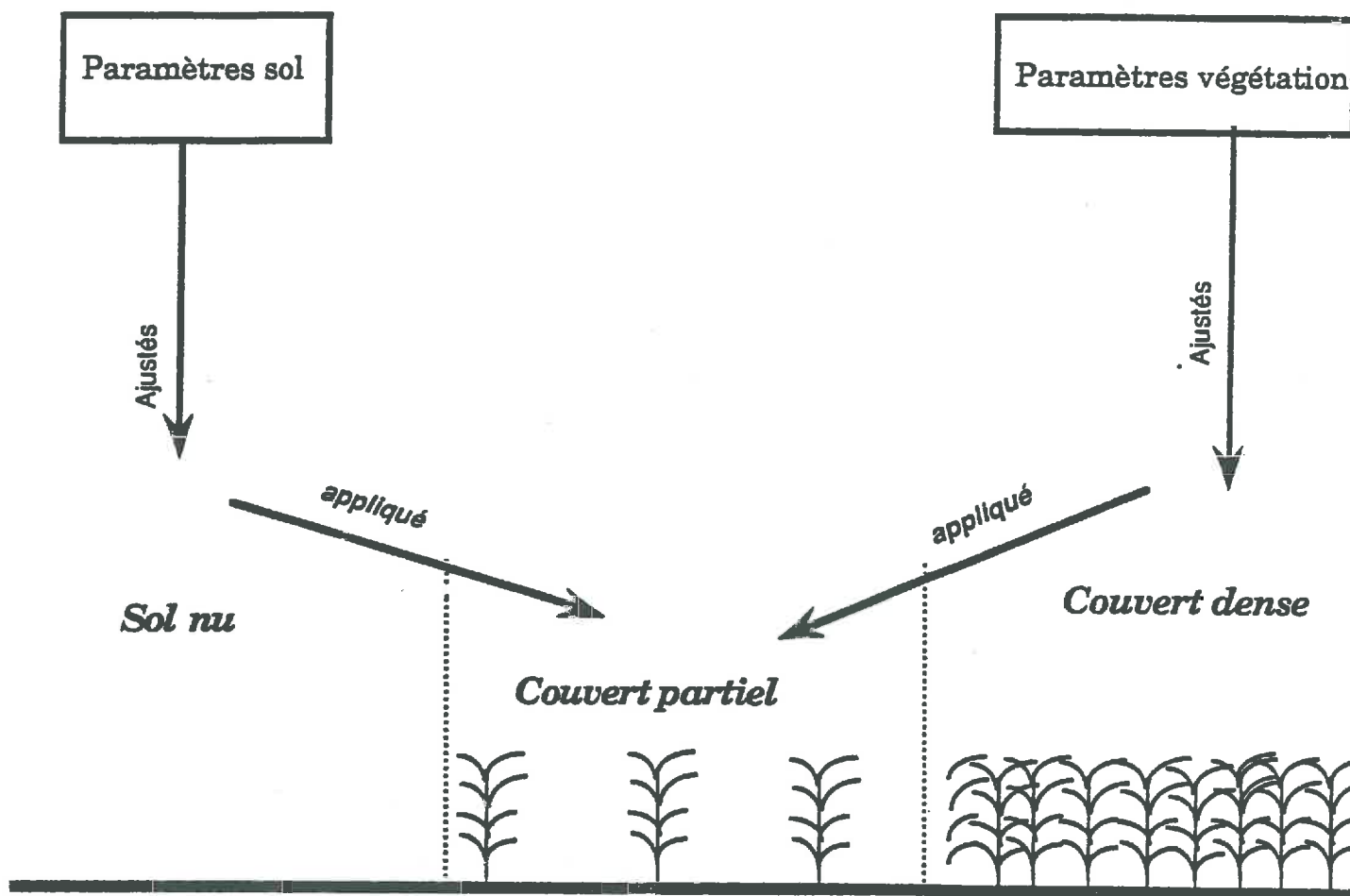
### ***CONCLUSION et PERSPECTIVE***

## *Conclusion*

L'ensemble de cette étude s'intègre dans le cadre du développement opérationnel d'un modèle de flux de surface capable d'assimiler les données télédéteçtées dans l'infra-rouge thermique et aux hyperfréquences pour évaluer les flux énergétiques de surface.

Nous avons montré dans ce travail, qu'à l'aide d'un modèle simple mais réaliste qui décrit les transferts de masse et d'énergie entre le sol, la végétation et l'atmosphère, on est capable d'évaluer les flux d'énergie à la surface et les résistances à l'évaporation sur tous les types de surface et en particulier sur les couverts partiels où le sol et la végétation interviennent à part comparable et pour lesquels on a montré que l'on était capable de séparer la contribution de chacun.

Pour cela, on a proposé une méthodologie (résumée sur la figure 1) qui consiste à étalonner les paramètres sol pendant une période de sol nu en utilisant des mesures de flux de surface (flux de chaleur sensible et flux de chaleur dans le sol) et celles de l'humidité de surface, et en estimant l'unique paramètre végétation, la résistance minimum à l'évaporation ( la hauteur et l'indice foliaire étant généralement connus), pendant une période de couvert dense, où la contribution du sol devient négligeable, en utilisant les mesures des flux de chaleur sensible.



*Fig. V-1 Méthode pour calculer les flux de surface  
sur un couvert partiel*

Cette méthode a été validée sur différents sites du carré H-M en comparant les flux de surface mesurés par les SAMER et simulés par le modèle, et sur lesquels on a montré qu'on était capable d'évaluer la résistance du couvert quelque soit son stade phénologique (croissance ou maturité).

La méthode proposée ici est intéressante car elle est facilement utilisable dans le cas des observations satellitaires. Elle demande de disposer des mesures dans le visible et le proche infra-rouge (qui donnent accès à l'indice de végétation normalisé NDVI), dans l'infra-rouge thermique satellitaire (qui donnent accès à la température de surface) et aux hyperfréquences (qui permettent d'estimer l'humidité de la couche de surface) et d'un réseau de stations météorologiques de type SAMER pour la mesure des flux. Les paramètres du sol pourraient alors être déduits pendant une période de sol nu de la façon suivante:

L'inertie thermique,  $P$ , à partir des températures satellitaires  $T_{smax}$  et  $T_{smin}$  (Carlson , 1986).

La diffusivité hydrique,  $D_w$  en utilisant l'évolution temporelle de l'humidité de surface (Bernard et al, 1986).

L'évaporation limite,  $E_{lim}$ , à partir des flux mesurés au sol.

Les paramètres de la végétation seront estimés par inversion des mesures satellitaires:

L'indice foliaire, LAI, à partir de NDVI ( Phulpin et al, 1989, Ottlé et al, 1990)

La résistance stomatique à partir de la température maximale satellitaire  $T_{smax}$  (Taconet et al, 1986, Sucksdorff and Ottlé, 1990).

Un autre résultat important de ce travail, est que l'on a montré qu'il était possible d'évaluer la résistance du couvert sur toutes les surfaces,

partiellement et entièrement recouvertes de végétation. En effet, la résistance du couvert étant un indicateur de l'état hydrique de la plante (stress hydrique), sa connaissance est d'un intérêt certain chez les bioclimatologistes qui veulent suivre l'état de la plante à l'échelle locale et chez les modélisateurs de la biosphère continentale qui s'intéressent à l'évolution de la plante à l'échelle régionale.

D'où la perspective de participer au Programme International Géosphère Biosphère en suivant l'évolution de la biomasse continentale et en étudiant sa réponse aux fluctuations climatiques en utilisant la télédétection satellitaire.

Certes, en combinant les données télédétectées dans les 4 domaines spectraux visible, proche infra-rouge, infra-rouge thermique et hyperfréquences, on peut estimer l'indice foliaire (LAI) et la résistance stomatique (RST) mais juste à un moment donné, correspondant au passage du satellite. Ainsi, pour avoir l'évolution temporelle de ces paramètres, il serait intéressant de coupler notre modèle d'interface sol/végétation/atmosphère avec un modèle de croissance du type de celui décrit par Brisson (1989) qui simule l'évolution de la biomasse, donc le LAI, et de RST à partir de la connaissance du climat, des apports du sol, et pour un type de végétation donnée. La comparaison entre le LAI et RST simulés par le modèle de croissance et estimés à partir de la télédétection pourrait alors permettre de fixer certains paramètres fonctionnels caractérisant la végétation.

Une première approche de ce projet, à l'échelle locale, sera d'utiliser les mesures de l'expérience organisée par la station de Bioclimatologie de l'INRA à Avignon, et qui aura lieu entre Juin et Octobre 1990 sur du soja, pour déterminer les paramètres fonctionnels du modèle de croissance. La



méthodologie d'étalonnage de ces paramètres à partir des estimations des LAI et RST pourra alors précisée.

Avant de passer à l'application à l'échelle régionale en utilisant les données satellitaires, il faudra essayer de répondre à un certain nombre de questions, telles que les moyens d'étendre la méthode à d'autres cultures autres que le soja, ou la possibilité de définir une "végétation équivalente" dans un pixel hétérogène, c'est à dire de définir les paramètres fonctionnels représentatifs de l'ensemble des cultures présentes. Nous allons essayer de répondre à ces questions dans les années à venir!!

***ANNEXES***



*Description détaillée du modèle d'interface  
sol/végétation/ atmosphère*

Le modèle d'interface que nous utilisons ici est celui de Taconet et al (1986). C'est un modèle qui décrit les transferts entre le sol, la végétation et l'atmosphère. Il est basé sur le formalisme de Deardorff (1978) qui réduit la végétation à une couche unique de feuillage et qui résoud simultanément 2 bilans d'énergie (l'un au dessus du couvert , l'autre à la surface du sol) en paramétrant de façon réaliste la partition des flux d'énergie et de moment entre le sol et la végétation.

Dans la première partie (Annexe I), nous allons présenter une description détaillée du sol, de l'évolution de sa température et de son contenu en eau ainsi que la paramétrisation des flux de surface dans le cas d'un sol nu.

Dans la deuxième partie (Annexe II), nous présenterons la paramétrisation de la végétation ainsi que la partition des flux radiatifs et de surface entre le sol et la végétation.



## Annexe I : Représentation du sol

Le sol est décrit comme un système à 2 réservoirs analogue à celui proposé par Blackadar (1976) pour le comportement thermique et étendu au comportement hydraulique par Deardorff (1977). La figure A-I illustre la paramétrisation du sol utilisée. Le sol, supposé stratifié horizontalement, est divisé en 2 couches: une couche superficielle d'épaisseur  $z_1=10\text{cm}$ , de température  $T_g$  et d'humidité  $w_g$  et une couche plus profonde d'épaisseur  $z_2=1.20\text{m}$ , de température  $T_2$  et d'humidité  $w_2$ .

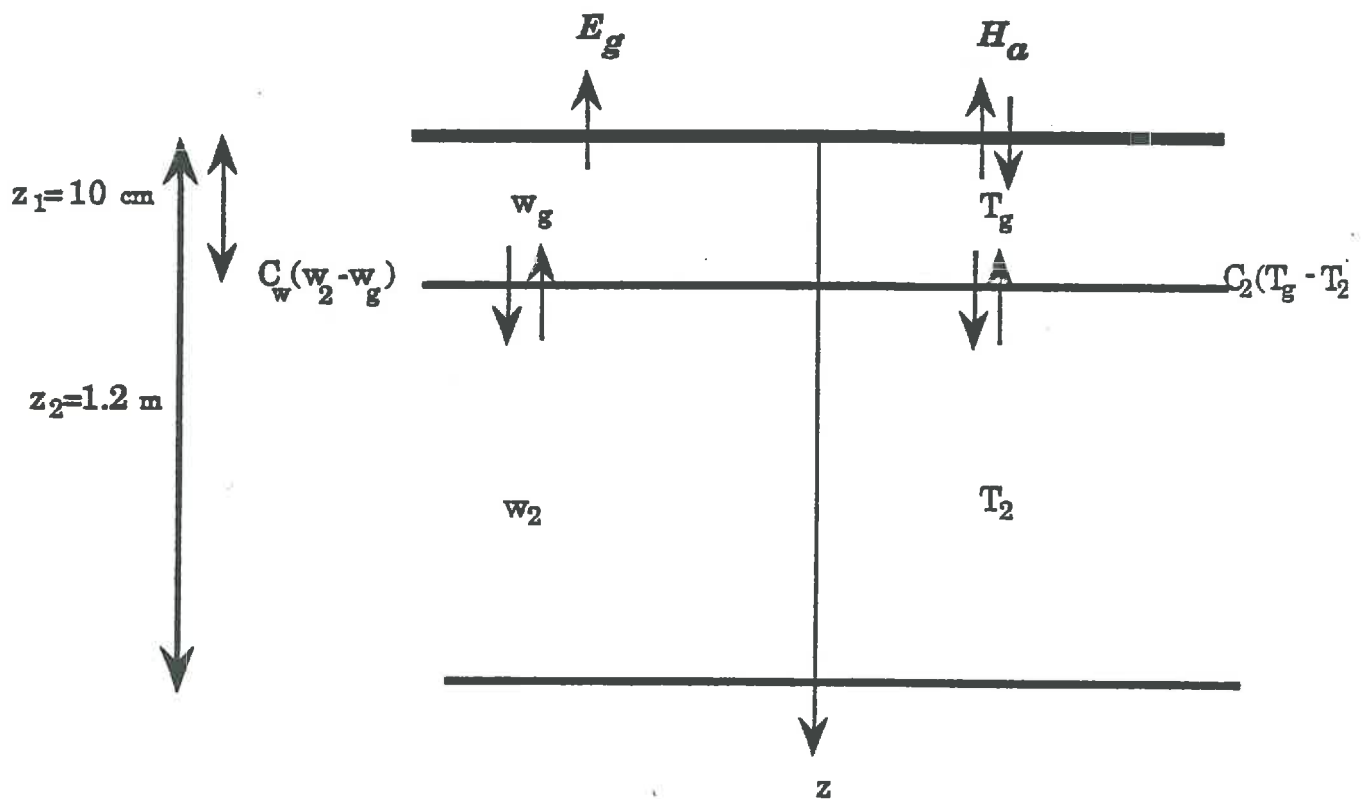


Fig. A-I Représentation du sol

**1 Comportement thermique** (température du sol et flux de chaleur dans le sol).

Le comportement thermique du sol utilisé dans notre modèle est celui de Bhamralkar (1975) et Blackadar (1976), qui consiste à résoudre explicitement l'équation de la chaleur en supposant la variation de la température sinusoïdale.

L'équation de diffusion de la chaleur dans le sol est donnée par:

$$\rho_s c_s(z) \frac{\partial T_s(z,t)}{\partial t} = - \frac{\partial G(z,t)}{\partial z} \quad (1)$$

où  $\rho_s c_s(z)$  est la capacité calorifique du sol

$T_s(z,t)$  est la température dans le sol à la profondeur  $z$ , et à l'instant  $t$ .

$G(z,t)$  est le flux de chaleur dans le sol à la profondeur  $z$  défini par:

$$G(z,t) = - \lambda(z) \frac{\partial T_s(z,t)}{\partial z} \quad (2)$$

où  $\lambda(z)$  est la conductivité thermique du sol à la profondeur  $z$ .

En reportant (2) dans (1), on obtient:

$$\frac{\partial T_s(z,t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( v(z) \frac{\partial T_s(z,t)}{\partial z} \right) \quad (3)$$

où  $v(z)$  est la diffusivité thermique définie par  $v(z) = \frac{\lambda(z)}{\rho_s c_s(z)}$

Pour la température moyenne de la couche  $(0,z)$ , définie par:

$$T_{s_m} = \frac{1}{z} \int_0^z T_s(\xi, t) d\xi \quad (4)$$

on peut déduire de (1) l'équation d'évolution suivante:

$$\rho_s c_s(z) \frac{\partial T_{sm}}{\partial t} = - \frac{G(z,t) - G(0,t)}{z} \quad (5)$$

où  $G(0,t)$  est le flux de chaleur à la surface à l'instant  $t$ .

$G(z,t)$  est obtenu à partir de la solution exacte de (1) pour une variation journalière de la température de surface de forme sinusoïdale:

$$T_s(0,t) = T_m + \Delta T_0 \sin(\omega t) \quad (6)$$

$T_m$  est la moyenne journalière de température du sol, supposée indépendante de  $z$

$\Delta T_0$  est l'amplitude

$\omega$  est la pulsation diurne;  $\omega = \frac{2\pi}{\tau}$  où  $\tau = 24$  heures.

La solution exacte de (3) est alors:

$$T_s(z,t) = T_m + \Delta T_0 e^{-z/d} \sin(\omega t - z/d) \quad (7)$$

avec  $d = \sqrt{\frac{2v}{\omega}}$  où  $v$  est la diffusivité thermique;  $v = \frac{\lambda}{\rho_s c_s}$

on reporte (7) dans (2) et on obtient:

$$G(z,t) = \left( \frac{\rho_s c_s(z) \lambda(z) \omega}{2} \right)^{1/2} \left( \frac{1}{\omega} \frac{\partial T_s(z,t)}{\partial t} + T_s(z,t) - T_m \right) \quad (8)$$

en reportant (8) dans (5) il vient:

$$\rho_s c_s z \frac{\partial T_{sm}}{\partial t} = G(0,t) \cdot \left( \frac{\rho_s c_s \lambda}{2\omega} \right)^{1/2} \frac{\partial T_s(z,t)}{\partial t} - \left( \frac{\rho_s c_s \lambda \omega}{2} \right)^{1/2} (T_s(z,t) - T_m) \quad (9)$$



Faisant tendre  $z$  vers 0, on trouve l'équation d'évolution de la couche superficielle,  $T_g = T_s(0, t)$ :

$$\frac{\partial T_g}{\partial t} = \left( \frac{2 \omega}{\rho_g c_g \lambda_g} \right)^{1/2} G(0, t) - \omega (T_g - T_m) \quad (10)$$

en remplaçant  $\omega$  par  $2\pi/\tau$ , on obtient:

$$\frac{\partial T_g}{\partial t} = - \frac{c_1}{\rho_g c_g d_1} H_a - \frac{c_2}{\tau} (T_g - T_2) \quad (11a)$$

$$\text{avec } c_1 = 2 \pi^{1/2} \quad c_2 = 2\pi, \quad \tau = 24 \text{ heures} \quad (11b)$$

$$d_1 = \left( \frac{\lambda_g \tau}{\rho_g c_g} \right)^{1/2} = (v_g \tau)^{1/2} \quad (11c)$$

$H_a$  est la somme des flux atmosphériques à la surface:

$$H_a = - G(0, t) = LE_g + H_{sg} - Rn_g \quad (11d)$$

où  $Rn_g$  est le rayonnement net,  $LE_g$  est le flux d'évaporation et  $H_{sg}$  le flux de chaleur sensible.

$T_2 = T_m$  = température profonde; en pratique, moyenne de la température au sol sur les 24 heures précédentes.

L'équation (11) est connue comme "méthode de force de rappel de Blackadar" parce que le forçage  $H_a$  est modifié par un terme de rappel qui contient la température profonde  $T_2$ .

Pour de longues périodes ( plus longues que 3 jours),  $T_2$  peut être calculée par :

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = - \frac{H_a}{\rho_2 c_2 d_2} \quad (12a)$$

où

$$d_2 = (365 v_2 \tau)^{1/2}; \quad \tau = 24 \text{ heures} \quad (12b)$$

avec  $v_2$  la diffusivité thermique de la couche profonde définie par:  $v_2 = \frac{\lambda_2}{\rho_2 c_2}$

$\lambda_i$  et  $\rho_i c_i$  désignent la conductivité thermique et la capacité calorifique de la couche  $i$  du sol (les indices  $i=g$  et  $i=2$  signifient respectivement la 1<sup>ère</sup> et la seconde couche). Ces deux facteurs dépendent du type de sol et de son contenu en eau. L'évaluation de ces paramètres est largement discutée dans le chapitre II et article I de cette thèse. On en rappelle toutefois les résultats suivants:

La capacité calorifique du sol  $\rho_i c_i$  varie peu avec le type de sol et elle est reliée à l'humidité du sol  $w_i$ , d'après De Vries (1963), par:

$$\rho_i c_i = (0.3 + w_i) 4.18 \cdot 10^6 \quad (13)$$

où  $\rho c$  est exprimée en  $J.^{\circ}C^{-1}. m^{-3}$ .

La conductivité thermique  $\lambda_i$  varie avec le type de sol et son contenu en eau. Elle est reliée à l'humidité du sol par:

$$\lambda_i = a + b \sqrt{w_i} \quad (14)$$

où  $a$  et  $b$  sont ajustés en fonction du type du sol (exemple pour le sable  $a=0.06$  et  $b=0.5$ ,  $\lambda$  en  $W.m^{-1}.K^{-1}$ ;  $w$  en  $cm^3/cm^3$ ).

## 2 Comportement hydrique du sol:

Le traitement hydrique du sol utilisé dans notre modèle est celui de Bernard et al (1986), dont la démarche consiste à diviser le sol en 2 couches, et de résoudre les équations de Darcy et de continuité.

L'équation de continuité s'écrit:

$$\frac{\partial w}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z} \quad (15)$$

où  $q$  est le flux d'humidité dans le sol (infiltrations et remontées capillaires).

En surface,  $q$  est déduit du bilan hydrique :

$$q(0) = Pr - Eg \quad (16)$$

où  $Pr$  est le taux de précipitation et  $Eg$  est le taux d'évaporation.

En profondeur,  $q$  est estimé en utilisant l'équation de Darcy:

$$q = -K(\Psi) \frac{\partial H}{\partial z} \quad (17)$$

où  $K(\Psi)$  est la conductivité hydrique

$\Psi$  est le potentiel de succion du sol

$H$  est le potentiel total du sol, c'est à dire la somme du potentiel de succion  $\Psi$  et du potentiel gravitationnel  $Z$ .

En éliminant le potentiel gravitationnel  $Z$  car il est en général négligeable comparé au potentiel de succion  $\Psi$ , et en reportant (17) dans (15), on obtient:

$$\frac{\partial w}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K(\Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right) \quad (18)$$

En utilisant le concept de diffusivité hydrique  $D(w)$  défini par:

$$D(w) = \frac{K(w)}{C(w)} \quad (19)$$

où  $C(w)$  est la capacité capillaire définie par:

$$C(w) = \frac{dw}{d\Psi} \quad (20)$$

l'équation de Darcy devient:

$$q(z) = -D(w) \frac{\partial w}{\partial z} \quad (21)$$

on aboutit à l'équation de diffusion de l'eau dans le sol:

$$\frac{\partial w}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D(w) \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (22)$$

Une démarche satisfaisante pour résoudre cette équation de diffusion est celle de Deardorff(1977) qui est analogue à celle de Blackadar(1976) pour le traitement thermique.

La méthode consiste à traiter l'évolution du contenu en eau de la couche superficielle,  $w_g$ , (auquel sont liés les phénomènes d'évaporation) et celui de la couche profonde  $w_2$ . Les équations résultant d'une analogie avec le traitement de l'évolution de la température par la méthode de force de rappel de Blackadar sont:

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = - \frac{c_1}{\rho_w d'_1} (E_g - Pr) - \frac{c_2}{\tau} (w_g - w_2) \quad (23)$$

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = - \frac{(E_g - Pr)}{\rho_w d'_2} \quad (24)$$

où  $E_g$  est le taux d'évaporation à la surface ( $L.T^{-1}$ )

$Pr$  est le taux de précipitation en ( $L.T^{-1}$ )

$d'_1 = 10$  cm;  $d'_2 = 50$  cm;  $\rho_w$  est la densité de l'eau

$c_1$  et  $c_2$  sont des constantes à ajuster qui dépendent fortement de l'état hydrique du sol. Elles ont été calibrées par Deardorff (1977) à partir de mesures expérimentales sur un site donné.

La démarche qu'on utilise dans notre modèle est celle de Bernard et al (1986) qui ont proposé une autre approche d'un modèle à 2 réservoirs, 1 réservoir superficiel d'épaisseur de 10cm et un second réservoir de profondeur 120cm, basée sur les équations de continuité et de Darcy (voir Fig.A-II), en introduisant un terme de "pseudo-diffusivité"  $C(w_g, w_2)$  (qui est fonction de la diffusivité hydrique à l'interface  $D(w_g, w_2)$ ) pour traduire les échanges à l'interface des 2 réservoirs. Ce qui se traduit par:

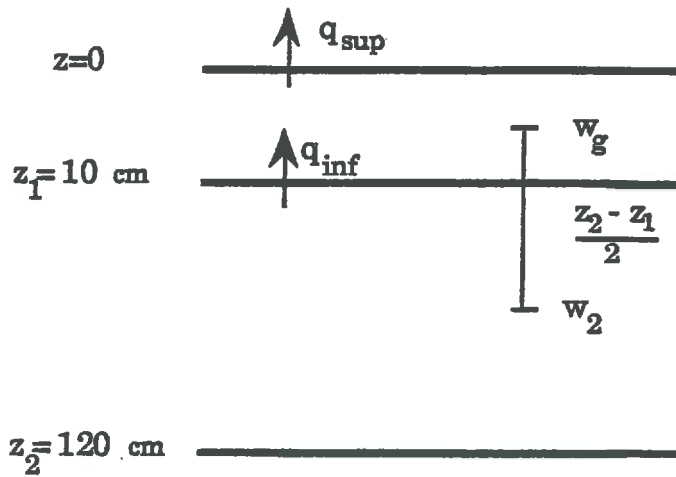


Fig. A-II: Approche de Bernard et al (1986)

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z} = - \frac{q_{sup} - q_{inf}}{z_1} \quad (25)$$

$$\text{avec } q_{sup} = E_g - Pr \quad (25a)$$

$$\text{et } q_{inf} = -D(w) \frac{\partial w}{\partial z} = -D(w_g, w_2) \frac{w_g - w_2}{\frac{z_2 - z_1}{2}} \quad (25b)$$

en reportant (25a) et (25b) dans (25), on obtient:

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = - \frac{E_g - Pr}{z_1} - C(w_g, w_2) (w_g - w_2) \quad (26)$$

$$\text{avec } C(w_g, w_2) = \frac{2 D(w_g, w_2)}{(z_2 - z_1) z_1} \quad (26a)$$

$$D(w_g, w_2) = D((w_g + w_2) / 2) \quad (26b)$$

où  $z_1 = 10\text{cm}$  et  $z_2 = 120\text{cm}$ .

où  $E_g$  est le taux d'évaporation à la surface ( $L.T^{-1}$ )

et  $Pr$  est le taux de précipitation en ( $L.T^{-1}$ )

L'équation d'évolution de  $w_2$  est donnée par:

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = - \frac{E_g - Pr}{z_2} \quad (27)$$

La diffusivité hydrique  $D_w$  étant définie par: (équations 17 et 18)

$$D(w) = K(w) \frac{d\Psi}{dw} \quad (28)$$

dépend du type du sol et de son contenu en eau. Elle peut être reliée à l'humidité du sol par différentes paramétrisations du type puissance (Campbell, 1974) ou du type exponentielle (Gadner, 1958).

Les plus utilisées sont basées sur les formulations de Campbell (1974) qui relie la conductivité hydrique  $K(w)$  et le potentiel hydrique  $\Psi(w)$  à l'humidité par:

$$\Psi(w) = \Psi_s \left( \frac{w_{sat}}{w} \right)^b \quad (29)$$

$$K(w) = K_s \left( \frac{w}{w_{sat}} \right)^{2b+3} \quad (30)$$

en reportant (29) et (30) dans (28), on obtient:

$$D(w) = \frac{-b K_s \Psi_s}{w} \left( \frac{w}{w_{sat}} \right)^{b+3} \quad (31)$$

où les valeurs à saturation  $K_s$ ,  $\Psi_s$  et  $w_{sat}$ , ainsi que l'exposant  $b$  sont fonction du type de sol étudié.

Clapp et Hornberger (1978), Cosby et al (1984) ont fourni les valeurs de ces paramètres pédologiques pour l'ensemble des sols de la classification texturale américaine (Tableaux 1 et 2). Ces classifications sont basées sur des critères granulométriques en distinguant les fractions texturales du limon, de l'argile et du sable.

Ces 2 classifications sont comparées et discutées dans l'article I (chapitre II) de cette thèse. On y montre qu'elles sont différentes et que la diffusivité hydrique estimée à partir de ces classifications ne permet pas de reproduire l'évolution temporelle de l'humidité mesurée. On propose alors de caler cette diffusivité en divisant la formulation (31) par une constante.

Type de sol	$w_{sat}$	$\Psi_s$ (m)	$K_s$ (m.s <sup>-1</sup> )	b	$w_{wilt}$
<i>Sable</i>	0.395	-0.121	1.760 10 <sup>-4</sup>	4.05	0.07
<i>Sable limoneux</i>	0.410	-0.09	1.563 10 <sup>-4</sup>	4.38	0.075
<i>Limon sableux</i>	0.435	-0.218	3.410 10 <sup>-5</sup>	4.90	0.1142
<i>Limon fin</i>	0.485	-0.786	7.2 10 <sup>-6</sup>	5.30	0.1794
<i>Limon</i>	0.451	-0.478	7.0 10 <sup>-6</sup>	5.39	0.1547
<i>Limon-sablo-argileux</i>	0.420	-0.299	6.3 10 <sup>-6</sup>	7.12	0.1749
<i>Limon fin argileux</i>	0.477	-0.356	1.7 10 <sup>-6</sup>	7.75	0.2181
<i>Limon argileux</i>	0.476	-0.630	2.5 10 <sup>-6</sup>	8.52	0.2498
<i>Argile sableuse</i>	0.426	-0.153	2.2 10 <sup>-6</sup>	10.4	0.2193
<i>Argile limoneuse</i>	0.492	-0.490	1.0 10 <sup>-6</sup>	10.4	0.2832
<i>Argile</i>	0.482	-0.405	1.3 10 <sup>-6</sup>	11.4	0.2864

**Tableau 1: Classification de Clapp et Hornberger (1978):**

**Paramètres pédologiques en fonction de 11 classes de sol**

$w_{sat}$  est l'humidité du sol à saturation en m<sup>3</sup>.m<sup>-3</sup>,  $\Psi_s$  son potentiel hydrique à saturation en m,  $K_s$  sa conductivité hydrique à saturation en m.s<sup>-1</sup>. L'exposant b se réfère à la relation (29). Le contenu en eau au point de flétrissement  $w_{wilt}$  ou  $w_c$  correspond à une succion de 15 bars.

Type de sol	$w_{sat}$	$\Psi_s$ (m)	$K_s$ (m.s <sup>-1</sup> )	b	$w_{wilt}$
<i>Sable</i>	0.339	-0.0231	1.60 10 <sup>-5</sup>	2.79	0.013
<i>Sable limoneux</i>	0.421	-0.0175	9.52 10 <sup>-6</sup>	4.26	0.047
<i>Limon sableux</i>	0.434	-0.0316	6.19.10 <sup>-6</sup>	4.74	0.068
<i>Limon fin</i>	0.476	-0.0655	5.21 10 <sup>-6</sup>	5.33	0.106
<i>Limon</i>	0.439	-0.0571	5.77 10 <sup>-6</sup>	5.25	0.089
<i>Limon sablo-argileux</i>	0.404	-0.0310	4.11 10 <sup>-6</sup>	6.77	0.111
<i>Limon fin argileux</i>	0.464	-0.0599	4.45 10 <sup>-6</sup>	8.72	0.165
<i>Limon argileux</i>	0.465	-0.0414	4.45 10 <sup>-6</sup>	8.17	0.183
<i>Argile sableuse</i>	0.406	-0.0269	7.12 10 <sup>-6</sup>	10.73	0.177
<i>Argile limoneuse</i>	0.468	-0.0453	3.43 10 <sup>-6</sup>	10.39	0.209
<i>Argile</i>	0.468	-0.0531	2.98 10 <sup>-6</sup>	11.55	0.229

Tableau 2: Classification de Cosby et al (1984).



### 3 Paramétrisation des flux de surface

Le bilan d'énergie à la surface s'écrit:

$$H_a = -G = LE_g + H_{sg} - Rn_g \quad (32)$$

où  $Rn_g$ ,  $LE_g$ ,  $H_{sg}$  et  $G$  sont dans l'ordre le rayonnement net, le flux de chaleur latente, sensible et le flux de chaleur dans le sol.

$Rn_g$  est calculé par:

$$Rn_g = (1 - a_g) S\downarrow + \epsilon_g (R_a - \sigma T_g^4) \quad (33)$$

avec  $a_g$  l'albédo du sol;

$S\downarrow$  le rayonnement solaire incident;

$\epsilon_g$  l'émissivité du sol dans l'infrarouge;

$R_a$  le rayonnement atmosphérique dans l'infrarouge;

et  $\sigma$  constante de Stefan Boltzman ( $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ J.m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4} \cdot \text{s}^{-1}$ ).

$a_g$  peut être estimé d'après Idso et al (1975) par:

$$a_g = \alpha - \beta \frac{w_g}{w_{\text{sat}}} \quad (34)$$

où  $w_g$  est l'humidité de surface,  $w_{\text{sat}}$  l'humidité à saturation,  $\alpha$  et  $\beta$  dépendent du type de sol, leurs valeurs peuvent être déduites des mesures expérimentales du rayonnement solaire incident et réfléchi sur sol nu.

Le rayonnement atmosphérique  $R_a$  peut être calculé par la formule de Brutsaert (1982):

$$R_a = [ 1.24 \left( \frac{q_a}{T_a} \right)^{0.143} \sigma T_a^4 \quad (35)$$

où  $R_a$  en  $\text{W.m}^{-2}$ ,  $q_a$  est l'humidité de l'air en mb et  $T_a$  la température de l'air en °K et  $\sigma$  constante de Stefan Boltzman  $\text{J.m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4} \cdot \text{s}^{-1}$ .

Le flux de chaleur sensible  $H_g$  est obtenu par:

$$H_g = \rho c_p C_H (T_g - T_a) \quad (36)$$

où  $\rho$  est la masse volumique de l'air ( $\text{Kg.m}^{-3}$ ),

$c_p$  est la chaleur spécifique de l'air ( $\text{J.Kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ),

$T_g$  et  $T_a$  sont respectivement la température du sol et celle de l'air (K);

$C_H$  est le coefficient de transfert ( $\text{m.s}^{-1}$ ).  $C_H$  est calculé en utilisant les relations de transferts aérodynamiques de Businger (1971) et les corrections de stabilité de Louis (1979).

L'évaporation  $LE_g$  est estimée par:

$$LE_g = \frac{\rho c_p}{\gamma} C_H \alpha (q_{\text{sat}}(T_g) - q_a) \quad (37)$$

où  $\gamma$  est la constante psychrométrique  $\gamma = 0.66 \text{ mbar. K}^{-1}$

$q_{\text{sat}}(T_g)$  est la pression de vapeur saturante à la température  $T_g$  (mbar)

La fonction  $q_{\text{sat}}(T)$  a pour expression:

$$q_{\text{sat}}(T) = 6.1078 \exp \left( 17.27 \frac{T-273}{T-35.83} \right) \quad (38)$$

où  $T$  est en  $^{\circ}\text{K}$  et  $q_{\text{sat}}$  en mbar.

$q_a$  est la pression partielle de vapeur d'eau (mbar)

$\alpha$  est la résistance du sol à l'évaporation, définie à travers l'évaporation limite  $E_{\text{lim}}$ , introduite par Soarès et al (1988):

$$\alpha = \min \left( 1, \frac{E_{\text{lim}}}{E_{\text{pot}}} \right) \quad (39)$$

où  $E_{\text{pot}}$  est l'évaporation potentielle qui représente la valeur maximum de l'évaporation pour un sol à saturation;

$E_{\text{lim}}$  est l'évaporation limite qui représente le flux d'eau maximum qui transite en surface pour une humidité de surface moyenne  $w_g$ :

$$E_{\text{lim}} = \rho_w L |q_{\text{max}}| \quad (40)$$

où  $\rho_w$  est la densité de l'eau ( $\rho_w = 10^3 \text{ Kg.m}^{-3}$ )

$L$  est la chaleur latente de vaporisation de l'eau ( $L = 2.46 \cdot 10^6 \text{ J.Kg}^{-1}$ )

Elim peut être calculée par la méthode du flux constant qui consiste à exprimer  $q_{\max}$  en fonction de la diffusivité hydrique en supposant le flux constant dans la couche 0-10cm. En intégrant alors l'équation de Darcy donnée par l'équation (21) entre  $z=0$  et  $z=z_1=10\text{cm}$ , on obtient:

$$|q_{\max}| = \frac{1}{z_1} \int_{w(0)}^{w(z_1)} Dw \quad (41)$$

en prenant  $w(z_1) = w_g$  et  $w(0) = w_c$  (humidité critique) et en reportant (35) dans (34); on obtient:

$$\text{Elim} = \frac{\rho_w L}{z_1} \int_{w_c}^{w_g} Dw \quad (42)$$

Cette formulation est discutée dans l'article I de cette thèse, dans lequel on montre qu'en utilisant les différentes paramétrisations de  $D_w$  et la formule (36), on n'arrive pas à retrouver les valeurs mesurées de l'évaporation. On utilisera alors une formulation simple de Elim, type Soarès et al(1988), qui la relie à l'humidité de surface  $w_g$  par:

$$\text{Elim} = a \exp(bw_g^2) \frac{w_{\text{sat}}}{w_{\text{sat}} - w_g} \quad (43)$$

où  $a$  et  $b$  sont des constantes ajustées en fonction du type du sol,  $w_g$  est le contenu en eau dans la couche de surface et  $w_{\text{sat}}$  est l'humidité du sol à saturation (exemple des valeurs trouvées sur HAPEX-MOBILHY: pour le sable  $a=30$ ,  $b=37$  et  $w_{\text{sat}}=0.35$ , pour le limon  $a=26$ ,  $b=49$  et  $w_{\text{sat}}=0.42$ ).

La conductivité turbulente pour le flux de chaleur  $C_H$  est calculée en utilisant les relations de transferts aérodynamiques de Businger (1971) et les corrections de stabilité de Louis (1979). Ces formulations sont largement détaillées dans De Moor et al(1979):

**En condition neutre** de stabilité dynamique de la couche de surface,  $C_H$  est calculé à partir de la conductivité du flux de moment  $C_M$  par:

$$C_H = \frac{C_M}{0.74} \quad (44)$$

Le flux de quantité de mouvement est exprimé par:

$$\tau = -\rho u_*^2 = -\rho C_M u_a \quad (45)$$

où  $u_a$  est la vitesse de l'air au niveau de référence  $z_a$

et  $u_*$  est la vitesse de frottement définie à partir des relations de similitude de Monin-Obukhov (1954) par:

$$u_* = \frac{k}{\ln\left(\frac{z_a}{z_0}\right)} u_a = C_d u_a \quad (46)$$

avec  $k$  la constante de Von Karman;  $k= 0.35$

et  $z_0$  est la rugosité du sol qui correspond à l'altitude à laquelle le vent s'annule.

**En condition non neutre**, on utilise les formules de correction de stabilité de Louis(1979) qui dépendent du nombre de Richardson  $R_i$  défini entre 2 niveaux  $z_1$  et  $z_2$  par:

$$R_i = \frac{g}{(T_1 + T_2)} \frac{(z_2 - z_1) (T_2 - T_1)}{2 (u_2 - u_1)^2} \quad (47)$$

où  $u_1$ ,  $T_1$  et  $u_2$ ,  $T_2$  sont respectivement les caractéristiques du vent (vitesse et température) au niveau  $z_1$  et  $z_2$ .

$$u_* = C_d u_a [F_M(R_i, Z)]^{1/2} \quad (48)$$

$C_M$  est déduit de (45) et (48) par:

$$C_M = C_d^2 u_a F_M(R_i, Z) \quad (49)$$

$$C_H = \frac{C_d^2}{0.74} u_a F_H(R_i, Z) \quad (50)$$

avec :

$$C_d = \frac{k}{\ln Z}, \quad Z = \frac{z_a}{z_0} \quad \text{et } k=0.35 \quad (51)$$

où  $F_M(R_i, Z)$  et  $F_H(R_i, Z)$  sont respectivement les facteurs de correction de stabilité pour le flux de quantité de mouvement et pour le flux de chaleur sensible.

en condition instable ( $R_i < 0$ ):

$$F_M(R_i, Z) = \left( 1 - \frac{9.4 R_i}{1 + C_m |R_i|^{1/2}} \right) \quad (52)$$

$$F_H(R_i, Z) = \left( 1 - \frac{9.4 R_i}{1 + C_h |R_i|^{1/2}} \right) \quad (53)$$

où:

$$C_m = 7.4 C_d^2 9.4 (Z)^{1/2} \quad (52a)$$

$$C_h = 5.3 C_d^2 9.4 (Z)^{1/2} \quad (53a)$$

avec :

$$Z = \frac{z_a}{z_0}$$

et en régime stable ( $R_i > 0$ ):

$$F_M(R_i, Z) = F_H(R_i, Z) = \left( \frac{1}{1 + 4.7 R_i} \right)^2 \quad (52b)$$

## ***Annexe II : Représentation de la végétation***

La paramétrisation de la végétation utilisée dans notre modèle est celle de Deardorff (1978). Elle est représentée par une seule couche de feuillage semi-transparente au rayonnement. L'idée de base est de résoudre simultanément les équations du bilan d'énergie aux niveaux du sol et de la végétation. La chaleur peut être emmagasinée dans le sol, mais pas dans la couche des feuilles. Cette différence est essentielle : la végétation ne se comporte pas comme un milieu conducteur et elle possède une inertie thermique nulle. L'aspect dynamique à l'intérieur du couvert est pris en compte.

**Bilan d'énergie au niveau du sol:**

$$Rn_g = R_{s_g} + R_{l_g} = LE_g + H_{s_g} - G \quad (1)$$

**Bilan d'énergie dans le couvert:**

$$Rn_f = R_{s_f} + R_{l_f} = LE_f + H_{s_f} \quad (2)$$

où les indices g et f signifient respectivement le sol (ground) et le couvert (foliage).  $Rn$  est le rayonnement net  $R_s$  et  $R_l$  sont respectivement le rayonnement visible et infra-rouge disponible.  $LE$  est le flux d'évaporation et  $H_s$  le flux de chaleur sensible.

La partition sol nu-végétation est introduite au moyen de 2 facteurs:

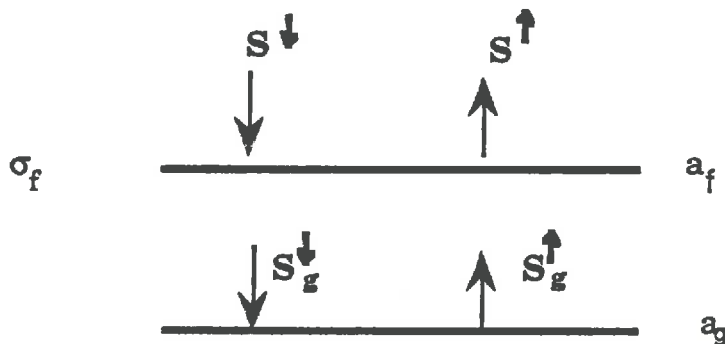
- facteur d'écran  $\sigma_f$  qui est défini par le pourcentage de rayonnement solaire intercepté par la végétation

- facteur  $\sigma_\alpha$  qui représente la fraction de flux de quantité de mouvement du couvert.

### 1 Partition de l'énergie radiative

Le paramètre clef dans la partition radiative est le facteur d'écran  $\sigma_f$ . La partition dans Deardorff, est obtenue par interpolation linéaire avec  $\sigma_f$  entre le flux radiatif arrivant au sol et celui dans un couvert dense. Dans notre modèle, on a une approche différente qui consiste à considérer la partition radiative dans un système à 2 couches. La couche inférieure est celle du sol et la couche supérieure est celle de la végétation semi-transparente:

#### a- Partition du rayonnement dans le visible:



**Fig.A-III: Partition du rayonnement dans le visible**

Soit  $S_{g\downarrow}$  le rayonnement visible arrivant au sol:

$$S_{g\downarrow} = (1 - \sigma_f) S_{\downarrow} + \sigma_f a_f S_{g\uparrow} \quad (3)$$

où  $S_{\downarrow}$  est le rayonnement solaire incident et  $S_{g\uparrow}$  le rayonnement visible réfléchi par le sol défini par:

$$S_{g\uparrow} = a_g S_{g\downarrow} \quad (4)$$

en reportant (4) dans (3) on obtient :

$$S_{g\downarrow} = \frac{1 - \sigma_f}{(1 - \sigma_f a_f a_g)} S_{\downarrow} \quad (5)$$

Le rayonnement net visible disponible au sol s'écrit alors:

$$R_{s_g} = S_{g\downarrow} - S_{g\uparrow} = \frac{(1-\sigma_f)(1-a_g)}{1-\sigma_f a_g a_f} S_{\downarrow} \quad (6)$$

Le rayonnement net visible global (sol+végétation):

$$R_{ns} = S_{\downarrow} - S_{\uparrow} \quad (7)$$

où  $S_{\downarrow}$  et  $S_{\uparrow}$  représentent respectivement le rayonnement solaire incident et réfléchi.

$$S_{\uparrow} = (1-\sigma_f) S_{g\uparrow} + \sigma_f a_f S_{\downarrow} \quad (8)$$

Le rayonnement visible disponible dans le couvert:

$$R_{s_f} = R_{ns} - R_{s_g} \quad (9)$$

en remplaçant dans (9), chaque terme par son expression en fonction de  $S_{\downarrow}$ ,  $R_{s_f}$  s'écrit alors:

$$R_{s_f} = \sigma_f (1-a_f) \left( 1 + a_g \frac{(1-\sigma_f)}{1-\sigma_f a_g a_f} \right) S_{\downarrow} \quad (10)$$

où  $a_g$  et  $a_f$  sont l'albédo du sol et du couvert. L'expression de ces paramètres ainsi que celle du facteur d'écran  $\sigma_f$  sont présentées dans l'article III. Nous rappelons les formulations utilisées:

$a_g$  est donnée dans l'équation (34) de l'annexe I.

$a_f$  est déduit directement des mesures de rayonnement solaire incident et réfléchi sur couvert.

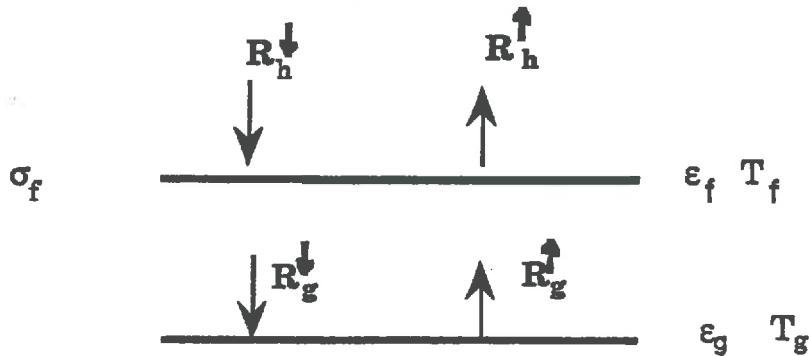
$\sigma_f$  est définie d'après Kanemasu et al (1977) par:

$$\sigma_f = 1 - \exp(-0.4 \text{ LAI}) \quad (11)$$

où LAI est l'indice foliaire définie par la surface des feuilles ramenée à une surface de sol.



**b- Partition du rayonnement dans l'infra-rouge thermique:**



**Fig.A-IV: Partition du rayonnement dans l'Infra-rouge thermique**

La végétation	absorbe:	de l'atmosphère	$\epsilon_f \sigma_f R_{h\downarrow}$
		du sol	$\epsilon_f \sigma_f R_{g\uparrow}$
	rayonne	vers l'atmosphère	$\epsilon_f \sigma_f \sigma T_f^4$
		vers le sol	$\epsilon_f \sigma_f \sigma T_f^4$
	réfléchit	vers l'atmosphère	$(1 - \epsilon_f) \sigma_f R_{h\downarrow}$
vers le sol		$(1 - \epsilon_f) \sigma_f R_{g\uparrow}$	
Le sol	absorbe		$\epsilon_g R_{g\downarrow}$
	rayonne		$\epsilon_g \sigma T_g^4$
	réfléchit		$(1 - \epsilon_g) R_{g\downarrow}$

Le bilan au sol:

$$R_{lg} = R_{g\downarrow} - R_{g\uparrow} \quad (12)$$

$$R_{g\downarrow} = (1 - \sigma_f) R_{h\downarrow} + \epsilon_f \sigma_f \sigma T_f^4 + (1 - \epsilon_f) \sigma_f R_{g\uparrow} \quad (13)$$

$$R_{g\uparrow} = \epsilon_g \sigma T_g^4 + (1 - \epsilon_g) R_{g\downarrow} \quad (14)$$

en reportant (14) dans (13) on obtient:

$$R_{g\downarrow} = \frac{1}{x_1} \left( (1 - \sigma_f) R_{h\downarrow} + \sigma_f \epsilon_f \sigma T_f^4 + (1 - \epsilon_f) \sigma_f \epsilon_g \sigma T_g^4 \right) \quad (15)$$

$$\text{avec } x_1 = 1 - \sigma_f (1 - \varepsilon_f) (1 - \varepsilon_g)$$

en reportant (15) dans (14), on obtient:

$$R_{g\uparrow} = \frac{1}{x_1} ((1 - \varepsilon_g) (1 - \sigma_f) R_{h\downarrow} + \sigma_f (1 - \varepsilon_g) \varepsilon_f \sigma T_f^4 + \varepsilon_g \sigma T_g^4) \quad (16)$$

Le rayonnement infra-rouge disponible dans le sol s'écrit alors:

$$R_{l_g} = \frac{1}{x_1} [ (1 - \sigma_f) \varepsilon_g (R_{h\downarrow} - \sigma T_g^4) + \sigma_f \varepsilon_g \varepsilon_f (\sigma T_f^4 - \sigma T_g^4) ] \quad (17)$$

$$\text{avec } x_1 = 1 - \sigma_f (1 - \varepsilon_f) (1 - \varepsilon_g)$$

Le bilan global (sol+couvert):

$$R_{nl} = R_{h\downarrow} - R_{h\uparrow} \quad (18)$$

où  $R_{h\downarrow}$  et  $R_{h\uparrow}$  représentent respectivement le rayonnement infrarouge global descendant et ascendant.

$R_{h\downarrow}$  est égal au rayonnement atmosphérique  $R_a$  qui peut être calculé par la formule de Brutsaert (1982) donnée dans l'équation (35) de l'annexe I.

$$R_{h\uparrow} = \sigma_f \varepsilon_f \sigma T_f^4 + (1 - \varepsilon_f) \sigma_f R_{h\downarrow} + (1 - \sigma_f) R_{g\uparrow} \quad (19)$$

Le bilan dans le couvert:

$$R_{l_f} = (R_{h\downarrow} - R_{h\uparrow}) - (R_{g\downarrow} - R_{g\uparrow}) \quad (20)$$

en reportant (19) et (17) dans (20), on obtient:

$$R_{l_f} = \sigma_f \varepsilon_f (R_a - \sigma T_f^4) - \frac{1}{x_1} \sigma_f \varepsilon_g \varepsilon_f (\sigma T_f^4 - \sigma T_g^4) - \frac{1}{x_1} (1 - \sigma_f) \sigma_f (1 - \varepsilon_g) \varepsilon_f (\sigma T_f^4 - R_a)$$

$$\text{avec } x_1 = 1 - \sigma_f (1 - \varepsilon_g) (1 - \varepsilon_f) \quad (21)$$

## 2 Partition des flux de surface

Les flux sont exprimés , par analogie électrique sous la forme:

$$\text{Flux} = \frac{\text{différence de potentiel}}{\text{résistance}} = \text{conductivité} \times \text{différence de potentiel}$$

### $\alpha$ Flux de quantité de mouvement

La partition du flux de quantité de mouvement  $\tau$  entre le sol et la végétation se fait à travers le facteur  $\sigma_\alpha$  :

$$\tau_f = \sigma_\alpha \tau \quad (22)$$

$$\tau_g = (1 - \sigma_\alpha) \tau \quad (23)$$

$\sigma_\alpha$  peut être estimée à partir des données de Shaw et Pereira (1982) par:

$$\sigma_\alpha = 1 - \frac{0.5}{0.5 + \text{LAI}} \exp\left(-\frac{\text{LAI}^2}{8}\right) \quad (24)$$

où LAI est l'indice foliaire défini par la surface des feuilles par surface au sol.

La répartition est représentée sur la figure A.V.

Par analogie électrique, on peut écrire:

$$\tau_f = -\rho C_{fm} u_{af} \quad (25)$$

$$\tau_g = -\rho C_{gm} u_{af} \quad (26)$$

$$\tau = -\rho u_a^2 = \tau_f + \tau_g = -\rho C_M (u_a - u_{af}) \quad (27)$$

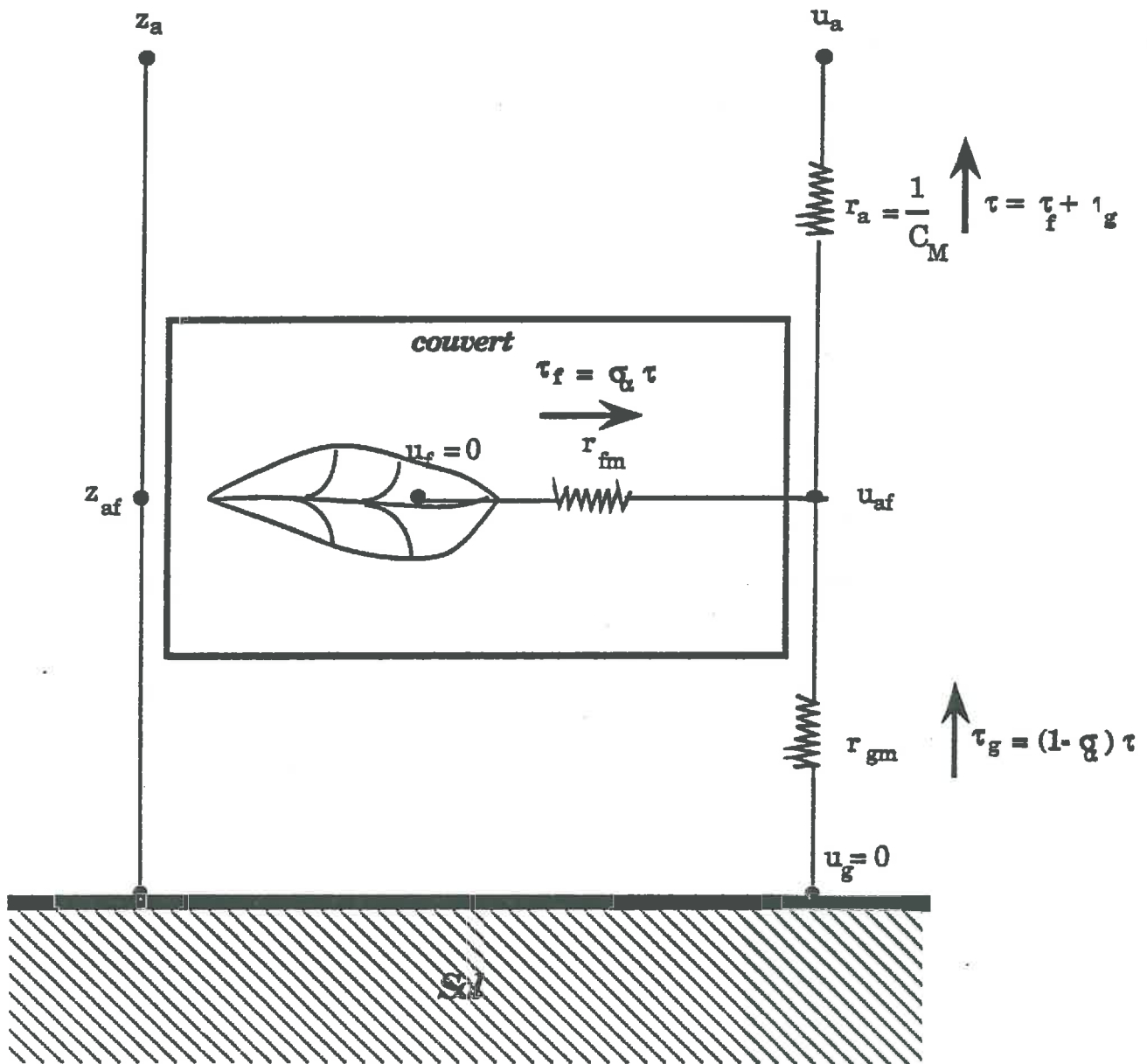


Fig. A-V: Répartition du flux de quantité de mouvement

$u_{af}$  est la vitesse du vent à l'intérieur du couvert.  $C_{fm}$ ,  $C_{gm}$  et  $C_M$  sont respectivement les conductivités turbulentes de l'air dans le couvert, au dessus du sol et celle entre le niveau de référence météorologique  $z_a$  et celui des transferts dans le couvert  $z_{af}$ .

$C_M$  est calculé à partir des relations de similitude de Monin et Obukhov (1954) et des corrections de stabilité dynamique dans la couche de surface de Louis (1979). Par contre,  $C_{fm}$  et  $C_{gm}$  sont paramétrées par des formulations empiriques qui tiennent compte de la structure du couvert et de la ventilation à l'intérieur du couvert.

$C_{fm}$  est exprimée en fonction de la vitesse du vent à l'intérieur du couvert  $u_{af}$  d'après Thom (1971) par:

$$C_{fm} = \frac{u_{af}}{9} \beta \frac{LAI}{P_d} \quad (28)$$

où LAI est l'indice foliaire,  $\beta$  traduit l'effet de traînée en dehors des feuilles ( $\beta=1.1$ );

$P_d$  est un facteur empirique introduit par Thom (1971) qui dépend de la densité du couvert:

$$P_d = 0.43 LAI + 0.42 \quad (29)$$

en reportant (28) dans (25) et en utilisant (25), (27) et (22) on obtient l'expression de  $u_{af}$ :

$$u_{af} = u_* \left( \sigma_\alpha \frac{P_d}{LAI} \frac{9}{\beta} \right)^{1/2} \quad (30)$$

La conductivité de l'air au niveau du sol  $C_{gm}$  est déduite des équations (23) et (26) qui s'écrit alors:

$$C_{gm} = (1 - \sigma_a) \frac{u_*^2}{u_{af}^2} \quad (31)$$

La vitesse de frottement  $u_*$  et la conductivité turbulente de l'air  $C_M$  sont calculés à partir des relations de similitude de Monin et Obukhov (1954) et des corrections de stabilité dynamique dans la couche de surface de Louis (1979).

$u_*$  est fonction de la vitesse du vent  $u_a$ , la rugosité  $z_0$  et la hauteur de déplacement  $d$  qui représente la hauteur à partir de laquelle le vent en atmosphère neutre suit les lois de similitude.

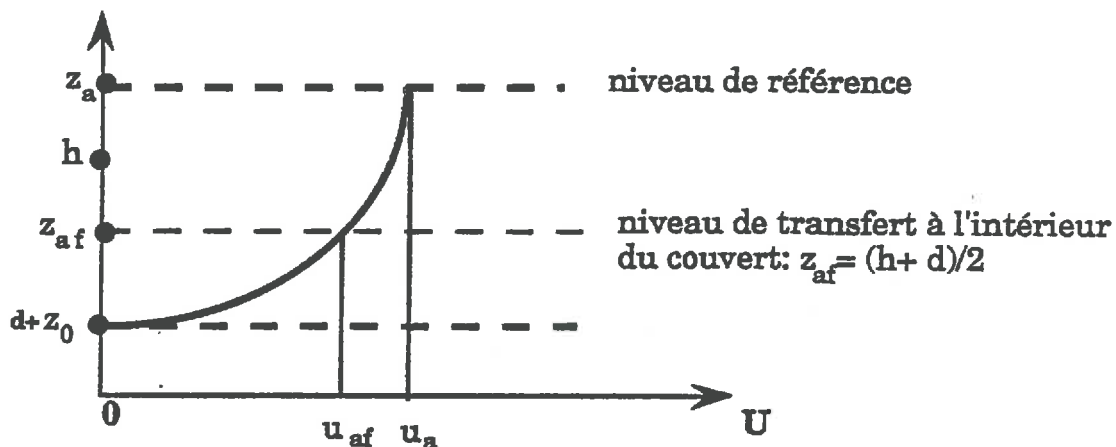


Fig. A-VI: Profil du vent dans un couvert

$d$  et  $z_0$  sont exprimés en fonction de la hauteur de la végétation  $h$  par:

$$z_0 = z_{0sol nu} + \sigma_f \frac{h-d}{3} \quad (31)$$

$$d = \sigma_f 0.66 h \quad (32)$$

$u_*$  est exprimé entre 2 niveaux de mesures de vent  $z_1$  et  $z_2$  par:

$$u_* = C_d (u_2 - u_1) \sqrt{F_M(R_i, Z)} \quad (33)$$

Le nombre de Richardson  $R_i$  et la fonction de correction de stabilité pour le flux de quantité de mouvement  $F_M(R_i, Z)$  ont été établis dans l'annexe I (Représentation du sol eq. 47, 52) avec

$$C_d = \frac{k}{\ln Z} \text{ et } Z = \frac{z_2 - d}{z_1 - d} \quad (34)$$

$u^*$  étant définie entre  $z_1 = z_0 + d$  et  $z_a$ , on a:

$$u^* = \frac{k}{\ln\left(\frac{z_a - d}{z_0}\right)} u_a \sqrt{F_M(R_i, \frac{z_a - d}{z_0})} \quad (35)$$

La conductivité  $C_M$  est déduite des equations (27) et (35) par:

$$C_M = \left[ \frac{k}{\ln\left(\frac{z_a - d}{z_0}\right)} \right]^2 \frac{u_a^2}{u_a - u_{af}} F_M(R_i, \frac{z_a - d}{z_0}) \quad (36)$$

### b flux de chaleur sensible:

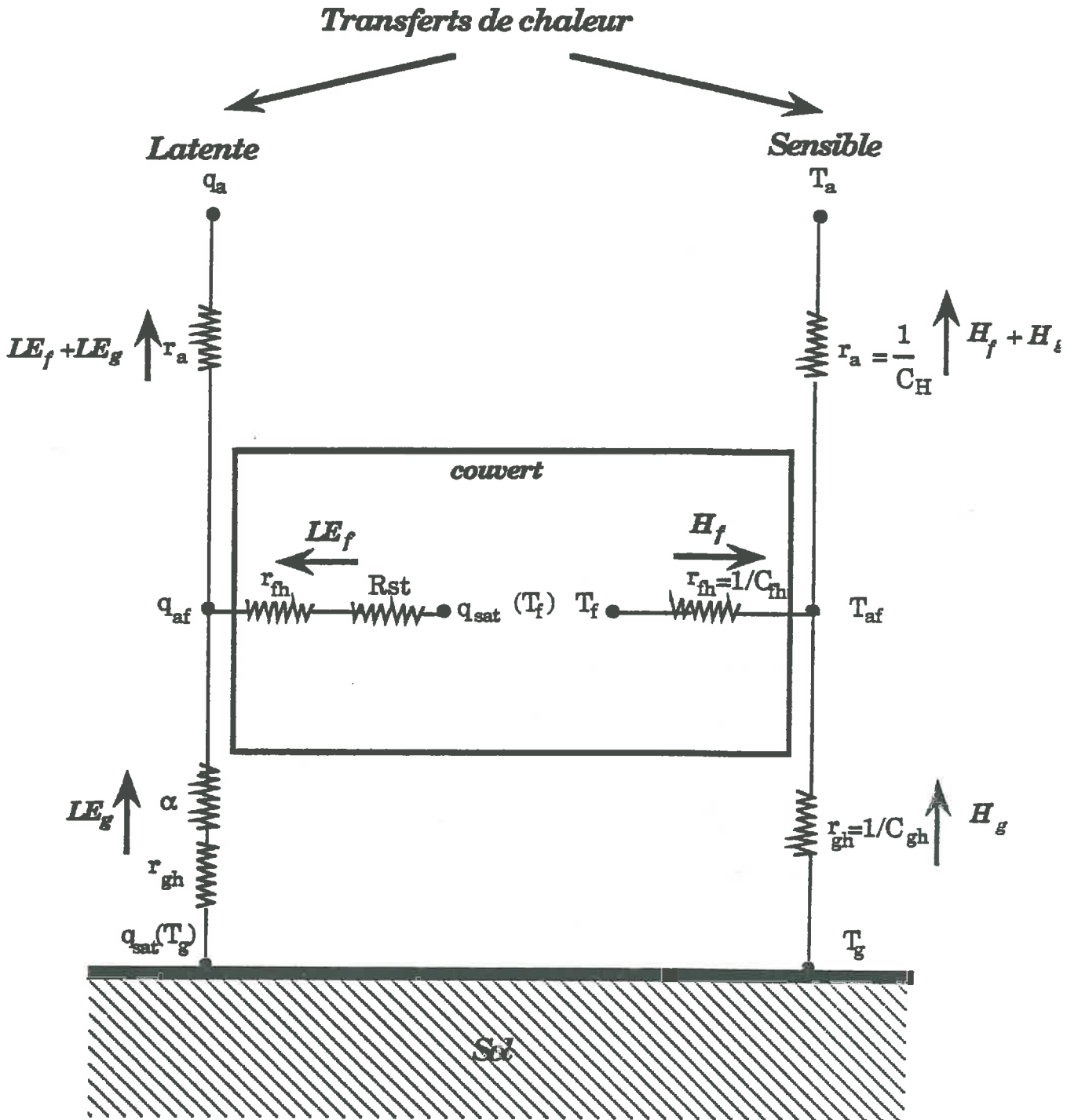
Le même formalisme d'analogie électrique est appliqué (Voir Fig.A-VII) pour exprimer le flux de chaleur sensible au niveau du sol  $H_{sg}$  et dans le couvert  $H_{sf}$ :

$$H_{sf} = \rho c_p C_{fh} (T_f - T_{af}) \quad (37)$$

$$H_{sg} = \rho c_p C_{gh} (T_g - T_{af}) \quad (38)$$

$$H = H_{sf} + H_{sg} = \rho c_p C_H (T_{af} - T_a) \quad (39)$$

où  $\rho$  est la masse volumique de l'air ( $\text{Kg.m}^{-3}$ ),  
 $c_p$  est la chaleur spécifique de l'air ( $\text{J.Kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ),



**Fig. A-VII: Partition des flux de chaleur sensible et latente**



$T_g$ ,  $T_f$ ,  $T_a$  et  $T_{af}$  sont respectivement la température du sol, celle du couvert, celle de l'air au niveau de référence météorologique  $z_a$  et celle de l'air au niveau  $z_{af}$  (K)

$C_{fh}$ ,  $C_{gh}$  et  $C_H$  sont respectivement les coefficients de transfert pour le flux de chaleur sensible au niveau du sol, au niveau du couvert et entre les niveaux  $z_a$  et  $z_{af}$  ( $m.s^{-1}$ ).

$C_{fh}$  est paramétrée comme  $C_{fm}$  en fonction de la vitesse du vent dans le couvert  $u_{af}$  et de l'indice foliaire LAI. D'après Thom (1972), le transfert de chaleur dans le couvert rencontre une plus grande résistance que le transfert de moment. On a alors:

$$C_{fh} = \frac{1}{28} u_{af} \beta \frac{LAI}{P_d} \quad (40)$$

$P_d$  est donnée dans l'équation (29); et  $\beta = 1.1$

Au niveau du sol,  $C_{gh}$  est déduite de  $C_{gm}$  (eq. 31) par:

$$C_{gh} = \frac{C_{gm}}{0.74} \quad (41)$$

Le coefficient de transfert  $C_H$  entre les niveaux  $z_1 = z_{af}$  et  $z_2 = z_a$  est déduit de  $C_M$  (qui est donnée dans l'équation (36)) par:

$$C_H = \frac{C_M}{0.74} \frac{F_H(R_i, Z)}{F_M(R_i, Z)} \quad (42)$$

avec

$$Z = \frac{z_a - d}{z_{af} - d}$$

où  $F_H(R_i, Z)$  et  $F_M(R_i, Z)$  sont données dans le chapitre I.

**c Flux de chaleur latente:**

Par analogie électrique (voir Fig. A-VII), on écrit:

$$LE_f = \frac{\rho c_p}{\gamma} R' C_{fh} (q_{sat}(T_f) - q_{af}) \quad (43)$$

$$LE_g = \frac{\rho c_p}{\gamma} \alpha C_{gh} (q_{sat}(T_g) - q_{af}) \quad (44)$$

$$LE = LE_f + LE_g = \frac{\rho c_p}{\gamma} C_H (q_{af} - q_a) \quad (45)$$

où  $\rho c_p$  est la capacité calorifique de l'air ( $J.K^{-1}.m^{-3}$ );  $\gamma$  est la constante psychrométrique en  $mbar.K^{-1}$  ( $\gamma = 0.66 mbar.K^{-1}$ );

$C_{fh}$ ,  $C_{gh}$  et  $C_H$  sont les conductivités turbulentes de l'air analogues à celles du flux de chaleur sensible définies dans le paragraphe précédent.

$q_{sat}(T_f)$  est la pression de vapeur saturante à la température  $T_f$  (mbar), elle est calculée par la formule donnée dans l'annexe I eq. (38).

$q_{af}$  et  $q_a$  sont les pressions partielles de vapeur d'eau aux niveaux  $z_{af}$  et  $z_a$  (mbar).

$\alpha$  est la résistance du sol à l'évaporation définie dans la partie sol (Annexe I, eq. 39); ( $s.m^{-1}$ ).

$R'$  est la résistance du couvert végétal définie par:

$$R' = \frac{1}{\beta + C_{fh} RST} \quad (46)$$

où  $\beta = 1.1$ ,  $C_{fh}$  est la conductivité de l'air dans le couvert pour le flux de chaleur sensible dont l'expression est donnée dans l'équation (39).

$RST$  est la résistance stomatique du couvert exprimée par une formulation simple, analogue à celle de Deardorff (1978), qui ne dépend que du

rayonnement solaire incident  $S_i$  et du contenu en eau dans le réservoir profond  $w_2$ , tout en tenant compte, à travers le facteur  $P_s$ , des feuilles qui sont à l'ombre et qui évaporent moins :

$$RST = R_{smin} \left[ \frac{S_{max}}{1+S_i} + \left( \frac{1.2 w_{wilt}}{0.9w_2 + 0.1 w_g} \right)^2 \right] \frac{P_s}{LAI} \quad (47)$$

avec:

$$P_s = 0.3 LAI + 1.2 \quad (48)$$

où  $R_{smin}$  est la résistance minimum dont la valeur dépend du type du couvert et de son état phénologique (de 40 à 100 s.m<sup>-1</sup> en période de croissance et de 250 à 500 s.m<sup>-1</sup> en période de maturité);  $S_{max}$  est le rayonnement solaire maximum atteint par ciel clair;  $w_{wilt}$  est le contenu en eau au point de flétrissement.

Les formules (47) et (48) et la façon dont on a déterminé  $P_s$  sont détaillées dans le chapitre III de la thèse.

### 3 Evaluation des températures du sol $T_g$ , du couvert $T_f$ et de surface $T_s$ :

Le sol, possédant une inertie thermique, sa température  $T_g$  est calculée à partir de l'équation d'évolution de la température explicitée dans les équations (11a,b et c et d) de l'annexe I décrivant le sol en remplaçant  $\rho_g c_g d_1$  par la formulation de Deardorff(1978):

$$\rho_g c_g d_1 = r' \left( \tau \lambda_g \rho_g c_g \right)^{1/2} + (1-r') \left( \tau \lambda_2 \rho_2 c_2 \right)^{1/2} \quad (49)$$

$$\text{avec } r' = 0.6 + 0.05 \frac{w_g}{w_2}$$

où les indices g et 2 désignent respectivement la première et la deuxième couche;

$$\tau = 24h;$$

Le couvert, n'ayant pas d'inertie, sa température  $T_f$  est estimée en résolvant l'équation (2) du bilan d'énergie au niveau du couvert.

La résolution de ces 2 équations est effectuée après avoir linéarisé les termes en puissance et en utilisant la méthode de Crank-Nicolson qui consiste à prendre  $T_g$  égale à sa valeur moyenne entre les pas  $n$  et  $n+1$  et

$$\frac{\partial T_g}{\partial t} = \frac{T_g^{n+1} - T_g^n}{\Delta t} \text{ où } \Delta t \text{ est le pas de temps (ici 10 minutes).}$$

En télédétection, la température radiative observée par satellite dans l'infra-rouge thermique est nommée température de surface  $T_s$ . Cette température est représentative du pixel (sol + couvert) et elle est, bien sûr, différente des températures du sol  $T_g$  et du couvert  $T_f$ . Cette température de surface  $T_s$  peut être estimée à partir du flux radiatif infra-rouge existant au dessus du couvert:

$$\epsilon \sigma T_s^4 = \epsilon R_a - R_{nl} \quad (52)$$

#### 4 - Evaluation des contenus en eau de la couche de surface $w_g$ et de la couche profonde $w_2$ :

$w_g$  et  $w_2$  sont obtenues en résolvant les équations d'évolution du contenu en eau (26) et (27) de l'annexe I sur la description du sol, après les avoir légèrement modifiés pour tenir compte de la transpiration des feuilles:

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = - \frac{E_g + 0.2 E_{tr} - P'}{z_1} - C(w_g, w_2)(w_g - w_2) \quad (53)$$

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = - \frac{E_g + E_{tr} - P'}{z_2} \quad (54)$$

avec  $E_g$  le taux d'évaporation du sol

Etr est le taux de transpiration du feuillage donné par:

$$LEtr = \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{1}{\beta + C_{fh} RST} (q_{sat}(T_f) - q_{af}) \left[ 1 - \left( \frac{dew}{dmax} \right)^{2/3} \right] \quad (55)$$

avec dew la quantité d'eau libre sur le couvert et dmax sa quantité maximale.

P' est l'apport d'eau dû aux précipitations (Pr), à la rosée et à l'irrigation(Irrig):

$$P' = \sigma_f Pr + dew - dmax + Irrig \quad (56)$$

*Liste I: Liste des variables*

Variable	Définition	Unité
$a_f$	albédo du feuillage	
$a_g$	albédo du sol	
$c_p$	chaleur massique de l'air	$J.Kg^{-1}.K^{-1}$
$c_g$	chaleur massique du sol	$J.Kg^{-1}.K^{-1}$
$C_p$	Capacité calorifique de l'air ( $C_p = \rho c_p$ )	$J.K^{-1}.m^{-3}$
$C_g$	Capacité calorifique du sol	$J.K^{-1}.m^{-3}$
$C_M$	Conductivité turbulente	$m.s^{-1}$
$C_{fm}$	Conductivité turbulente entre les niveaux $z_a$ et $z_{af}$	$m.s^{-1}$
$C_{gm}$	Conductivité turbulente entre le sol et le niveau $z_{af}$	$m.s^{-1}$
$C_H$	Coefficient de transfert pour le flux de chaleur	$m.s^{-1}$
$C_{fh}$	Coefficient de transfert pour le flux de chaleur entre les niveaux $z_a$ et $z_{af}$	$m.s^{-1}$
$C_{gh}$	Coefficient de transfert pour le flux de chaleur entre le sol et le niveau $z_{af}$	$m.s^{-1}$
$C_w$	Pseudo-diffusivité	$s^{-1}$
$d$	Hauteur de déplacement ( $d = 0.66 h$ )	$m$
$D_w$	Diffusivité hydrique	$m^2.s^{-1}$
$E_g$	Taux d'évaporation du sol	$mm/j$
$E_{tr}$	Taux de transpiration du feuillage	$mm/j$
$E_{lim}$	Evaporation limite	$W.m^{-2}$
$E_{pot}$	Evaporation potentielle	$W.m^{-2}$
$F_H(R_i, Z)$	Fonction de correction de la stabilité dynamique pour les flux de chaleur (Louis 1979)	
$F_M(R_i, Z)$	Fonction de correction de la stabilité dynamique pour le flux de quantité de mouvement	
$G$	Flux de chaleur dans le sol	$W.m^{-2}$
$h$	Hauteur du couvert	$m$
$H_a$	somme des flux atmosphériques ( $H_a = -G$ )	$W.m^{-2}$
$H_{sf}$	Flux de chaleur sensible au niveau du couvert	$W.m^{-2}$
$H_{sg}$	Flux de chaleur sensible au niveau du sol	$W.m^{-2}$
$H_s$	Flux de chaleur sensible total	$W.m^{-2}$

k	Constante de Von Karman (k=0.35)	
L	Chaleur latente de vaporisation de l'eau	J.Kg <sup>-1</sup>
LAI	Indice foliaire	
LE <sub>f</sub>	Flux d'évaporation du couvert	W.m <sup>-2</sup>
LE <sub>g</sub>	Flux d'évaporation du sol	W.m <sup>-2</sup>
LE	Flux d'évaporation total	W.m <sup>-2</sup>
P	inertie thermique	J.m <sup>-2</sup> .K <sup>-1</sup> .s <sup>-1/2</sup>
P <sub>d</sub>	Shelter factor introduit par Thom (1972)	
Pr	Précipitation	mm/j
P <sub>s</sub>	Facteur d'ombrage	
q <sub>a</sub>	Pression partielle de vapeur d'eau au niveau z <sub>a</sub>	mbar
q <sub>af</sub>	Pression partielle de vapeur d'eau au niveau z <sub>af</sub>	mbar
q <sub>sat</sub> (T)	Pression de vapeur saturante	mbar
R <sub>a</sub>	Rayonnement atmosphérique	W.m <sup>-2</sup>
R <sub>i</sub>	Nombre de Richardson	
R <sub>lf</sub>	Rayonnement infra-rouge disponible dans le couvert	W.m <sup>-2</sup>
R <sub>gf</sub>	Rayonnement infra-rouge disponible dans le sol	W.m <sup>-2</sup>
R <sub>nf</sub>	Rayonnement net au niveau du couvert	W.m <sup>-2</sup>
R <sub>ng</sub>	Rayonnement net au niveau du sol	W.m <sup>-2</sup>
R <sub>nl</sub>	Rayonnement net total dans l'infrarouge	W.m <sup>-2</sup>
R <sub>ns</sub>	Rayonnement net total dans le visible	W.m <sup>-2</sup>
R <sub>sf</sub>	Rayonnement visible disponible dans le couvert	W.m <sup>-2</sup>
R <sub>sg</sub>	Rayonnement visible disponible dans le sol	W.m <sup>-2</sup>
R <sub>h↓</sub>	Rayonnement infrarouge incident	W.m <sup>-2</sup>
R <sub>h↑</sub>	Rayonnement infrarouge réfléchi	W.m <sup>-2</sup>
R <sub>g↓</sub>	Rayonnement infrarouge arrivant au sol	W.m <sup>-2</sup>
R <sub>g↑</sub>	Rayonnement infrarouge réfléchi par le sol	W.m <sup>-2</sup>
RST <sub>leaf</sub>	Résistance d'une feuille à l'évaporation	s.m <sup>-1</sup>
RST	Résistance du couvert à l'évaporation	s.m <sup>-1</sup>
R <sub>smin</sub>	Résistance minimum d'une feuille à l'évaporation	s.m <sup>-1</sup>
S <sub>i</sub>	Rayonnement solaire incident	W.m <sup>-2</sup>
S <sub>max</sub>	Rayonnement solaire maximum	W.m <sup>-2</sup>
S <sub>↓</sub>	Rayonnement solaire incident	W.m <sup>-2</sup>
S <sub>↑</sub>	Rayonnement solaire réfléchi	W.m <sup>-2</sup>
S <sub>g↓</sub>	Rayonnement solaire arrivant au sol	W.m <sup>-2</sup>
S <sub>g↑</sub>	Rayonnement solaire réfléchi par le sol	W.m <sup>-2</sup>
T <sub>a</sub>	Température de l'air au niveau z <sub>a</sub>	°K
T <sub>af</sub>	Température de l'air à l'intérieur du couvert	°K

$T_g$	Température du sol	$^{\circ}\text{K}$
$T_f$	Température du feuillage	$^{\circ}\text{K}$
$T_s$	Température de surface	$^{\circ}\text{K}$
$T_2$	Température de la couche profonde	$^{\circ}\text{K}$
$u_a$	Vitesse du vent au niveau $z_a$	$\text{m.s}^{-1}$
$u_{af}$	Vitesse du vent au niveau $z_{af}$	$\text{m.s}^{-1}$
$u^*$	Vitesse de frottement	$\text{m.s}^{-1}$
$w_g$	Humidité de surface ( dans le premier réservoir)	$\text{m}^3 / \text{m}^3$
$w_2$	Contenu en eau du réservoir profond	$\text{m}^3 / \text{m}^3$
$w_{\text{sat}}$	Contenu en eau à saturation	$\text{m}^3 / \text{m}^3$
$w_{\text{wilt}}$	Contenu en eau au point de flétrissement	$\text{m}^3 / \text{m}^3$
$z_a$	Niveau de mesure des paramètres atmosphériques	$\text{m}$
$z_{af}$	Niveau des transferts dans le couvert	$\text{m}$
$z_0$	Rugosité	$\text{m}$
$\alpha$	Résistance du sol à l'évaporation	
$\beta$	Facteur traduisant l'effet de trainée en dehors des feuilles ( $\beta = 1.1$ )	
$\epsilon_f$	Emissivité du couvert	
$\epsilon_g$	Emissivité du sol sous le couvert	
$\gamma$	constante psychrométrique (0.66)	$\text{mbar.K}^{-1}$
$\lambda_i$	inertie thermique de la couche $i$	$\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$
$\rho$	masse volumique de l'air	$\text{Kg.m}^{-3}$
$\rho_g$	masse volumique du sol	$\text{Kg.m}^{-3}$
$\rho_w$	masse volumique de l'eau	$\text{Kg.m}^{-3}$
$\sigma$	constante de Stefan Boltzman ( $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8}$ )	$\text{J.m}^{-2}.\text{K}^{-4}.\text{s}^{-1}$
$\sigma_a$	Facteur de partition du flux de quantité de mouvement	
$\sigma_f$	Facteur d'écran représentant le pourcentage de rayonnement solaire intercepté par le couvert.	



***BIBLIOGRAPHIE***



### *Bibliographie*

**Abramopoulos, F., Rosenzweig, C. and Choudhury, B., 1988:** "Improved ground hydrology calculations for global climate models (GCM) : Soil water movement and evapotranspiration". *J. Climate Appl. Meteor.*, 1: 921-941.

**Al Nakshabandi, G. and H. Kohnke 1965:** " Thermal conductivity and diffusivity of soil related to moisture tension and other physical properties ". *Agr. Meteorol.* , 2, 271-279.

**André, J.C., J.P. Goutorbe and A.Perrier, 1986 :** "Hapex-Mobilhy: A hydrologic atmospheric experiment for the study of water budget and evaporation flux at the climatic scale". *Bull. Amer. Met. Soc.*, 67, 138-144.

**André, J.C. and collaborators, 1988:** "HAPEX-MOBILHY: First results from the Special Observing Period". *Ann. Geophys.*, 6, 477-492.

**Becker, F., 1986:** " Mesures par satellites des paramètres et flux de surface dans le domaine thermique: Problèmes et méthodes". *Conférence donnée à l'école d'été de physique spatiale, Climatologie et observations spatiales. Roscoff, Juillet 1986*, 515-531

**Ben Mehrez, M., O. Taconet, D. Vidal-Madjar and Y. Sucksdorff, 1990:** "Calibration of a fluxes model over bare soils during HAPEX-MOBILHY experiment". *Submitted to Agric. For. Meteor.*

**Ben Mehrez, M., O. Taconet, D. Vidal-Madjar and C. Valencogne, 1990:** "Estimation of canopy stomatal resistance during HAPEX-MOBILHY experiment". *Submitted to Agric. For. Meteor.*

**Bernard, R., J.V. Soares and D.Vidal-Madjar, 1986 :** "Differential bare field drainage properties from airborne microwave observation". *Water Resour.Res.*,22(6),869-875 .

**Bessemoulin,P.,G. Desroziers,M. Payen et C. Tarrieu 1987 :** " Atlas des données SAMER " . *EERM-CNRM* (Toulouse, France).

**Blackadar, A.K., 1976:** "Modeling the nocturnal boundary layer". Pro. Third Symp. on Atmospheric Turbulence, Diffusion and Air Quality, Boston, Amer. Meteor. Soc., 46-49.

**Brisson, N., 1989:** Modèle de simulation de la culture du soja et de son fonctionnement hydrique. Estimation des potentialités de production". *Thèse de 3ème cycle. (INRA Avignon).*

**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. Université scientifique et médicale de Grenoble, 201 pages.*

**Brutsaert, W., H., 1982:** "Evaporation into the atmosphere", D. Reidel Publishing Company, 299 pages (pages 138-139)

**Businger, J.A., J.C. Wyngaard, Y. Izumi and E.F. Bradley, 1971:** "Flux profile relationships in the atmospheric surface layer", *J. Atmos. Sci.*, 28, 181-189.

**Camillo, P.J., R. J. Gurney and T. J. Schmugge (1983) :** "A soil and atmospheric boundary layer model for evaporation and soil moisture studies". *Water Resour. Res.*, 19, 371-380.

**Campbell, G.S., 1974:** "A simple method for determining unsaturated conductivity from soil moisture retention data", *Soil Sci.*, 117, 311-314.

**Carlson, T. N., 1986:** "Regional scale estimates of surface moisture availability and thermal inertia". *Remote sensing reviews*, 1, 197-247.

**Carlson, T. and J.El Salem 1986:** "Measurement of soil moisture using gypsum blocks". *Pennsylvania State University.*

**Choudhury, B.J. and J.L. Monteith (1988):** "A four layer model for the heat budget of homogenous land surface ". *Quart. Jour. of Roy. Met. Soc.*, 114, 373-398.

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

**Cosby, B.J., G.M. Hornberger, R.B Clapp and T.R. Ginn, 1984 :** "A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics of the physical properties of soils". *Water Resour. Res.* , 20, 682-690.

**Deardorff, J.W. 1977 :** " A parametrization of ground surface moisture content for use in atmospheric prediction models ". *J. App. Meteor.*, 16 , 1182-1185.

**Deardorff, J.W. 1978.:** " Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of layer of vegetation". *J. Geophys. Res.* ,83(C4) 1889-1903.

**De Moor, G, 1979:** " Quelques aspects de la paramétrisation de l'interaction sol-atmosphère dans les modèles météorologiques", EERM-Toulouse.

**De Vries, D.A., 1963:** "Thermal properties of soils", in *physics of plant environment*, ed.Van Wijk, W. R. North Holland Publishing, Amsterdam.

**De Vries, D.A., 1975 :**"Heat transfer in soils ", in "*Heat and Mass Transfer in the Biosphere*"(D.A. de Vries and N.H. Afgan,eds). Part 1, pp. 5-28, Wiley.

**Dickinson, R. E., 1984:** "Modeling evapotranspiration for three dimensional global climate models". *Climate Processes and Climate sensitivity Geophys. Monogr.* , 29, 58-72.

**Dyer, A. J. and B. B. Hicks, 1970:** " Flux gradient relationships in the constant flux layer". *Quart. J. Royal Meteorol. Soc.* 96, 715-721.

**Gardner,W.R., D. Hillel and Y. Benyamini, 1970:** "Post irrigation movement of soil water:1. Redistribution". *Water Res.*,6,3, 851-861.

**Goutorbe, J. P., 1988:** " Surface energy balance in the HAPEX-MOBILHY experiment". *Preprints, fall school workshop, measurement and parameterization of land-surface evaporation fluxes, Banyuls, France (available from Centre National de Recherches Météorologiques, Toulouse).*

**Goutorbe, J. P., J. Noilhan, C. Valencogne and R.H. Cuenca, 1989:** "Soil moisture variations during HAPEX-MOBILHY ". *Ann. Geophys.*, 7, (4), 415-426.

**Idso, S. B., R. D. Jackson, R. J. Reginato, B. A. Kimball, and F. S. Nakayama, 1975:** " The dependence of bare soil albedo on soil water content". *J. Appl. Meteorol.*, 9, 113-122.

**Itier, B., 1982:** "Révision d'une méthode simplifiée pour la mesure du flux de chaleur sensible". *J. Rech. Atmos.* 16, 85-90

**Kanemasu, E. T., U. D. Rosenthal, R. J. Raney and L. R. Stone, 1977:** "Evaluation of an evapotranspiration model for corn". *Agron. J.*, 69, 461-464.

**Katerji, N., 1979:** "Etude comparative de la résistance du couvert végétal au transfert de la vapeur d'eau avec le potentiel hydrique des feuilles chez le blé". *Œcol. Plant.*, 14,55-60.

**Katerji, N., and A. Perrier, 1985:** "Détermination de la résistance globale d'un couvert végétal à la diffusion de vapeur d'eau et de ses différentes composantes: Approche théorique et vérification expérimentale sur une culture de luzerne". *Agric. For. Meteor.*, 34, 105-120.

**Lagouarde, J. P., Y. Brunet, 1986:** "Mesures micrométéorologiques INRA du 27 mai au 7 juillet 1986, Castelnau-Rivière Basse". Available from INRA-Avignon, France.

**Lagouarde, J. P. and Y. Brunet, 1988:** "Spatial integration of surface latent heat flux and evaporation mapping". *XXVIIe COSPAR plenary meeting, Helsinki (Finland)*, 18-29 July. *Ad. Space Res.*, 9, 7, 259-264.

**Louis, J.F., 1979 :** " A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere". *Bound. Lay. Meteor.*, 17, 187-202.

**Mahfouf, J. F. , E. Richard and P. Mascart, 1987:** " the influence of soil and vegetation on the development of mesoscale circulations. *J. Climate Appl. Meteor.*, 26, 1483-1495.

**Mascart, P., O. Taconet, J. P. Pinty and M. Ben Mehrez, 1989:** " Canopy resistance formulation and its effect in mesoscale models: A HAPEX perspective". *To be published in Agric. For. Meteor*

**McCumber, M. and R. Pielke, 1981:** " Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in mesoscale numerical model ". *1. Soil layer. J. Geoph. Res.*, 86, C10, 9929-9938.

**Monin, A. S. and A. M. Obukhov, 1954:** " Dimensionless characteristics of turbulence in the surface layer". *Tr. Geofiz. Inst. Akad. Nauk. SSSR*, 24, 163-187.

**Noilhan, J. and S. Planton, 1989:** " A simple parameterization of land surface processes for meteorological Models". *Amer. Meteor. Soc.*, 117, 536-549.

**Ottlé, C. Y. Sucksdorff and M. Ben Mehrez, 1990:** "Modelled interface processes at the soil vegetation boundary". *XXVIIe COSPAR plenary meeting*, (Netherlands), Ad. Space Res.

**Perrier, A., N. Katerji, G. Gosse and B. Itier, 1980:** " Etude in situ de l'évapotranspiration réelle d'une culture de blé". *Agric. Meteor.*, 21, 295-311.

**Phulpin, T., J. P. Julien and D. Lasselin, 1989:** "AVHRR data processing to study the surface canopies in temperate regions. First results of HAPEX-MOBILHY". *Int. J. Remote sensing*, 10 (4-5): 869-884

**Pinty, J. P., P. Mascart, E. Richard and R. Rosset, 1989:** " An investigation of mesoscale flows induced by vegetation inhomogeneities using an evapotranspiration model calibrated against HAPEX-MOBILHY data". *Journ. Appl. Meteor.*, 28, 9, 976, 992.

**Raffy, M. and F. Becker, 1985:** " An inverse problem for remote sensing in the thermal infrared bands and its solutions". *J. of Geoph. Res.*, D3, 90, 5809-5819.

**Rochette, P., E. Pattey, R. L. Desjardins, L. W. Dwyer and D. W. Stewart, 1989:** " Estimation of maize canopy conductance by scaling-up leaf stomatal conductance". *Workshop on modeling plant and stomatal resistance*, April 10-13, Penn State University.

**Schmugge, T. J., T. J. Jackson and H. L. Mc Kim, 1980:** " Survey of methods for soil moisture determination". *Water Res. Research*, 16, 961-979.

**Seguin, B., S. Baelz, J. M. Monget and V. Petit, 1982:** "Utilisation de la thermographie IR pour l'estimation de l'évaporation régionale". *Agronomie* 2, 1, 113-118.

**Seguin, B. and B. Itier, 1983:** " Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data". *Int. J. Rem. Sensing*, 4, 2, 371-383.

**Sellers, P. J., Y. Mintz, Y. C. Sud and A. Dalcher (1986):** " A simple biosphere model (SIB) for use within general circulation models". *J. Atmos. Sci.*, 43, 505-531.

**Shaw, R. H. and A. R. Pereira, 1981:** " Aerodynamic roughness of vegetated surfaces. The effect of canopy structure and density". *15th Conf. of*

*Agriculture and Forest Meteorology and Fifth Conf. on Biometeorology, April 1-3, 1981, Anaheim, Calif., Amer. Meteor. Soc.*

**Shuttleworth, J., 1988:** "Evaporation models in hydrology". *Workshop on land surface process*, October 10-21, Banyuls, (available from CNRM, Toulouse, France).

**Shuttleworth, W. J. and R. J. Gurney, 1990 :** "The theoretical relationship between foliage temperature and canopy resistance in sparse crops". *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 116, 497-519

**Soares, J. V., R. Bernard, O. Taconet, D. Vidal-Madjar and A. Weill 1988 :** "Estimation of Bare soil Evaporation from airborne measurements". *J. of Hydro.*, 99, 281,296

**Stoll, M., 1989:** "Température de surface restituée à partir du radiomètre aéroporté T.I.M.S. (Thermal Infrared Multispectral Scanner)". *Rapport de stage. (CNRM, Toulouse).*

**Sucksdorff, Y. and C. Ottlé, 1990 :** "Application of satellite remote sensing to estimate areal evapotranspiration over a watershed". *To be published in Journ. of Hydrol.*

**Taconet, O., R. Bernard, and 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.

**Thom, A. S., 1971:** "Momentum absorption by vegetation". *Quart. J. Roy. Meteor. soc.*, 97, 3, 414-428.

**Thom, A. S., 1972:** "momentum, mass and heat exchange of vegetation". *Quart. J. Roy. Meteor. soc.*, 98, 124-134.

**Van De Griend, A. A. and J. H. Van Boxel, 1989:** "Water and surface energy balance model with a multilayer canopy representation for remote sensing purposes". *Water Resour. Res*, 25, 5, 949-971.

**Wetzel, P.J., D. Atlas and R.H. Woodward, 1984:** "Determining soil moisture from geosynchronous satellite infrared data: A feasibility study". *J. Climate Appl. Meteor.*, 23, 375-391.