

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

MINISTERE DES UNIVERSITES ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

**UNIVERSITE DE BLIDA
INSTITUT D'ELECTRONIQUE**

THESE DE MAGISTER

**Spécialité : Électronique
Option : Contrôle**

THEME

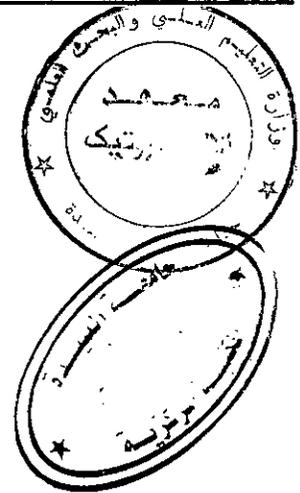
***ANALYSE DU BILAN ENERGETIQUE
A L'INTERFACE SOL-ATMOSPHERE***

Présenté par : M^{lle} BENKOUIDER FATIHA

Devant le jury:

D ^r H.SALHI (Maître de conférence), USTB	Président
D ^r A.AMRANI (Maître de conférence), USTB	Examineur
D ^r A.HARHAD (Maître de conférence), USTB	Examineur
D ^r A.BOUABDALLAH (Professeur), USTHB	Examineur
D ^r A.ABDELLAOUI (Maître de conférence), USTHB	Rapporteur

Blida, Juin 1997





32-530-573-1

Dédicace

Je dédie ce modeste travail:

A ma très chère mère

A mon très cher père

A ma soeur Fatima

A toute ma famille.

Remerciements

*La réussite d'une tâche résulte de la conjonction d'un ensemble de fonctions parmi ces facteurs. l'effort de celui qui l'accomplit et l'aide (même transparente) que lui accorde son environnement...
deux facteurs sans la combinaison desquels, la tâche ne peut s'accomplir.*

Le travail de recherche présenté dans ce mémoire a été effectué au sein de l'institut d'électronique de Blida, ainsi que dans le laboratoire de Télédétection et système d'information géographique de l'USTHB.

Il m'est tout d'abord et particulièrement agréable d'exprimer ma profonde reconnaissance à M^r A.ABDELLAOUI maître de conférence à l'USTHB, qui malgré ses diverses occupations a accepté de diriger ce travail avec beaucoup d'intérêt et qui m'a fait profiter de ses conseils tout au long de la préparation de ce travail.

J'exprime tous mes remerciements à M^r H.SALHI maître de conférence de l'institut d'électronique de Blida, qui m'a fait l'honneur de présider ce jury et pour son accueil au sein de son laboratoire de recherche où une partie de mon travail a été effectuée.

J'adresse mes sincères remerciements à M^r A.AMRANI maître de conférence à l'institut d'électronique de Blida pour ses conseils, pour avoir bien voulu examiner mon travail et faire partie de mon jury.

Mes remerciements vont à M^r le professeur A.BOUABDALLAH d'être intéresser à mon travail et faire partie de mon jury, pour ses conseils d'or et son aide.

Mes remerciements vont à M^r A.HARHAD pou avoir bien voulu examiner mon travail et faire partie de mon jury.

Je remercie très vivement M^r D.GUIBADJ et M^r M.YOUSFI de l'université de Laghouat pour leur accueil au centre de calcul de l'université et pour leurs aides.

Je tiens à remercier tous ceux qui ont apporté leur aide et leur soutien pendant les moments les plus difficiles, en particulier F.BELABBES, F.GUETTAF, F.DOUDOU, S.BELLAKHAL et M.OUBBATI.

Benkouider Fatiha

Résumé

Le but de notre travail est:

1. L'élaboration d'un modèle d'analyse du bilan d'énergie à l'interface sol - atmosphère permettant le test des différents modèles des flux, afin d'obtenir un modèle simple, rapide et suffisamment précis qui représente au mieux le système sol-proche atmosphère.
2. Etude de la sensibilité des modèles locaux à des perturbations uniformes ou aléatoires sur les paramètres d'entrée du modèle; cette analyse à pour objectif de déterminer les seuils de simplification et les possibilités d'extension spatiale des paramètres et des résultats.
3. Proposition de modèles d'extension spatiale des paramètres climatiques, essentiellement la température de l'air, en exploitant la relation entre paramètres locaux et globaux du modèle.
4. Réalisation d'un logiciel sous windows permettant la simulation à échelle locale, des transferts d'énergie à l'interface sol-atmosphère.

Mots clés

Téledétection, bilan énergétique à l'interface sol-atmosphère, température de sol, extension spatiale, modèle locale des transferts d'énergie entre le sol et l'atmosphère.

Abréviations

R.E.M	Rayonnement Électromagnétique
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
GVI	Global Vegetation Index
METEOSAT	Meteorology satellite (ESA)
LANDSAT	Land Satellite
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
VIS	Visible
IRT	Infra-Rouge Thermique
ISLSCP	International Satellite Land Surface Climatology Project

Terminologie

Modèle locale : c'est un modèle qui s'applique à l'échelle de la parcelle ou du point de mesure.

Modèle global : Le terme global est considéré à deux niveaux de perception:

- global au niveau de l'ensemble des paramètres.
- global au niveau spatial et régional.

Liste des symboles

$a(\theta)$	albédo, ou réflexivité de la surface ou radiation solaire.
θ	teneur en eau du sol (kg/m^3)
ρ_c	capacité calorifique volumique de l'air à pression constante ($\text{J/m}^3\text{k}$)
k_i	conductibilité thermique du sol (w/mk)
c_p	chaleur spécifique de l'air (J/kg k)
ρ_a	densité de l'air (Kg/m^3)
γ	constante psychométrique
ε	émissivité de la surface
e_s	l'humidité de la surface (Pas)
P_{sat}	pression de vapeur saturante à la surface (Pas)
z_a, z_1, z_2	hauteur de référence (m)
z_0	rugosité aérodynamique (m)
u_a	vitesse du vent à la hauteur z_a (m/s)
T_a	température de l'air à la hauteur z_a (m/s)
e_a	humidité de l'air à la hauteur z_a
G	flux global dans le sol (w/m^2)
H	flux de chaleur sensible (w/m^2)
LE	flux de chaleur latente (w/m^2)
RN	flux de radiation net (w/m^2)
T_s	température du sol (k°)
t_r	l'heure du lever de soleil (heure)
t_s	l'heure du coucher de soleil (heure)
r_a	résistance atmosphérique entre z_0 et z_a (s/m)
k	constante de Karman (= 0.4)
k_b	constante de Boltzman (Wk^4m^{-2})
M_v	masse molaire de la vapeur d'eau (kg/mole)
M_a	masse molaire de l'air sec (kg/mole)
P_s	pression de l'air (Pa)
g	accélération de la pesanteur (m/s^2)
h_s	pression effective de l'eau à la surface du sol (Pa)

Sommaire

Introduction générale	1
Chapitre I : Description des flux échangés entre le sol et l'atmosphère	
I.1. Introduction.....	5
I.2. Généralité sur la télédétection.....	6
I.3. Les divers flux aux quels est soumis un élément de surface.....	7
I.3.1. Les flux radiatifs.....	9
I.3.1.1. Le flux solaire	10
I.3.1.2. Le rayonnement atmosphérique.....	14
I.3.1.3. Le flux terrestre.....	18
I.3.1.4. Le bilan radiatif de la surface terrestre.....	20
I.3.2. Les flux de chaleur.....	20
I.3.2.1. Le flux de chaleur sensible.....	21
I.3.2.2. Le flux de chaleur latente.....	22
I.3.2.3. Modélisation de la résistance aérodynamique.....	24
I.3.2.4. Les flux de masse.....	27
I.4. Conclusion.....	28
Chapitre II : Modèle d'analyse du bilan d'énergie à l'interface sol-atmosphère	
II.1. Introduction.....	29
II.2. Le bilan d'énergie à l'interface sol-atmosphère.....	30
II.2.1. Position du problème de caractérisation d'un élément de sol.....	32
II.2.2. Hypothèses du modèle.....	34
II.2.3. Formulation mathématiques du problème.....	34
II.2.4. Paramètres d'entrées du modèle.....	36
II.2.4.1. Paramètres optiques.....	36
II.2.4.2. Paramètres thermiques.....	38
II.2.4.3. Paramètres hydriques.....	39
II.2.4.4. Paramètres climatiques.....	40
II.2.5. Solution du problème.....	45
II.2.5.1. Condition initiale.....	46

II.2.5.2.Méthode des différences finies.....	45
II.2.5.3.Stabilité du schéma de résolution.....	55
II.2.5.4.Algorithme et organigramme de la méthode de résolution.....	57
II.2.6.Validation du modèle.....	59
II.2.7.Exploitation des trois modèles de la résistance aérodynamique.....	61
II.3.Conclusion.....	64
Chapitre III: Problème de généralisation spatiale et quelques solutions	
III.1.Introduction.....	65
III.2.Etude de la perturbation uniforme.....	66
III.2.1.Effet de la température de l'air.....	66
III.2.2.Effet de l'humidité de l'air.....	69
III.2.3.Effet de la vitesse du vent.....	71
III.3.Etude de la perturbation aléatoire.....	73
III.3.1.Effet de la température de l'air.....	73
III.3.2.Effet de l'humidité de l'air.....	75
III.3.3.Effet de la vitesse du vent.....	77
III.4.Analyses des résultats.....	77
III.5.Conclusion.....	78
Chapitre IV: Problèmes de généralisation spatiale et quelques solutions	
IV1. Introduction.....	81
IV.2. Méthode expérimentale.....	82
IV.2.1. Considérations générales.....	82
IV.2.2. Les méthodes existantes.....	83
IV.2.2.1. Le modèle des cycles de températures.....	83
IV.2.2.2. Application de la méthode elliptique aux données expérimentales.....	87
IV.2.2.3. Résultats de la méthode elliptique.....	88
IV.3. Méthodes d'identification.....	90
IV.3.1. Modélisation.....	90
IV.3.1.1. Modèle de représentation.....	90
IV.3.1.2. Modèle de connaissance.....	90
IV.3.1.3. Estimateur LS.....	91
IV.3.1.4. Estimateur RLS.....	94

IV.3.1.1. Estimateur RELS.....	95
IV.3.2. Résultats de la méthode d'identification.....	95
IV.4. Conclusion.....	100
Chapitre V : Le logiciel d'application LABES	
V.1. Introduction.....	101
V.2. Introduction sous windows.....	102
V.3. Pascal sous windows.....	102
V.3.1. L'environnement du developpement de turbo pascal pour windows.....	103
V.3.1.1.La programmation orientée objet.....	104
V.3.1.2. La demarche orientée object.....	105
V.4. LABES et l'environnement windows.....	105
V.5. Les éléments de menu du logiciel.....	105
V.6. Conclusion.....	115
Conclusion générale.....	116

Bibliographie

Annexes

Introduction générale

Avec le lancement des premiers satellites, sont apparues de nouvelles possibilités pour l'étude des milieux naturels. Alors que les géographes, les hydrologues, les géologues, les climatologues...; poursuivaient leurs études par des séries de mesures ponctuelles et locales qui impliquaient des moyens lourds pour disposer de données à l'échelle mondiale, Les satellites ont permis d'entrevoir, une vision globale des phénomènes à l'échelle de la planète. Un nouvel outil pluridisciplinaire est apparu : LA TELEDETECTION.

Les satellites par leur aptitude à capter les rayonnements électromagnétiques émis par la terre, soit dans le visible, soit dans l'infrarouge, soit dans le domaine des hyperfréquences fournissent des données dont l'exploitation ouvre des horizons insoupçonnés jusque-là et tout à fait nouveaux.

Parmi les applications de l'image satellitaire, l'étude du bilan d'énergie à la surface du sol occupe une phase importante dans la compréhension des phénomènes d'échange de masse et de chaleur entre le sol et l'atmosphère. Cette étude a pour base l'équation du bilan énergétique à l'interface sol-atmosphère qui est un système dynamique complexe.

De nombreuses études ont été proposées ces dernières années pour:

- l'étude de certains termes qui contribuent à ce bilan de façon séparées, notamment la combinaison G/RN qui est en liaison avec la végétation [1], [2], [3];
- la détermination des paramètres de surface tels que l'albédo [18], la température de surface [9], [10], [11].
- la détermination de l'évapotranspiration à partir des données infrarouges [4], [5], [6], [7], [8], [15], [16], [57] et à partir du bilan d'énergie [17],[7].
- l'étude de l'inertie thermique, paramètre non directement accessible par télédétection, mais déduit des images infrarouges, et qui permet de caractériser la nature du sol [17].

- la détection des caractéristiques structurales et la distinction des matériaux géologiques de la terre à partir des données thermiques de satellites HCMM [19],[57],[55].
- L'utilisation du rayonnement thermique pour l'étude des propriétés du milieu naturel (sa structure, son humidité) et pour la mesure des flux échangés avec l'atmosphère, notamment les flux d'évapotranspiration [21].

Le but final commun à ces travaux de Télédétection est de contribuer à utiliser une vision globale du satellite. Ces différentes applications montrent que les transferts d'énergie peuvent être étudiés à échelles très différentes:

- échelle locale lorsqu'il s'agit de l'étude des propriétés des plantes dans un champ ou de microclimatologie .
- échelle régionale, voire planétaire lorsqu'il s'agit de l'étude du climat ou du bilan énergétique de la planète.

Deux caractéristiques importantes se dégagent alors de ces deux catégories de travaux:

Le premier cas, c'est le contraste entre la finesse (et donc la sophistication) des travaux de modélisation et la simplification souvent extrême des modèles. Cela s'explique par le fait que les modèles sont élaborés au sol.

La deuxième constatation est l'extrême disparité des échelles: Les modèles sont élaborés sur des mm^2 ou cm^2 alors que les satellites donnent des mesures sur plusieurs km^2 .

Ces études ont pour base l'équation du bilan d'énergie à l'interface sol-atmosphère, qui sous certaines hypothèses, la plupart des auteurs le fractionnent en quatre types principaux d'échanges (ou types de transferts): le flux de radiation (rayonnement net), le flux de chaleur sensible, le flux de chaleur latente, et le flux d'énergie dans le sol. L'expression de ces flux comporte des données pouvant être extraites des images satellitaires et des données locales (principalement la température de l'air, la vitesse du vent et l'humidité du sol) non accessibles par satellite. La diversité des échelles (locale et régionale) a donné naissance à deux problèmes principaux:

- L'utilisation des images satellites (dans IRT et VIS) introduit certaines erreurs dues aux perturbations atmosphériques, aux mouvements de la terre et du satellite, à la dérive des capteurs.
- Pour les mesures locales, on ne dispose pas toujours d'un réseau de stations météorologiques très dense, et l'utilisation des méthodes d'interpolation pour la génération des données aux pixels entraînent des erreurs sur les données météorologiques.

L'objectif essentiel de notre travail est:

- L'élaboration d'un modèle d'analyse du bilan d'énergie à l'interface sol-atmosphère qui permet de tester les différents modèles des flux proposés par différents auteurs de façon à obtenir un modèle simple rapide et suffisamment précis qui représente au mieux le système sol-atmosphère.
- Une étude de la sensibilité qui permet d'analyser les effets des différents paramètres d'entrée sur les flux de sortie dans le but d'éliminer tout ou partie des paramètres qui ne peuvent pas être atteints par imagerie satellitaire.
- Une étude de l'existence d'une relation entre les paramètres locaux et globaux, pour l'extension spatiale du modèle.
- Elaboration d'un logiciel de simulation des différents transferts d'énergie à l'interface sol-proche atmosphère à échelle locale.

Présentation

L'ensemble des phénomènes physiques (flux radiatifs, transferts de chaleur et de masse) qui régissent la lumière émise par la terre a fait l'objet du premier chapitre.

L'élaboration du modèle d'analyse du bilan d'énergie à l'interface sol-atmosphère fera l'objet du deuxième chapitre. Cette phase de travail consiste à étudier puis comparer les différents modèles de calcul des flux et paramètres de surface à l'interface sol-atmosphère à partir de données locales ou par utilisation de données satellitaires. Cette analyse a mis en évidence les modèles locaux quand à leur application à de vaste régions à cause de la nécessité d'introduire des

données climatiques non disponibles partout et la limite des modèles utilisant des données satellitaires à cause des hypothèses simplificatrices qu'ils imposent et induisent l'obtention de valeurs moyennées sur l'espace et le temps.

Dans le chapitre III, on a étudié la sensibilité du modèle local à des perturbations uniformes ou aléatoires sur les paramètres d'entrée. Cette analyse a pour objectif de déterminer les seuils de simplification et les possibilités d'extension spatiales de paramètres et des résultats

Dans le chapitre IV on a proposé deux modèles d'extension spatiale des paramètres climatiques, essentiellement la température de l'air qui intervient dans le calcul des différents flux et équilibres: i) la première est l'exploitation de la relation température de l'air - température de surface, et ii) la deuxième est l'utilisation de la méthode d'identification MCER. Ces deux méthodes ont permis la génération de la température de l'air à partir de celle de la surface avec une erreur inférieure à 3°k.

Dans le chapitre V on présentera le logiciel de simulation LABES, qui est réalisé sous environnement Windows, permettant la simulation des transferts d'énergie à l'interface sol-atmosphère à échelle locale.

Chapitre I : Description des flux échangés entre le sol et l'atmosphère

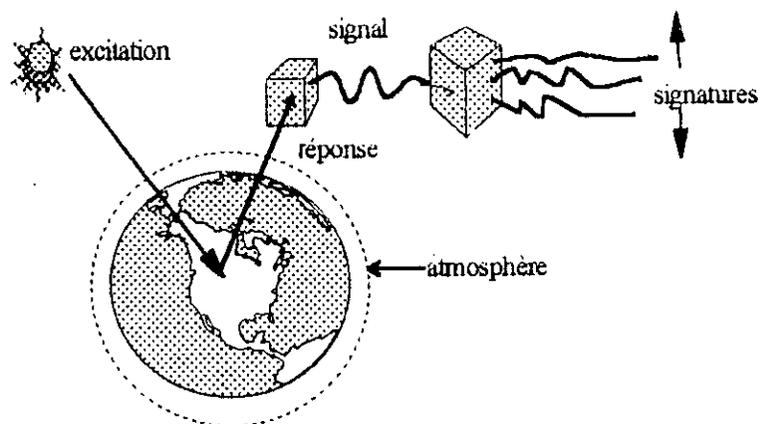
I-1) Introduction

Les transferts d'énergie entre le milieu naturel terrestre et l'atmosphère et en particulier les transferts radiatifs jouent un rôle fondamental dans la régulation de la vie. Ces transferts sont gouvernés par le bilan énergétique à l'interface sol-atmosphère.

Nous allons dans ce chapitre exposer les phénomènes passant à l'échelle locale brièvement, tout en rappelant les différents modèles proposés pour la modélisation des flux d'énergie à l'interface sol-atmosphère. Ces différentes formulations sont généralement des modèles empiriques déduites par expérience.

I-2) Généralité sur la Télédétection

Généralement la Télédétection est définie comme la mesure à distance des propriétés d'un milieu (terre, mer). En pratique, ce mot est réservé à la télédétection électromagnétique: elle utilise le rayonnement électromagnétique (R.E.M) comme véhicule de l'information depuis la surface de la planète où il est produit (en fonction de certaines caractéristiques du milieu et de son environnement) jusqu'à un récepteur (qui le transforme en un signal) après qu'il ait traversé une plus ou moins grande épaisseur d'atmosphère (qui perturbe le signal) (FIG (I-1)).



FIG(I -1) Procédure de Télédétection

En effet, la terre, ou le milieu qui nous intéresse, est un système physico-chimique qui subit une excitation d'une source extérieure qui est le soleil. plus précisément, la télédétection consiste à mesurer et à analyser l'évolution au cours du temps de la réponse du système considéré à ces diverses perturbations. Cette réponse contient des informations sur la surface, ou plus exactement sur l'interface sol-proche atmosphère et le sous sol (dans ce dernier cas grâce aux ressources conjuguées de la radiométrie micro-onde et de l'analyse des phénomènes thermiques). La surface de la terre réagit à l'excitation du soleil:

- d'une part en émettant un rayonnement électromagnétique, qui est le véhicule d'une information caractérisant son origine. Les variations journalières ou annuelles de ce rayonnement apportent des informations supplémentaires sur les propriétés du milieu considéré.
- d'autre part, en modifiant constamment son profil vertical thermique et hydrique de façon à équilibrer les bilans d'énergie et de masse dans les échanges qui se produisent à l'interface sol-atmosphère.

Toute la difficulté de la télédétection consiste à enregistrer suffisamment de caractéristiques intéressantes pour en déduire les informations que l'on recherche.

Les quantités mesurées, en pratique, en Télédétection sont:

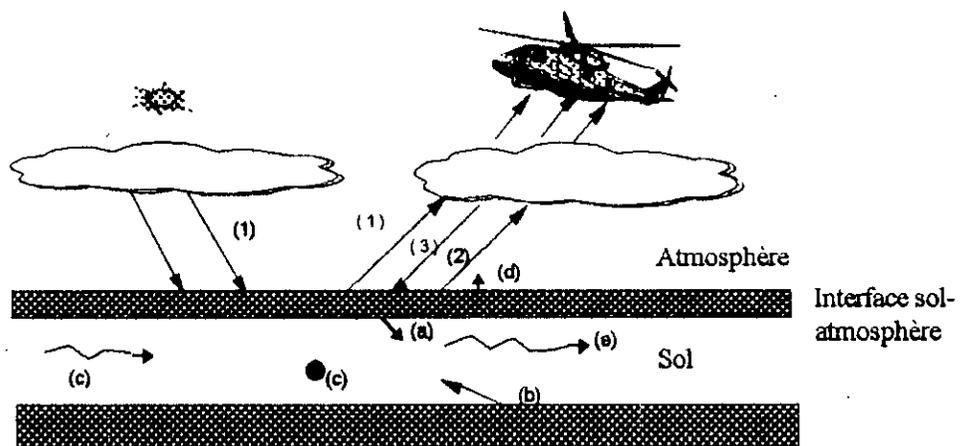
1. l'intensité dans les diverses bandes spectrales.
2. la direction de propagation du R.E.M dans le cas de télédétection hyperfréquences

I-3) Les divers flux aux quels est soumis un élément de surface

La télédétection consiste donc à mesurer l'évolution au cours du temps des divers caractéristiques du R.E.M émis par la terre. Pour comprendre ce qui induit cette émission caractéristique de la terre, il est indispensable d'étudier les divers flux prenant place dans le sol, à l'interface sol-atmosphère, et dans l'atmosphère. Ces divers flux, par échanges d'énergie thermiques et radiatifs, de masse à l'interface sol-atmosphère, conduisent à chaque instant à une température et à une humidité de surface du sol qui sont directement reliées au R.E.M émis. La FIG(I-2) indique les divers flux auxquels est soumis un élément de sol, avec:

- (1) R.E.M issu du soleil, réfléchi par les surfaces, absorbé et diffusé en partie dans l'atmosphère et capté par le détecteur (de courte longueur d'onde).
- (2) R E M directement émis par la surface, absorbé en partie par l'atmosphère et capté par le détecteur (de grande longueur d'onde).

- (3) R E M émis par l'atmosphère par diffusion de R.E.M(1) (courte longueur d'onde) ou par émission propre (de grande longueur d'onde) et renvoyé au sol et dans le détecteur.
- (a) flux radiatifs net entrant dans le sol (flux incident moins le flux réfléchi par diffusion et émis par émission propre).
- (b) flux net géothermique.
- (c) flux de chaleur latente dans le sol.
- (d) flux sortant sous forme de chaleur latente (évaporation-évapotranspiration) et sous forme de chaleur sensible(convection...), ce flux est fortement dépendant des conditions microclimatiques dans le sol.
- (e) dissipation par conduction.



FIG(I-2) Divers flux aux quels est soumis un élément de sol

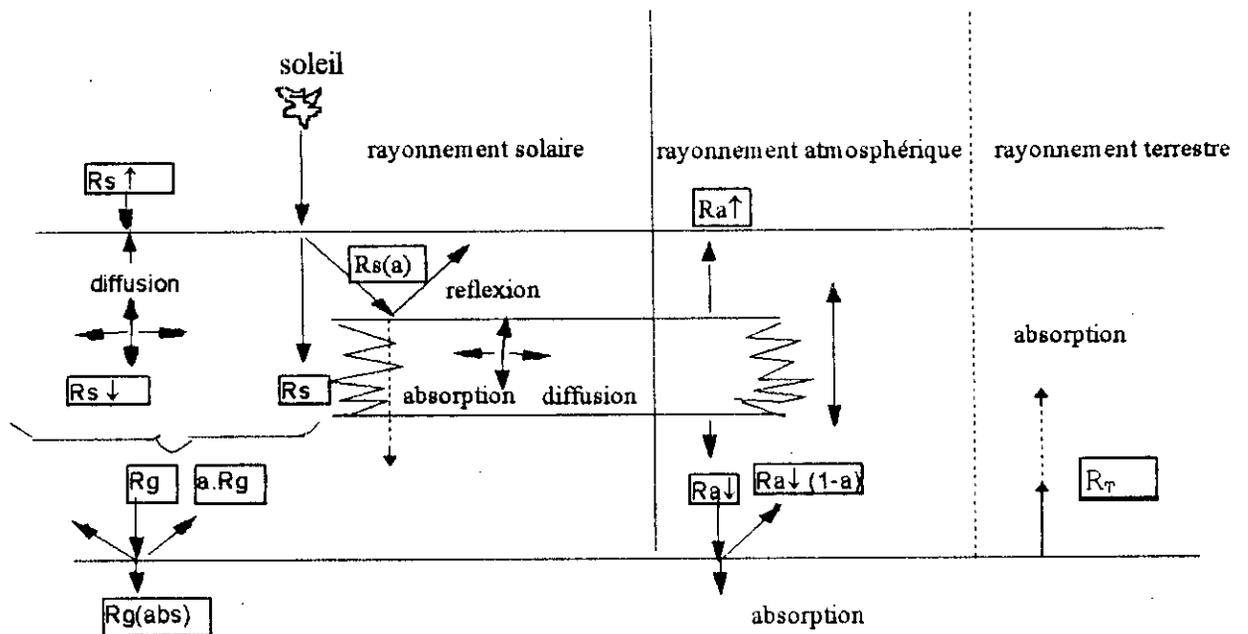
I-3-1) Les flux radiatifs

Les flux radiatifs prennent place dans l'atmosphère et à l'interface sol-atmosphère et ils sont directement influencés par les propriétés de l'atmosphère [20], [40], FIG(I-3) présente une vue d'ensemble de tous les flux radiatifs en présence.

Les flux radiatifs sont les suivants:

- R_s : partie du rayonnement direct reçu au sol directement, et lié à la constante solaire et il est fonction de la distance zénithale du soleil.
- $R_s\uparrow$: partie du rayonnement solaire diffusée par l'atmosphère vers l'espace, par diffusion Rayleigh et diffusion Mie (voir Annexe A).
- $R_s\downarrow$: partie du rayonnement solaire diffusée par l'atmosphère vers la surface terrestre, par diffusion Rayleigh et diffusion Mie.
- $R_s(a)$: partie du rayonnement solaire absorbée par l'atmosphère, par suite de la présence de certains constituants dans l'air.
- R_g : rayonnement solaire global absorbé par la surface terrestre.
- $R_g(\text{abs})$: partie du rayonnement solaire global absorbée par la surface terrestre.
- $a.R_g$: fraction du rayonnement solaire global réfléchi par la surface terrestre.
- $R_a\uparrow$: rayonnement atmosphérique ascendant.
- $R_a\downarrow$: rayonnement atmosphérique descendant.
- $R_a\downarrow(1-\alpha)$: partie du rayonnement atmosphérique absorbée par le sol (environ 95%).
- R_T : émission propre de la terre.
- a : albédo solaire.
- α : le coefficient de réflexion

On distingue trois ensembles de rayonnements: le rayonnement solaire, le rayonnement atmosphérique et le rayonnement terrestre.



FIG(I-3) Les Flux Radiatifs

I-3-1-1) Le flux solaire (ou rayonnement solaire)

I-3-1-1-1) La constante solaire [20]

La constante solaire est la puissance reçue par l'atmosphère, normalement à la direction du soleil. Elle varie légèrement au cours du temps, essentiellement par suite de variations de la distance terre-soleil. On a coutume de négliger ces variations et on définit la constante solaire S_0 .

S_0 est la puissance reçue par une surface de 1m^2 située à la limite supérieure de l'atmosphère et exposée normalement aux rayons du soleil, quand la distance de la terre au soleil est égale à sa valeur moyenne. Généralement, on prend $S_0 = 1339 \text{ W.m}^2$.

- en Janvier $S_0 = 1435 \text{ W.m}^2$.

- en Juillet $S_0 = 1351 \text{ W.m}^2$.

Si la surface unitaire considérée n'est plus exposée perpendiculairement aux rayons solaires, la puissance reçue varie selon la distance zénithale du soleil, c'est à dire selon l'heure, latitude et la saison.

I-3-1-1-2) Répartition spectrale [20]

Le soleil rayonne approximativement comme un corps noir dont la température de surface serait d'environ 6000 k.

l'émission solaire se situe essentiellement dans une bande de longueur d'onde allant de 0,43 à 0,7 μ m.

8% de cette émission correspondent à des longueurs d'onde inférieures à 0,4 μ m (radiations ultraviolettes notamment)

41% correspondent à des longueurs d'onde comprises entre 0,4 et 0,7 μ m (domaine du visible).

51% correspondent à des longueurs d'onde supérieures à 0,7 μ m (radiations infrarouges).

I-3-1-1-3) Réception du rayonnement solaire par l'atmosphère

En l'absence de nuages, le rayonnement solaire incident s'affaiblit en traversant l'atmosphère. Cet affaiblissement est dû à deux causes:

- L'absorption sélective.
- La diffusion.

a) L'absorption sélective

L'absorption atmosphérique est sélective, car elle dépend d'une part de la présence dans l'air de certains constituants tels que l'ozone, la vapeur d'eau... et d'autre part, de la longueur d'onde des radiations incidentes.

b) La diffusion

Lorsqu'un rayon solaire élémentaire rencontre sur son trajet des corps de dimensions extrêmement petites, il subit une série de réflexions, réfractions qui dispersent la radiation élémentaire incidente dans toutes les directions : c'est le phénomène de Diffusion.

La présence de nuages modifie de façon très sensible le comportement de l'atmosphère à l'égard du rayonnement solaire.

I-3-1-1-4) Diverses formulations du flux solaire

Pour rendre compte des divers facteurs qui viennent d'être décrits, plusieurs modèles ont été élaborés [20], et vont être brièvement discutés.

On notera :

- So : est la constante solaire,
- z : est l'angle zénithal,
- z' : est l'angle zénithal local.

a) Formulation de Watson (1975)

Cette formulation présente l'avantage d'être simple et elle décrit néanmoins les phénomènes de façon satisfaisante[27].

$$R_s = CS_0M(z) \cos(z')$$

$$M(z) = 1 - 0.2 \cos \sqrt{\frac{1}{\cos z}}$$

Où

C : est le facteur de transmission à travers les nuages, ce paramètre est de l'ordre de 0,9.

b) Formulation de Kronratyev (1969)

La formulation de Krodratyev [41] est donnée par :

$$R_s = S_0(\cos z)^2 / (\cos z + \varepsilon \tau_0)$$

Où

ε : fraction de radiation retrodiffusée par l'atmosphère ($0 < \varepsilon < 1$).

τ_0 : épaisseur optique atmosphérique ($0 < \varepsilon < 1$).

En général on donne le produit ($\varepsilon\tau_0$) qui est inférieur à 1 [42], ces paramètres varient avec l'atmosphère.

$$S_0 = \overline{s_0} + 48.9\sin(w_y t + 0.052)$$

Avec

$$\overline{s_0} = 1355 Wm^{-2}$$

w_y : la fréquence angulaire du cycle annuel, t: est le temps local.

c) *Formulation de Soer(1977)*

La formulation de Soer est donnée par:

$$R_s = 0,5 \cdot S_0 \cos z [\tau^{1/\cos z} + 0.87]$$

$$S_0 = 1309 \text{ Wm}^{-2}$$

Où

τ : coefficient de transmission de l'atmosphère, qui est de l'ordre de 0,9.

Cette formulation est utilisée dans le modèle de simulation de Soer, en se basant sur le modèle de Terga appliqué à un sable fin (humide et sec) [28].

d) *Formulation de Joseph (1966, 1971) et Arakawa et al (1968)*

Cette formulation est valable pour une atmosphère sans nuage; elle tient certainement en compte les divers phénomènes affectant le rayonnement solaire lors de son passage dans l'atmosphère. Elle suppose que le rayonnement solaire de longueur d'onde supérieure à $0,9\mu\text{m}$ est soumis à l'absorption atmosphérique alors que celui de longueur d'onde inférieure à $0,9\mu\text{m}$ est uniquement soumis à la diffusion de Rayleigh [29], [43] (Annexe A).

$$R_s = [1 - A^*(u, z)](0.349)S_0 \cos z + \left(\frac{1 - \alpha_0}{1 - \alpha_g} \right) (0.651) S_0 \cos z$$

$0.349 S_0$: radiation solaire de longueur d'onde supérieure à $0,9\mu\text{m}$

$0.651 S_0$: radiation solaire de longueur d'onde inférieure à $0,9\mu\text{m}$

α_g : albédo moyen du sol

α : albédo atmosphérique pour la diffusion de Rayleigh

$$\text{avec } \alpha = 0.085 - 0.247 \text{Log}_{10} \left[\left(\frac{P_s}{P_0} \right) \cos z \right]$$

P_s : pression de surface (Pas)

$P_0 = 100 \text{ mbar}$ (une valeur de référence).

$A^*(u, z)$: la fonction d'absorption de Mugge- Möller modifiée par Mannabe et Möller [44],

$$A^*(u, z) = 0.271 \left(\frac{u^*}{\cos z} \right)^{0.303}$$

Avec

u^* : le contenu effectif de la vapeur d'eau dans l'atmosphère.

S_0 : est la constante solaire.

Remarques

Le flux solaire prend place dans l'atmosphère, il est directement influencé par les propriétés de l'atmosphère. Les formulations qui viennent d'être décrites décrivent les phénomènes d'une façon satisfaisante. Les formulations de Watson et Kondratyev sont simple, et suppose un atmosphère quelconque. Alors que celles de Joseph, et Arakawa ne sont valables que pour un atmosphère sans nuage; elles tiennent compte des divers phénomènes affectant le rayonnement solaire.

1-3-1-2) Rayonnement atmosphérique

La modélisation du flux atmosphérique est très complexe. Car ce flux dépend du profil thermique de l'atmosphère, de sa composition moléculaire et de sa composition en aérosols, notamment sa composition en vapeur d'eau et sa nébulosité qui est très variable au cours du temps d'un point à l'autre.

Diverses formulations modélisant le flux atmosphérique (descendant) $R_a \downarrow$ reçu au sol sont proposées, et on présentera les plus intéressantes:

1-3-1-2-1) Formules faisant intervenir la température ambiante de l'air

Les formules faisant intervenir la température ambiante de l'air, ne tiennent pas compte de l'humidité de l'air. elles ne sont donc que très approximatives [20].

a) Formulation de Monteith (1973)

Cette formulation est une formulation empirique déduite à partir de l'expérience [37].

$$R_a \downarrow = 1.2 k_b T_a^4 - 171$$

Où

k_b : est la constante de Boltzman (= $5,7 \cdot 10^{-8} \text{ W k}^4 \text{ m}^{-2}$).

T_a : la température de l'air à une hauteur de référence z_a .

b) Formulation de Feddes (1979)

La formulation de Feddes [38] est donnée par:

$$R_a \downarrow = k_b T_a^4 \left(1 - (1-a) \frac{n}{N} \right)$$

Où

$\frac{n}{N}$: fraction de ciel clair.

a : constante empirique.

k_b : est la constante de Boltzman ($= 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Wk}^4 \text{m}^{-2}$).

T_a : est la température de l'air à une hauteur de référence z_a .

I-3-1-2-2) Formules faisant intervenir la température de radiance effective de l'atmosphère

Les formules faisant intervenir la température de radiance effective de l'atmosphère, présente l'inconvénient d'introduire un paramètre effectif qui n'est pas relié aux paramètres météorologiques et ne peut pas prendre en compte l'effet de l'humidité relative [23].

a) Formulation de Watson(1975)

Cette formulation fait intervenir un paramètre effective de la température de l'air T_{sky} [27], et elle est donnée par :

$$R_a \downarrow = k_b \cdot T_{sky}^4$$

Où

T_{sky} : la température de radiance effective de l'atmosphère.

k_b : est la constante de Boltzman ($= 5,7 \cdot 10^{-8} \text{ Wk}^4 \text{m}^{-2}$).

b) Formulation de Kahle (1972)

La formulation de Kahle est donnée par:

$$R_a \downarrow = k_b T_{sky}^4$$

Cette formulation ressemble à celle de Watson, mais en se basant sur des mesures faites par Kondratyev (1169), Kahle propose [41] :

$$T_{sky} = 263^\circ + 10 \cos t$$

Où

t : temps local mesuré à partir de 14^h

k_b : est la constante de Boltzman (= $5,7 \cdot 10^{-8} \text{Wk}^4 \text{m}^{-2}$).

I-3-1-2-3) formulation faisant intervenir une émissivité moyenne pour la température de l'air observée dans les basses couches atmosphériques

Ces formulations font intervenir une émissivité moyenne qui dépend de l'humidité de l'air. Elles tiennent en compte des effets des paramètres météorologiques.

a) Formulation de Brunt (1939)

La formulation de la radiation atmosphérique atteignant le sol proposée par Brunt [45] est donnée par:

$$R_a \downarrow = k_b T_a^4 (a + b \sqrt{e_a}) \quad (I - 1)$$

Où

k_b : la constante de Boltzman (= $5,7 \cdot 10^{-8} \text{Wk}^4 \text{m}^{-2}$).

T_a : la température de l'air à une hauteur de référence z_a (k)

a, b : des constantes déterminées par expérimentation (dans notre cas $a=605$, et $b=0.048$).

e_a : pression partielle de vapeur d'eau (N.m^{-2}).

b) Formulation de Sellers (1965)

La formulation proposée par Sellers [53] est donnée par :

$$R_a \downarrow = k_b T_a^4 (0.605 + 0.048 \sqrt{1370.Ha}) \quad (I - 2)$$

Où

Ha : est l'humidité de l'air (Kg.m⁻³)

k_b : est la constante de Boltzman (= 5,7.10⁻⁸ Wk⁴m⁻²).

T_a : la température de l'air à une hauteur de référence z_a (k)

c) Formulation de Staley et Juricu (1972)

Cette formulation est donnée par:

$$R_a \downarrow = [(1 - R) + 0,67R(1670q_s)^{0,08}] k_b T_a^4 \quad (I - 3)$$

Où

R : portion du ciel clair.

q_s : l'humidité spécifique de l'air à la hauteur z_a.

k_b : est la constante de Boltzman (= 5,7.10⁻⁸ Wk⁴m⁻²).

T_a : La température de l'air à une hauteur de référence z_a (m)

Il s'est avéré que cette formulation fournissait des valeurs environ deux fois plus élevée par rapport à celles obtenues par les autres formulations, d'où la division de (I-3) par 2 [20]. La formulation devient donc :

$$R_a \downarrow = [(1 - R) + 0,67R(1670q_s)^{0,08}] k_b T_a^4 / 2 \quad (I - 4)$$

d) Formulation de Angstrom et Rosema (1975), [48]

Dans cette formulation, l'émissivité effective tient compte de l'humidité de l'air.

$$R_a \downarrow = (0.82 - 0.25.10^{-0.00094e_s}) k_b T_a^4$$

Où

k_b : la constante de Boltzman ($= 5,7 \cdot 10^{-8} \text{ Wk}^4\text{m}^{-2}$).

T_a : la température de l'air à une hauteur de référence z_a (m)

e_a : l'humidité de l'air ou la pression partielle de l'air.

Dans le modèle de simulation proposé, la formule de Brunt est utilisée. L'application des différentes formulations du rayonnement atmosphérique $R_{a\downarrow}$ aux données de Vauclin donne une meilleure approximation avec la formulation de Brunt.

Remarques:

Le rayonnement de l'atmosphère est dû essentiellement à la vapeur d'eau. Sauf dans les régions équatoriales, où on montre expérimentalement [20] que le rayonnement atmosphérique est en étroite corrélation avec l'humidité de l'air au voisinage du sol ainsi que la température de l'air à ce niveau. L'exposé des différentes formulations de ce rayonnement montre que:

Les formules faisant intervenir la température ambiante de l'air (formules de Monteith et Feddes) sont simples, mais elles ne dépendent pas de l'humidité de l'air. Ces formules sont approximatives et leur application est très limitée.

Les formules faisant intervenir la température de radiance effective de l'atmosphère (formulation de Watson et Kahle) ont l'inconvénient d'introduire un paramètre effectif non relié aux paramètres météorologiques, elles ne sont que très approximatives.

Les formules faisant intervenir une émissivité moyenne pour la température de l'air observée dans les basses couches atmosphériques (formules de Brunt, Sellers, satley et Jurica, Angstron et Rosema) sont formulées à partir de l'expérience, elles font intervenir une émissivité moyenne qui dépend des paramètres météorologiques. Ces formulations sont appliquées localement.

1-3-1-3) Le flux terrestre

L'intensité spectrale enregistrée par un radiomètre est une fonction de la luminance observée, cette luminance est due à la fois :

- à la réflexion de la terre.
- à l'émission propre de la terre R_T .

En général, on définit une émissivité moyenne sur les angles et les longueurs d'onde; l'émission propre est alors donnée par:

$$R_T = \varepsilon_0 k_b T_s^4 \quad (I - 5)$$

Où

T_s, ε_0 : sont respectivement la température et l'émissivité de la surface du sol .

k_b : est la constante de Boltzman ($=5,7.10^{-8} \text{ Wk}^4\text{m}^{-2}$)

Le tableau (I-1) fournit quelques ordres de grandeur de cette émissivité, pour différents types de sol [20].

Nature du couvert	ε_0
Blé mûr	0.992± 0.010
Pommes de terre	0.991± 0.008
Herbe humide	0.988±0.008
Sol nu, sec	0.966±0.008
Sol nu, humide	0.974±0.010

Tableau(I- 1): Emissivité moyenne pour différents types de sol d'après
Klaassen et Nieuwenhuis(1978)

Pour ce qui est de la température de surface T_s , elle est relativement bien définie dans le cas d'un sol nu (encore qu'elle ne soit pas facile à mesurer et que l'on ne sache pas actuellement qu'elle quantité physique est réellement mesurée).

Dans le cas d'un couvert végétal, il est encore moins aisé de définir une température de surface car le rayonnement infrarouge traverse le couvert végétal.

1-3-1-4)Le bilan radiatif à la surface

Le flux solaire, le flux atmosphérique et l'émission propre représentent les différents échanges radiatifs mis en jeu dans l'ensemble soleil-surface terrestre-atmosphère; RN représente alors le bilan radiatif à la surface terrestre. Corrélativement, il est également intéressant d'étudier le bilan radiatif de l'atmosphère. Les gains d'énergie pour la surface terrestre, proviennent de l'absorption d'une fraction (FIG(I-3)):

- du rayonnement solaire direct atteignant le sol $R_s \downarrow$
- du rayonnement solaire diffusé vers le sol par l'atmosphère : $R_s(\text{diff}) \downarrow$
- du rayonnement atmosphérique dirigé vers le sol : $R_a \downarrow$

La fraction absorbée du rayonnement global (ou bilan radiatif) est donnée par :

$$R_g = R_s + R_s (\text{diff}) \downarrow \quad (1 - 6)$$

La fraction du rayonnement atmosphérique absorbée est : $\epsilon R_a \downarrow$.

Le gain total pour la surface terrestre est : $(1 - a) R_g + \epsilon R_a \downarrow$.

Les pertes radiatives sont dues à l'émission de la surface terrestre R_T .

Enfin

Le bilan radiatif ou rayonnement net s'écrit alors :

$$RN = (1 - a) R_g + \epsilon_0 R_a \downarrow - \epsilon_0 k_b T^4 \quad (1 - 7)$$

Où

a : l'albédo de la surface de la terre.

ϵ_0 : l'émissivité relative de la terre.

T : la température de surface.

1-3-2) Les flux de chaleur

Les flux de chaleur prennent place essentiellement dans le sol et à l'interface sol-proche atmosphère; ils traduisent les transferts de chaleur dans le sol; ils comprennent le flux de chaleur latente et le flux de chaleur sensible.

I-3-2-1) Le flux de chaleur sensible

Le flux de chaleur sensible représente les échanges de chaleur avec l'air par conduction et convection. Les échanges de chaleur par conduction et par convection sont exprimées en fonction du gradient de température:

$$H = k(z) \rho_a c_p \frac{dT}{dz} \quad (\text{I - 8})$$

Où

$k(z)$: est le coefficient de diffusivité variable en fonction de z .

ρ_a : densité de l'air (kg.m^{-3}).

c_p : capacité calorifique de l'air ($\text{J.kg}^{-1} \text{K}^{-1}$).

T : la fonction de la température (K).

Sous forme différentielle, on a :

$$H \left(\frac{dz}{k(z)} \right) = \rho_a c_p dT \quad (\text{I - 9})$$

On intègre l'équation (I - 9) entre 0 et une hauteur de référence z_a :

$$\int_0^{z_a} H \left(\frac{dz}{k(z)} \right) = \int_{T_s}^{T_a} \rho_a c_p dT \quad (\text{I - 10})$$

On obtient :

$$H \int_0^{z_a} \frac{dz}{k(z)} = \rho_a c_p (T_a - T_s) \quad (\text{I - 11})$$

Posons

$$r_a = \int_0^{z_a} \frac{dz}{k(z)}$$

d'où

$$H = \rho_a c_p \frac{(T_a - T_s)}{r_a} \quad (\text{I - 12})$$

Où

T_s : la température du sol (k).

T_a : la température de l'air à la hauteur z_a (k).

r_a : la résistance aérodynamique ($m^{-1}s$).

I-3-2-2) Le flux de chaleur latente

Il correspond à la chaleur absorbée par les changements de phase de l'eau (condensation, évaporation). Dans le cas d'un couvert végétal on parle de l'évapotranspiration : c'est la combinaison de l'évaporation directe de l'eau d'un sol non couvert de végétation et de la transpiration des plantes [20].

On sait que les 7/10 de la surface du globe, sont couverts par les océans. Or, ces régions sont le siège d'une intense évaporation qui absorbe une quantité très importante de chaleur, laquelle est fournie par la surface océanique.

La vapeur d'eau, ainsi, formée se disperse dans l'atmosphère où, tôt ou tard, elle se condense en libérant alors de la chaleur empreintée précédemment à l'océan. Ainsi, par le jeu de la chaleur latente, d'importantes quantités de chaleur passent de la surface terrestre à l'atmosphère. Le flux de chaleur latente est proportionnel au gradient d'humidité:

$$LE = \frac{RT}{ML} \frac{de}{dz} k(z) \quad (I-13)$$

Où

R : constante des gaz parfaits ($J.k^{-1} mole^{-1}$).

M : masse molaire de la vapeur d'eau ($kg.mole^{-1}$).

L : chaleur latente de vaporisation de l'eau ($J.kg^{-1}$).

e : pression partielle de vapeur d'eau ($N.m^{-2}$).

Sous forme différentielle on a :

$$LE \frac{dz}{k(z)} = de \cdot \frac{RT}{ML} \quad (I-14)$$

On intègre comme précédemment cette expression entre deux hauteurs de référence (0 et z_a), on aura:

$$LE \int_0^{z_a} \frac{dz}{k(z)} = \frac{RT}{ML} \int_{e_s}^{e_a} de \quad (I-15)$$

Posons:

$$r_a = \int_0^{z_a} \frac{dz}{k(z)}$$

D'où

$$LE = \frac{RT(e_a - e_s)}{ML r_a} \quad (I-16)$$

En faisant intervenir la constante psychométrique:

$$\gamma = c_p \frac{M_a P_s}{M_v L}$$

Avec

M_a : masse molaire de l'air sec (kg/mole)

M_v : masse molaire de la vapeur d'eau (kg/mole)

L : chaleur latente de vaporisation de l'eau, donnée par :

$$L = 3.0363 \cdot 10^6 - 1.957 \cdot 10^3 \cdot T_a \quad (I-17)$$

Le flux de chaleur latente s'écrit :

$$LE = \frac{\rho_a c_p}{\gamma} \frac{e_a - e_s}{r_a} \quad (I-18)$$

Où

r_a : est la résistance aérodynamique ($m^{-1}s$).

γ : est la constante psychométrique ($Pa.k^{-1}$).

e_a : pression partielle de vapeur d'eau dans l'air ($N.m^{-2}$).

e_s : pression partielle de la vapeur d'eau à la surface de la terre ($N.m^{-2}$), elle est donnée en fonction de la température et d'humidité du sol par la formule (I-19).

$$e_s = e_s^* \cdot p_{sat}(T_s) \quad (I - 19)$$

Un modèle barométrique donnant une expression approximative pour e_s^* [20] est donné par:

$$e_s^*(T_s, h_s) = \exp(M_v g \cdot h_s / R_{TS}) \cdot p_{sat}(T_s) \quad (I - 20)$$

Où

e_s^* : est généralement proche de l'unité.

h_s : est la pression effective de l'eau à la surface du sol (ou hauteur d'eau).

p_{sat} : est la pression de vapeur saturante, donnée par :

$$p_{sat}(T_s) = 100 \cdot \exp(21.548 - 5388 / T_s) \quad (I - 21)$$

Les flux de chaleurs sensible H et latente LE, sont essentiellement dus aux gradients de température et d'humidité, mais ils dépendent fortement d'une résistance aérodynamique r_a , qui dépend essentiellement des paramètres climatiques.

I-3-2-3) Modélisation de la résistance de transfert

La résistance de transfert d'énergie à l'interface sol-atmosphère est un paramètre dont la description est très complexe. Il décrit les échanges physico-chimiques entre le sol et l'atmosphère. Il se situe au niveau du flux de chaleur sensible et du flux de chaleur latente. Il dépend essentiellement des paramètres climatiques (T_a, e_a, u_a) au-dessus de l'élément de sol à analyser et

des conditions de surface telle que la rugosité aérodynamique du milieu (qui est directement liée à la hauteur de la végétation). Pour l'exprimer, plusieurs auteurs ont proposé des expressions différentes selon que l'on se trouve en présence de conditions de stabilité, d'instabilité ou de neutralité [10], [13], [20]. En effet, puisque l'air chaud a tendance à monter, une couche chaude située sous une couche froide prendra un mouvement ascendant et facilitera les échanges de chaleur; donc si $T_a < T_s$, il y aura instabilité. Si $T_a \approx T_s$ (condition de neutralité), pas de déplacements verticaux de masse d'air. Si $T_a > T_s$ (la couche d'air chaud se trouvant au-dessus de la couche d'air froid), alors stabilité de l'atmosphère au voisinage de la surface du sol.

Trois modèles principaux [25], sont généralement utilisés pour représenter la résistance r_a qui est fonction de la vitesse de vent, de la stabilité de l'atmosphère et la nature de la surface. Le problème principal est sa modélisation, un modèle proposés par Kahle [48] est donné par :

$$\frac{1}{r_a} = a + b \frac{z_0}{c} \quad (I - 22)$$

Où

a, b, c : des constantes définies par le modèle.

z_0 : rugosité du sol (m);

Par la suite de notre travail, on s'intéressera seulement à l'étude comparative des trois modèles de la résistance aérodynamique, modèle de Vauclin, modèle Sellar et Riou.

a) Modèle de Vauclin

Le modèle de Vauclin est un modèle qui dépend du second nombre de Richardson R_i , il utilise le potentiel de température ($T_a - T_s$) [50], [8] sa formule est donné par :

$$\frac{1}{r_a} = \frac{k^2 u_a}{(\ln(z_a/z_0))^2} \varphi_i \quad (I - 23)$$

avec

$$\varphi_i = \frac{1}{(1 - 10R_i)} \quad (I - 24)$$

$$R_i = \frac{g (T_s - T_a)(z_a - z_0)}{T_a u_a^2} \quad (I - 25)$$

Où

R_i : le nombre de Richardson.

z_1 : une distance de référence(m).

z_0 : la distance de rugosité (m).

u_a : vitesse horizontale du vent (m/s).

g : accélération de la pesanteur (m/s^2)

T_a : température de l'air (k).

T_s : température du sol (k).

b) Modèle de Kreith et Sellers

Ce modèle prend en compte les effets de l'instabilité[49], et il est donné par:

$$D_m = \frac{0.16 u_a}{\left(\ln\left(\frac{z_1}{z_0}\right)\right)^2} \quad (I-26)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{1}{r_a} = D_m \quad \text{si } T_a \approx T_s \end{array} \right. \quad (I-27)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{1}{r_a} = D_m \left(1 + 14 \left(\frac{T_s - T_a}{u_a^2} \right) \right)^{1/3} \quad \text{si } T_a \geq T_s \end{array} \right. \quad (I-28)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{1}{r_a} = D_m \left(1 - 14 \left(\frac{T_s - T_a}{u_a^2} \right) \right)^{-1/3} \quad \text{si } T_a < T_s \end{array} \right. \quad (I-29)$$

Où

T_s : est la température du sol (k).

T_a : est la température de l'atmosphère à la hauteur Z_a (k).

En effet lorsque la température varie avec la hauteur ($T_a \neq T_s$), la relation (I-27), n'est plus vérifiée. Dans les conditions d'instabilité $1/r_a$ devient supérieur à D_m (diminution rapide de la

température avec la hauteur et augmentation de la vitesse du vent), alors qu'il devient inférieur à D_m en conditions stables.

c) Modèle de Riou et Itier

Le modèle Riou est Basé essentiellement sur la théorie de Monim Aboukhoof, il fait intervenir les écarts de température à deux niveaux T_a et T_s et la vitesse du vent à un seul niveau u_a . Ce modèle, déduit à partir d'une modification de la formule de Dalton [51], [52], il tient compte de façon explicite de l'instabilité de l'atmosphère. Il est donné par:

$$\frac{1}{r_a} = \chi_0 u_a \left(1 - 16 z_1 z_2 \ln (z_1 / z_2) \frac{T_{sa}}{u_a^2} g \right)^{3/4} \quad (I - 30)$$

Où

z_1 et z_2 : sont deux hauteurs de référence (m).

g : l'accélération de la pesanteur (m/s^2)

u_a : vitesse du vent (m/s)

$$T_{sa} = (T_a - T_s) / T_a$$

I-3-2-4) Les flux de masse

Il s'agit essentiellement des transferts d'eau et de vapeur d'eau dans le sol, ou vers l'atmosphère, ce flux est donné par :

$$E = \frac{LE}{L} \quad (I - 31)$$

Où

LE : est le flux de chaleur latente (w/m^2)

L : chaleur latente de vaporisation ($J.kg.mole^{-1}$).

I - 4) Conclusion

Dans ce chapitre nous avons étudié tous les termes intervenant dans le bilan d'énergie à l'interface sol-atmosphère, principalement le flux de chaleur latente, le flux de chaleur sensible et le rayonnement net. Les différentes formulations des flux décrivent les phénomènes d'une manière satisfaisante, et sont à application locale vue qu'elles introduisent des données mesurées localement. Dans le chapitre II, le modèle du bilan d'énergie sera élaborer en utilisant la formulation de Brunt pour le rayonnement atmosphérique, alors que le rayonnement solaire est supposé donner par satellite.

Chapitre II: Modèle d'analyse du bilan d'énergie à l'interface sol-atmosphère.

II-1) Introduction

La prédiction de la température de la surface et l'ensemble des flux d'énergie entre le sol et l'atmosphère jouent un rôle important dans l'analyse du bilan d'énergie à l'interface sol-atmosphère.

Dans ce chapitre nous allons élaborer un modèle de simulation du bilan d'énergie à l'interface sol-atmosphère, qui est formulé après test des différents modèles existants (cités dans le chapitre I), dans le but d'obtenir un modèle qui représente aux mieux le système sol-proche atmosphère.

A partir d'un certain nombre de paramètres dont dépend la température d'un sol donné et à partir d'une analyse énergétique et temporelle des flux émis, le modèle thermique d'analyse proposé permet de déterminer les variations journalières de la température de la surface et en profondeur d'un sol donné. Il fournit les variations des flux tant radiatifs que thermiques à la surface du sol. Ce modèle offre un moyen de simulation des divers phénomènes qui gouvernent les transferts de chaleur à l'interface sol-atmosphère. L'algorithme proposé est simple, approximatif et rapide.

Ce modèle a été comparé à celui de Soer avec les données expérimentales, ce qui a en même temps permis d'apprécier ses limites dans sa forme actuelle.

II -2) Le bilan d'énergie à l'interface sol-atmosphère

La surface de la terre réfléchit, absorbe, et émet de l'énergie de façon continue. A tout instant, la somme de l'énergie reçue, stockée ou perdue par la portion de surface, représente le bilan d'énergie de cette surface, ce bilan dépend de:

- l'apport extérieur d'énergie (la source principale est le soleil).
- des caractéristiques de la surface.
- et des conséquences du cycle hydrologique.

Pour un élément de sol $dx.dy.dz$, le bilan énergétique peut être formulé par l'équation globale suivante [7]:

$$RN + H - G + LE + P + M + \int_a^z C_a \nabla(\rho_a U_T) dz + \int_a^z \frac{L_v E_v}{R} \frac{\nabla(U_e)}{T} dz + \int_a^z C \rho_c \left(\frac{\partial T}{\partial t}\right) dz + \int_a^z C_a \rho_a \left(\frac{\partial T}{\partial t}\right) dz + \int_a^z \frac{L_v W}{RT} \left(\frac{\partial e}{\partial t}\right) dz = 0 \quad (\text{II-1})$$

Où

RN : est le rayonnement net.

H : est le flux de chaleur sensible.

LE : est le flux de chaleur latente.

G : est le flux global dans le sol.

a : est une hauteur de référence.

P : est la radiation nécessaire à la photosynthèse et M concerne divers effets d'ordre secondaire.

C_a : capacité calorifique de l'air.

e : pression partielle de l'air.

ρ_a : densité de l'air.

L_v : chaleur latente de vaporisation.

R : constante des gaz parfaits

E_v : l'évaporation du sol

U_T : vitesse du vent dépendant de la température.

U_e : vitesse du vent dépendant de l'humidité.

Le terme :

$$A_u = \int_a^z C_a \nabla (\rho_a U_T) dz + \int_a^z \frac{L_v E_v}{R} \frac{\nabla (U_e)}{T} dz \quad (\text{II} - 2)$$

concerne les transferts latéraux pour l'élément de sol considéré.

Enfin le terme :

$$A_s = \int_a^z C \rho_c \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right) dz + \int_a^z C_a \rho_a \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right) dz + \int_a^z \frac{L_v W}{RT} \left(\frac{\partial e}{\partial t} \right) dz \quad (\text{II} - 3)$$

traduit l'énergie stockée par l'élément de sol, durant un cycle journalier, ce terme est généralement négligeable[7]; en effet, il est inférieur à 2 % du rayonnement net (inférieur à 1% en condition stables pour un champ de maïs); pour une végétation dense, cependant, pour des conditions transitoires et, plus généralement, lorsque RN, H, et LE sont faibles, ce terme peut devenir significatif.

La plupart des modèles d'analyse du milieu [7], [20] utilisant le bilan d'énergie à l'interface sol-atmosphère introduisent des hypothèses qui permettent de simplifier l'expression (II-1):

- Les modèles actuels considèrent généralement des sols nus ou à faible couvert végétal; ce qui permet de négliger le terme dû à la photosynthèse;
- Le terme M, du second ordre, est généralement négligé;
- l'élément de sol est supposé « homogène » dans la direction radiale, et les flux latéraux sont considérés faibles par rapport aux flux verticaux, seuls explicitement pris en compte;
- Le terme A_s est généralement négligé.

Ces hypothèses permettent d'écrire le bilan d'énergie à l'interface sol-atmosphère sous la forme:

$$RN + H + LE - G = 0 \quad (\text{II} - 4)$$

Avec

G : gradient de la température du sol donné par :

$$G = -k_i \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} \quad (\text{II - 5})$$

Où

k_i : est la conductibilité thermique du sol (w/mk).

T : est la température du sol(k).

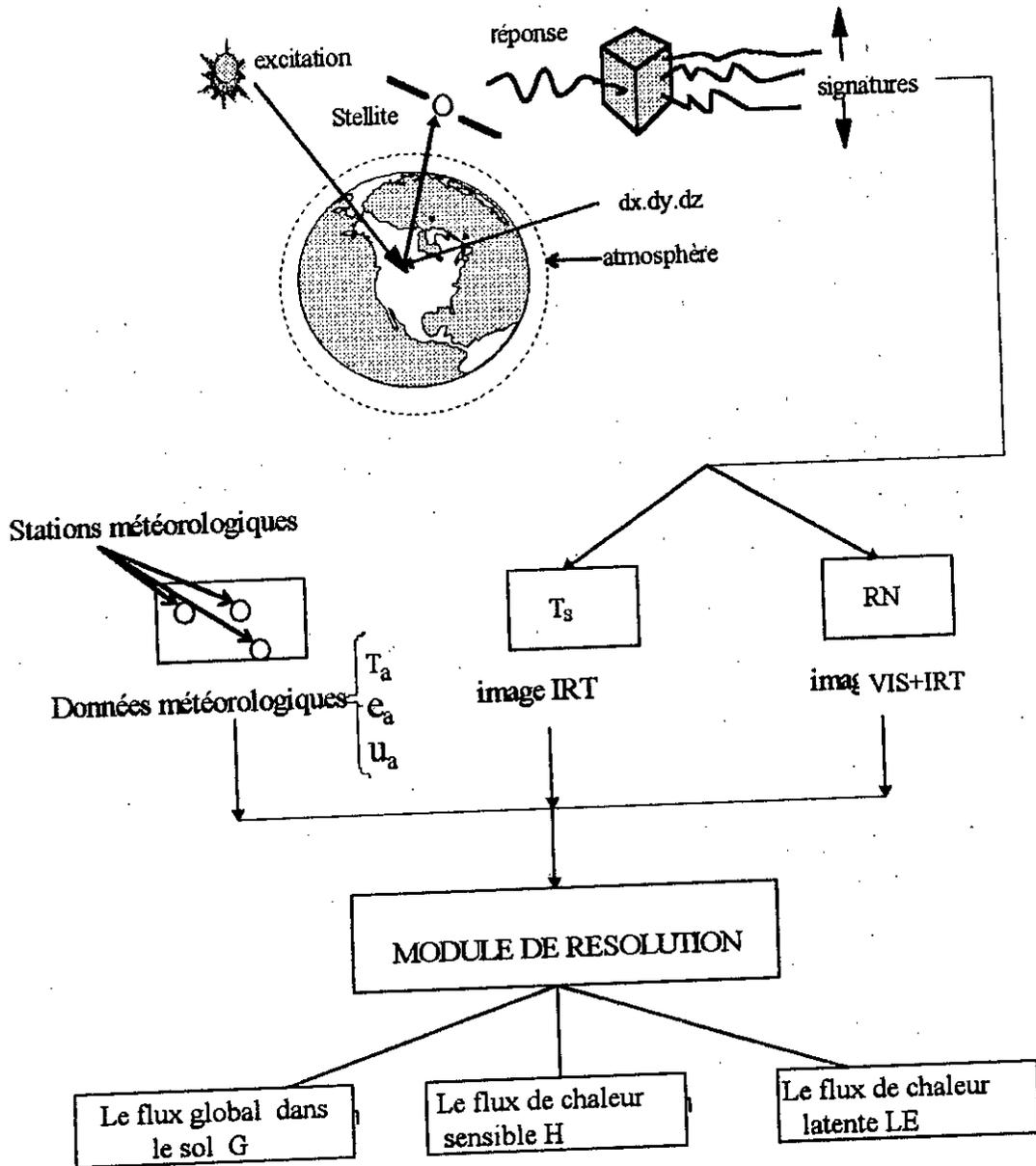
II-2-1) Position du problème de caractérisation d'un élément de sol

Etant donnée un élément du sol X_1 , éclairé par le soleil et observé dans les canaux VIS et IRT, nous supposons disposer pour l'élément de sol X_1 (FIG (II - 1)) :

- De paramètres primaires déduits des luminances VIS et IRT à savoir une série de mesures traduisant la dynamique journalière de la température T_s , et le rayonnement net RN (déduits des images satellites).
- Des mesures traduisant le profil journalier de la température de l'air T_a , de l'humidité de l'air e_a , ainsi que de la vitesse du vent u_a à une altitude de référence z_a , ces paramètres sont donnés par les stations météorologiques.

Le problème consiste donc à caractériser l'élément X_1 , par :

- des paramètres moyens (résistance aérodynamique, température, ect...)
- des profils journaliers de facteurs reflétant l'état de l'élément de sol considéré, à savoir les flux de chaleur (sensible, latente, et le flux de chaleur dans le sol) ou les profils de chaleur et d'humidité.



FIG(II - 1) Le problème de caractérisation d'un élément de sol

II-2-2) Hypothèses du modèle

Les transferts de chaleur et de masse sont régis par des phénomènes complexes qu'ils n'est pas, à l'heure actuelle, envisageable de prendre complètement en compte pour la mise au point et l'exploitation du modèle d'analyse du milieu naturel par imageries satellitaires. La plupart des modèles d'analyse du milieu [7], [20] utilisant le bilan d'énergie à l'interface sol-atmosphère introduisent des hypothèses qui permettent de négliger certains effets et de simplifier les analyses [26].

Pour l'établissement de notre modèle, nous prenons deux types d'hypothèses:

a) hypothèses d'ordre général

H1) Nous nous intéressons à des sols nus ou à faible couvert végétal, ce qui nous permet de ne pas tenir compte du flux d'énergie dispensé au profit de la photosynthèse ainsi que de la chaleur apportée par les précipitations et ainsi de négliger le terme dû à la photosynthèse;

H2) L'air est agité de mouvements désordonnés; dans le présent travail nous envisageons les seuls déplacements verticaux dans les basses couches causés par la diffusion turbulente. Nous supposons, de plus que, dans un faible intervalle, il n'y a pas d'accumulation de chaleur limitée à un niveau à cause du brassage d'air par la turbulence.

b) hypothèses liée à l'élément de sol

H1) Il n'y a pas de source géothermique au niveau de l'élément de sol.

H2) Les flux latéraux sont négligeables devant les flux verticaux dans le sol.

H3) Problème à paramètres physiques constants (albédo, conductibilité thermique, émissivité, teneur volumique en eau).

II-2-3) Formulation mathématique du problème

Soit $\vec{G}(\vec{P}, \vec{Q}, T_s)$, le modèle qui décrit le flux total d'énergie à la surface d'un élément de sol X_1 (FIG(II-1)). Ce flux dépend de :

- Un ensemble de paramètres \vec{P} relatif à la nature de l'élément de sol considéré(tels que

l'albédo, l'émissivité du sol, la conductibilité thermique, la capacité calorifique ect...).

- Un ensemble de paramètres \bar{Q} relatifs aux conditions climatiques sur X_1 (tels que la température de l'air, l'humidité de l'air et la vitesse du vent).
- La température de surface T_s .

Sous les hypothèses précédentes, le problème peut être formulé comme suit :

Déterminer la température de surface T_s et les différents flux de surface (flux de chaleur latente, flux de chaleur sensible et le flux de chaleur dans le sol), telle que la solution du problème représenté par le système (II - 6) :

$$\left\{ \begin{array}{l} k \frac{\partial^2 T}{(\partial z)^2} = \rho c \frac{\partial T}{\partial t} \\ -k \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} = RN + LE + H \\ T(l, t) = T_1 \\ T(l, t) = T(l, t + \text{période}) \end{array} \right. \quad (\text{II- 6})$$

Où

période : est la période (une journée)

k : conductibilité thermique ($\text{W.m}^{-1}.\text{k}^{-1}$).

ρc : chaleur spécifique de l'air ($\text{Jm}^{-3}.\text{k}^{-1}$).

RN : rayonnement net (Wm^{-2}).

H : flux de chaleur sensible (Wm^{-2}).

LE : flux de chaleur latente (Wm^{-2}).

G : flux global dans le sol (Wm^{-2}).

T_1 : température du sol à la profondeur L .

I-2-4) Paramètres d'entrée du modèle

Les ensembles \vec{P} et \vec{Q} définies dans le paragraphe (II-2-3) caractérisent les entrées du système sol-proche atmosphère, ces paramètres sont: les paramètres optiques, les paramètres thermiques, les paramètres hydriques et les paramètres climatiques.

I-2-4-1) Paramètres optiques

a) Emissivité

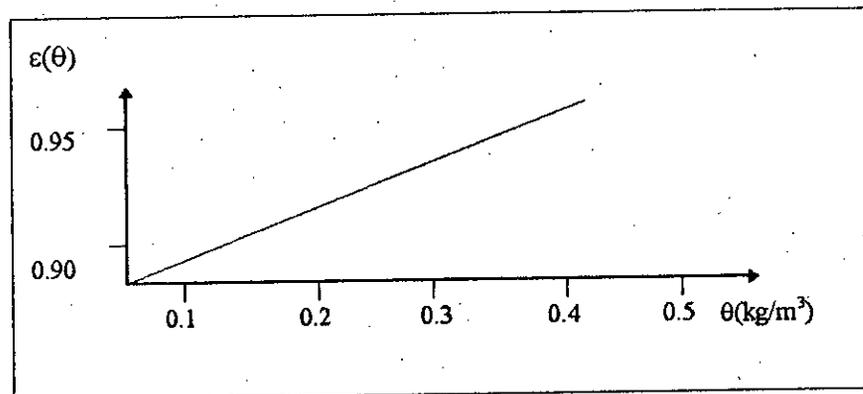
D'après les études faites par Seller, Canway, et Van Bavel [20], l'émissivité ε (FIG(II-2)) prend la formule suivante :

$$\varepsilon(\theta) = \varepsilon_1 \theta + \varepsilon_2$$

Où

θ : est l'humidité de volume ou la teneur en eau volumique (Kg/m^3).

$\varepsilon_1, \varepsilon_2$: des constantes ($\varepsilon_1 = 0.18$, et $\varepsilon_2 = 0.9$).



FIG(II - 2) Variation de l'émissivité avec la teneur en eau (Seller, Canway et Van Bavel)



b) L'albédo

Ce paramètre mesure la portion d'énergie réfléchi par le sol, son expression a été établie par Rass[7], [17], [25]. L'albédo $a(\theta)$ dépend de la nature de la végétation, et de la distance zénithale. Elle est donnée par:

$$a(\theta) = \frac{a}{1 + b \cos z'}$$

Où

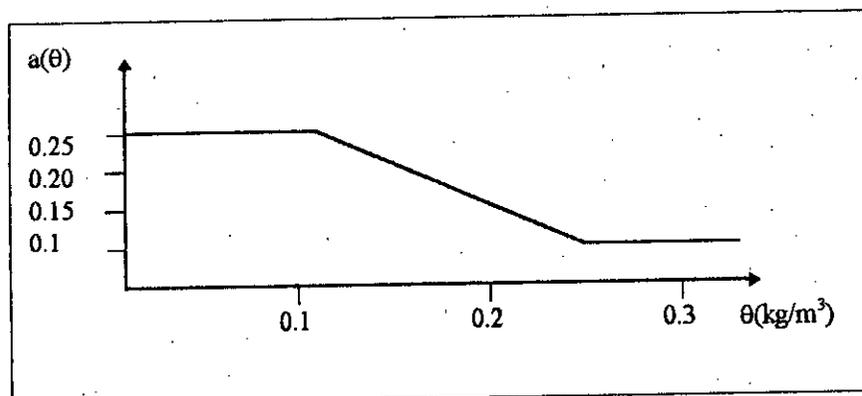
a : est l'albédo pour un zénith local nul.

b : est une constante dépendant de la structure de la végétation.

z' : distance zénithale locale.

Mais l'albédo est aussi fonction de l'humidité du sol; cette dépendance de l'humidité a été étudiée et formulée par Sellers et Linacre [53], FIG (II - 3) :

$$\begin{cases} a(\theta) = 0.1 + (0.25 - \theta) & 0.1 \leq \theta \leq 0.25 \\ a(\theta) = 0.1 & \theta > 0.25 \\ a(\theta) = 0.25 & \theta < 0.1 \end{cases}$$



FIG(II - 3) Variation de l'albédo avec la teneur en eau (Linacre et Seller)

II-2-4-2) Paramètres thermiques:

a) conductibilité thermique :

Elle correspond à la quantité de chaleur traversant 1 m de substance pendant une seconde, quand la différence de température est de 1°k (voir FIG(II-4)). Dans les limites de variations considérés, on peut linéariser cette variation et écrire [20]:

$$K_i(\theta) = k_1 \theta + k_2$$

Où

$$k_1 = 4.35$$

$$k_2 = 0.95$$

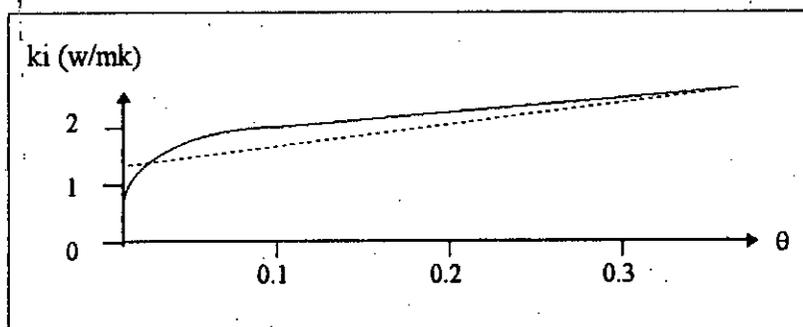


FIG (II - 4) Variation de la conductibilité thermique avec la teneur en eau

b) capacité calorifique volumique

Elle décrit l'aptitude d'un sol à absorber de la chaleur FIG(II-5). Elle est paramétrisée de la façon suivante [20]:

$$\rho c(\theta) = \rho c_1 \theta + \rho c_2$$

Où

$$\rho c_1 = 3,37.10^6$$

$$\rho c_2 = 1,39.10^6$$

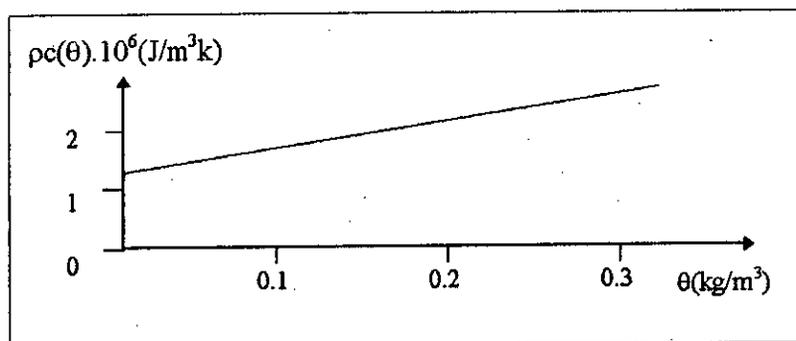


FIG (II-5) Variation de la capacité calorifique avec la teneur en eau (d'après Castinel et Crausse)

II-2-4-3) Paramètre hydrique

Ce paramètre est la hauteur d'eau h_s ou succion d'eau dans le sol. Il s'exprime en mètre. Cette hauteur d'eau est l'équivalent d'une énergie par unité de poids. C'est en quelque sorte l'énergie nécessaire à une centrifuge pour faire sortir l'eau contenue dans un échantillon de poids unité. La figure (II-6) en donne une illustration (sable de Grenoble, Tony 1970).

Cette hauteur d'eau à la surface détermine l'humidité relative à la surface du sol e' dont l'expression est :

$$e'(T_s, h_s) = \exp \frac{M_v g h_s}{RT_s}$$

Où

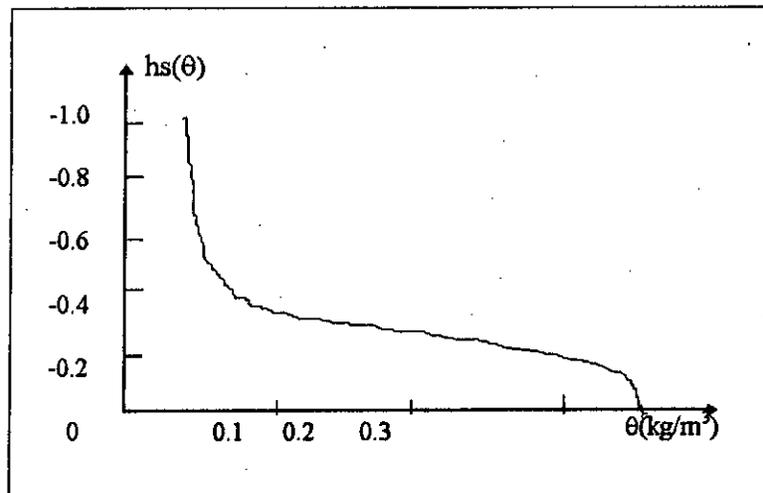
M_v : poids moléculaire de la vapeur d'eau (0.0180153 Kg/mole)

R : constante des gaz parfait (J.k⁻¹mole⁻¹).

g : accélération de la pesanteur (m.s⁻²).

h_s : hauteur d'eau (m).

T_s : température de la surface (k).

FIG(II -6) Hauteur d'eau $hs(\theta)$

I-2-4- 4) Paramètres climatiques

Les paramètres climatiques sont déterminés à partir de mesures expérimentales.

a) Température de l'air $T_a(t)$

La température de l'air est constituée de deux phases (Abdellaoui, 1986) [7]; pendant le jour elle suit les variations du flux solaire, alors qu'entre le lever du soleil et le coucher de soleil elle décroît linéairement ou exponentiellement, d'où

$$\begin{cases} T_a(t) = Ta_1 + Ta_2 \sin(w(t_s - t)) & t_r \leq t \leq t_s \\ T_a(t) = a.t + b & t_s < t < t'_r \end{cases}$$

Où

t est le temps.

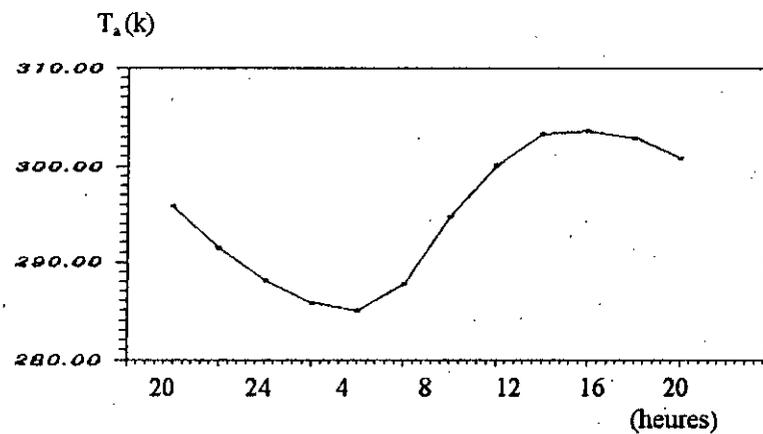
t'_r : temps de lever de soleil.

t_s : temps de coucher de soleil.

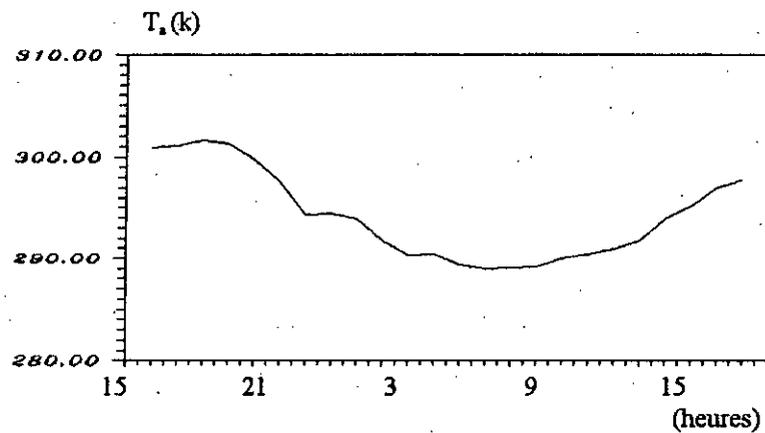
$t'_r = t_r + 24$ heures .

$t_0 = 8$ heures

a et b sont de telle sorte que la fonction $T_a(t)$ soit continue à l'instant t_s . Dans la phase d'élaboration de notre modèle nous prenons, pour T_a , des valeurs expérimentales mesurées en station. les figures (II-7) (a) et (b) fournissent respectivement les données Soer et une série de données Vauclin (d'après Abdellaoui)[69] .



(a) Données de Soer (Arizona, Novembre 1989)



(b) Données de Vauclin (1980)

FIG(II - 7) Température de l'air mesurée en station climatique

b) humidité de l'air e_a

C'est la pression partielle de vapeur d'eau dans l'air à la hauteur z_a [20]. Elle est donnée par :

$$e_a(t) = q_r(t) \cdot P_{sat}(t)$$

Où

P_{sat} est la pression de vapeur saturante.

$q_r(t)$ est l'humidité relative de l'air, dont la paramétrisation est de la forme :

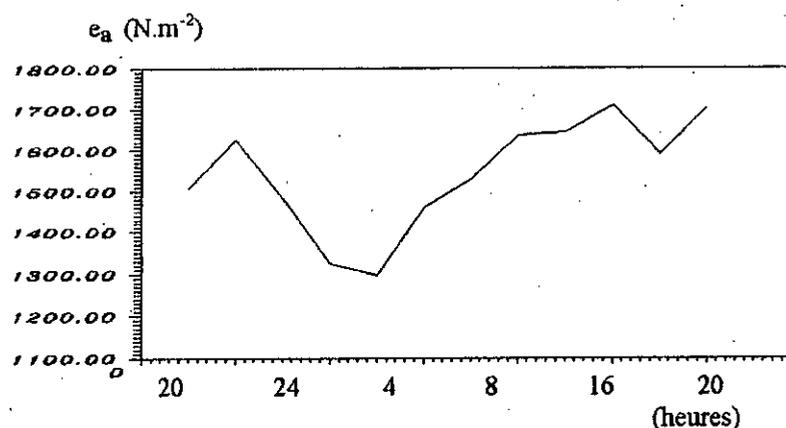
$$\begin{cases} q_r(t) = q_{r1} + q_{r2} & t_s < t < t_r \\ q_r(t) = q_{r1} + q_{r2} \cdot \sin(w(tq - t)) & t \leq t_s \text{ et } t \geq t_r \end{cases}$$

q_{r1} , q_{r2} des constantes, tel que

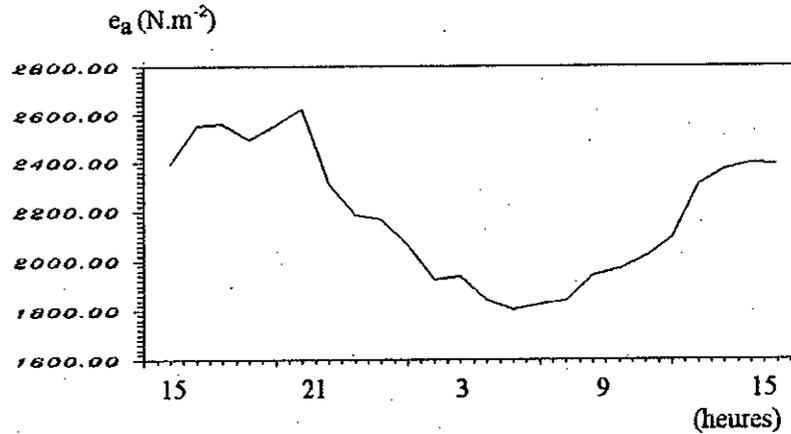
$$q_{r1} = 0,3 \quad \text{et} \quad q_{r2} = 0,1.$$

tq est égale à t_a .

On suppose que e_a est obtenu à partir de mesures en station. Les courbes (a) et (b) de FIG(II-8) représentent un exemple de variation de l'humidité de l'air (données expérimentales de Vauclin et de Soer, d'après A.Abdellaoui) [69]



(a) Données de Soer (Arizona, Novembre 1989)



(b) Données de Vauclin(80)

FIG(II -8) Humidité de l'air donnée par expérience

c) Densité ρ_a et chaleur spécifique C_p de l'air humide

La densité de l'air et la chaleurs spécifiques de l'air humide sont données [20] par :

$$\rho_a = \frac{[(p_a - e_a(T_a))M_a + e_a(T_a)M_v]}{R.T_a}$$

$$C_p = \frac{[1005(p_a - e_a(T_a)) + 1850 e_a(T_a)]}{p_a}$$

Où

P_a : pression de l'air (Pa).

M_a : poids moléculaire de l'air sec (0.0289644 Kg/mole)

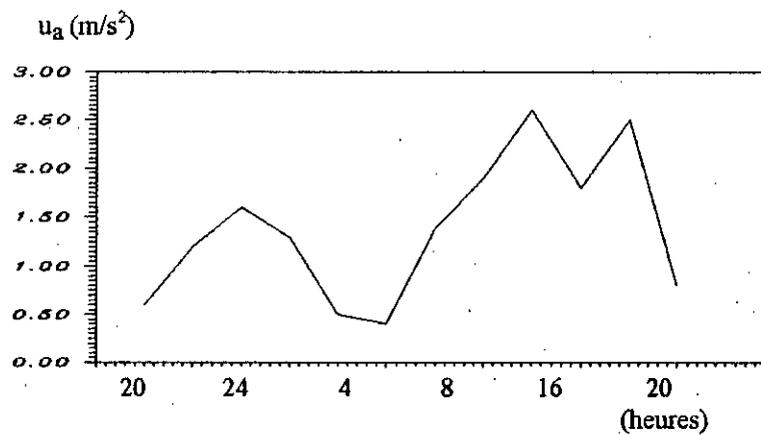
M_v : poids moléculaire de la vapeur d'eau (0.0180153 Kg/mole)

R : constante des gaz parfait($J.k^{-1}.mole^{-1}$).

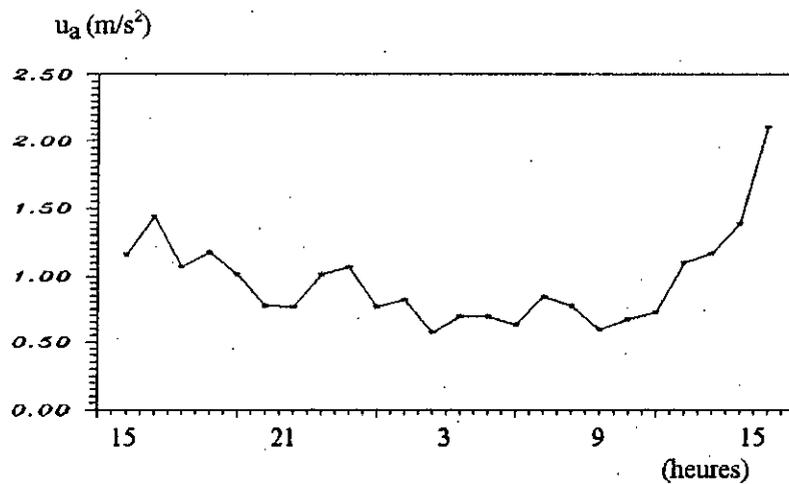
$e_a(T_a)$: humidité de l'air ou pression partielle de vapeur d'eau ($N.m^{-2}$).

d) Vitesse de vent horizontale $u_a(t)$

La variation de la vitesse du vent est aléatoire, ainsi, sa paramétrisation reste difficile. Ce paramètre joue un rôle important dans le flux de chaleur latente et de chaleur sensible, vu son rapport avec la résistance de transfert r_a . Les courbes (a) et (b) de FIG(II-9) donnent une idée de la variation de la vitesse du vent u_a pour les données de Soer et de Vauclin (d'après A. Abdellaoui)[68].



(a) données de Soer (Arizona, Novembre 1989)



(b) données de Vauclin (1980)

FIG(II - 9) Vitesse du vent donnée par expérience

II-2-5) Solution du problème

Les flux de chaleurs et les flux radiatifs, à l'interface sol-proche atmosphère, sont gouvernés par l'équation du bilan énergétique formulée dans le paragraphe(II-2-3) et dont le modèle est représenté par le système d'équation (II-6).

On suppose pour la résolution du problème (II-6) que le profil de la teneur en eau volumique θ est constant, ce qui implique donc une capacité calorifique et une conductibilité thermique constantes en profondeur.

La température du sol est la solution de l'équation de conduction décrite par (II-6). Les données d'entrées de ce modèle sont définis par les deux ensemble \bar{P} et \bar{Q} définis dans le paragraphe (II-2-3).

$$\begin{cases} k_i \frac{\partial^2 T}{(\partial z)^2} = \rho c \frac{\partial T}{\partial t} \\ -k_i \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} = RN + LE + H \\ T(l, t) = T_1 \\ T(l, t) = T(l, t + \text{période}) \end{cases} \quad (\text{II-6})$$

Avec la condition initiale :

$$T(z, 0) = T_0(z) \quad (\text{II-7})$$

Où

- T : température en profondeur du sol (k).
- k_i : conductibilité thermique ($J.m^{-3}k^{-1}$).
- z : profondeur du sol (m).
- période : égale à une journée (heures).
- T_1 : température de la nappe phréatique (à la profondeur l) ($^{\circ}k$).
- H : le flux de chaleur sensible (wm^{-2}).
- LE : le flux de chaleur latente (wm^{-2}).
- G : le flux total dans le sol (wm^{-2}).

Le problème d'existence et d'unicité de la solution du système (II-6), qui est un problème non linéaire à cause de la dépendance non linéaire de G en T , a fait l'objet de plusieurs études théoriques [17], [21],[24],[50].

La résolution du problème (II-6), par l'analyse de Fourier [18], [15], nécessite une linéarisation des différents flux contribuant au bilan d'énergie, cette méthode donne une solution approchée. Mais malgré son avantage d'être simple et rapide, elle peut engendrer des erreurs à cause des approximations sur les flux [23], [56]. Les méthodes numériques développées concernant la résolution numérique de ce problème assurent un résultat relativement correct [21], [23], [49].

Pour résoudre le problème (II-6) nous avons utilisé la méthode des différences finies avec un schéma implicite (dit de Cranck Nickolson) [55], [57], [58]. La structure tridiagonale de la matrice obtenue par discrétisation du système nous permet d'utiliser l'algorithme de Thomas [59]. Une description par éléments finis du 3^{ème} ordre est plus précise, mais beaucoup plus lourde car la matrice du système discrétisé ainsi obtenue ne présente pas la forme tridiagonale dont l'inversion est immédiate par l'algorithme de Thomas (Annexe C).

II-2-5-1) La condition initiale

L'étude du comportement de la température du sol, en profondeur, a montré que cette dernière prend une forme sinusoïdale atténuée. Elle dépend des caractéristiques du sol tel que: le coefficient de diffusivité thermique [35]; la rapidité de convergence de la solution dépend du choix de la condition initiale exacte. Dans ce qui suit nous montrons que la méthode de résolution adaptée conduit à une solution exacte du problème (II-6) et qu'elle ne dépend pas de la condition initiale dans le cas où les flux sont périodiques. Cette condition initiale a été considérée [20] comme une solution indépendante du temps, vérifiant :

$$G = \frac{\partial^2 T_0(z)}{\partial z^2} = 0 \quad (\text{II - 8})$$

Où

G : est le flux global dans le sol ($w.m^{-2}$).

La solution de l'équation (II - 8), donne le profil initial de la température au niveau du sol :

$$T_0(z) = \frac{T_1 - T''}{T_1} z + T'' \quad (\text{II-9})$$

Où

l : profondeur du sol considéré (m).

T_1 : est la température du sol à la profondeur l ($^{\circ}\text{K}$).

$$T'' = (T_{\text{min}} + T_{\text{max}})/2$$

Avec

T_{min} : est la température minimale du sol ($^{\circ}\text{K}$).

T_{max} : est la température maximale du sol ($^{\circ}\text{K}$).

Les études expérimentales sur l'analyse de la nature du sol montrent que la température du sol en profondeur, $T(z,t)$ [35] est donnée par :

$$T(z,t) = T''_0 e^{-mz} \sin(\omega t - mz) + T_1$$

Avec

$$\omega = \sqrt{\frac{W}{2d^2}} \quad \text{et} \quad m = \sqrt{\frac{W}{a}}$$

Où

d : est la diffusivité thermique donnée par : $d = (ki/\rho c)$

ω : est la fréquence angulaire de la terre donnée par : $\omega = (2\pi/24.3600)$ (rd/s).

$$T''_0 : T'$$

$$a = ki / \rho c$$

Le choix de la solution initiale $T_0(z)$ n'est pas unique, et il est montré que la rapidité de la convergence de la solution du système (II-6) vers la solution qui correspond à la condition initiale exacte dépend de ce choix. Cependant elle peut être estimée dans le cas où les flux sont périodiques, et dans ce cas la solution tend vers la solution périodique $T_{\text{période}}(z,t)$ et la condition de périodicité $T(0,t) = T(0,t+\text{période})$ est vérifiée.

Où

période: est la période d'une journée.

On pose :

$$e(z,t) = T(z,t) - T_{\text{période}}(z,t)$$

verifiant le système :

$$\left\{ \begin{array}{l} \rho c \frac{\partial e(z,t)}{\partial t} - k i \frac{\partial^2 e(z,t)}{\partial z^2} = 0 \\ k i \frac{\partial e(z,t)}{\partial z} \Big|_{z=0} = 0 \\ e(L,t) = 0 \\ e(z,0) = T(z,0) - T_{\text{période}}(z,0) . \end{array} \right. \quad (\text{II-10})$$

Où

L : est la profondeur du sol .

$T_{\text{période}}$: solution initiale exacte et qui est périodique.

ki : conductibilité thermique.

ρc : capacité calorifique.

Avec la technique de séparation de variable, on obtient :

$$e(z,t) = \sum_{k=0}^{\infty} A_k e^{-\left(\frac{k}{\rho c L^2}\right)\left(\frac{\pi}{2+k\pi}\right)^2 t} \cos\left[\sqrt{\left(\frac{k}{\rho c}\right)\left(\frac{\pi}{2+k\pi}\right)\frac{z}{L}} \right] \quad (\text{II-11})$$

Où les coefficients A_k sont donnée sont par décompositions de $e(z,t)$ en série de Fourier.

à l'instant $t = 0$, l'équation (II-11) devient :

$$e(z, 0) = T(z, 0) - T_{\text{période}}(z, 0) = \sum_{k=0}^{\infty} A_k \cos\left[\sqrt{\left(\frac{k}{\rho c}\right)\left(\frac{\pi}{2+k\pi}\right)\frac{z}{L}} \right] \quad (\text{II-12})$$

Pour des flux périodiques la solution $T(z,t)$ du problème (II-6) tend vers la solution périodique

$T_{\text{période}}$ et la condition de périodicité $T(z,t) = T_{\text{période}}(z, t)$ [23] vérifiée donc :

$$e(z,t) \leq e^{-\left(\frac{k}{\rho c L^2}\right)\left(\frac{3\pi}{2}\right)^2 t} \left| T_0(z) - T_{\text{période}}(z,t) \right| \quad (\text{II - 13})$$

qui montre que pour $t=0$,

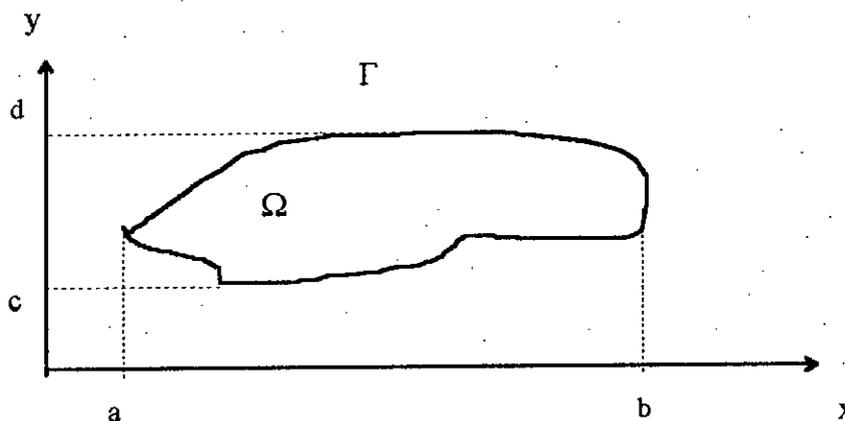
$$t \geq \max \left\{ 0, \left(\frac{\rho c}{ki} \right) \left(\frac{2L}{3\pi} \right)^2 \text{Ln} \left(\frac{|T_0(z) - T_{\text{période}}(z,0)|}{\varepsilon} \right) \right\} \quad (\text{II} - 14)$$

La différence entre la valeur initiale exacte de la température du sol et la valeur initiale de la température du sol avec laquelle notre système est initialisé, est inférieur à ε . Cette formule nous permet de déterminer le nombre de pas nécessaire dans la méthode de Crank Nickolson pour obtenir la prédiction ε désirée. L'application de la méthode de résolution pour les données expérimentaux de Vauclin montre que la convergence de la solution vers la solution périodique à une erreur $\varepsilon = 0.05$ est de trois périodes de 24 heures.

II-2-5-2) Méthode des différences finis

II-2-5-2-1) La discrétisation du domaine

Soit un domaine borné Ω , défini dans \mathbb{R}^2 et limité par Γ (FIG(II-10)).



FIG(II-10)

On pose $[a,b] = P_1(\Omega)$, et $[c,d] = P_2$

Où

P_1 et P_2 sont les opérateurs de projection sur la première et la deuxième composante, respectivement.

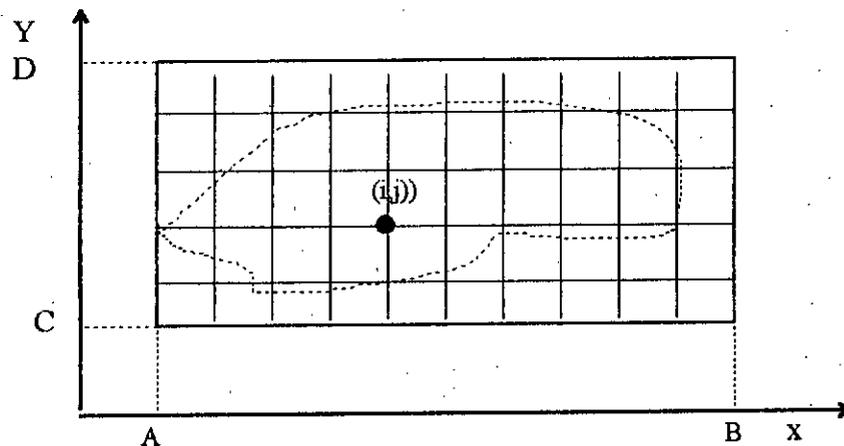
On considère alors un pavé $[A,B] \times [C,D]$ tel que :

$$[a,b] \subset [A,B] \text{ et } [c,d] \subset [C,D]$$

On construit le réseau de points de \mathbb{R}^2 , donné par :

$$R_{ik} = \{M_{i,j} \in \mathbb{R}^2 / M_{i,j} = (A+i.h, C+j.k); i=0, \dots, n; j=0, \dots, m\}$$

Où n définit le nombre de mailles sur le segment $[A, B]$, et m est le nombre de mailles sur le segment $[C,D]$ (FIG(II-11)).



FIG(II - 11)

En général, on s'arrange pour que le réseau s'adapte au domaine Ω . Où précisément, lorsque le domaine Ω est un pavé $[a,b] \times [c,d]$, on prend $A=a$, $B=b$, $C=c$, et $D=d$.

II-2-5-2-1) Approximation des dérivées par des équations aux différences finies

Soit $u(x,y)$ une fonction de deux variables indépendantes que nous supposons suffisamment différentielles. L'utilisation du développement en série de Taylor de $u(x,y)$ au point $(x+h,y+k)$, nous donne :

$$u(x+h, y+k) = u(x, y) + h \frac{\partial u}{\partial x}(x, y) + k \frac{\partial u}{\partial y}(x, y) + \frac{h^2}{2!} \frac{\partial^2 u}{\partial x^2}(x, y) + hk \frac{\partial^2 u}{\partial x \partial y}(x, y) + \frac{k^2}{2!} \frac{\partial^2 u}{\partial y^2}(x, y) + \dots + \frac{1}{(n-1)!} \left(h \frac{\partial}{\partial x} + k \frac{\partial}{\partial y} \right)^{(n-1)} u(x, y) + R_n$$

avec

$$R_n = \frac{1}{n!} \left(h \frac{\partial}{\partial x} + k \frac{\partial}{\partial y} \right)^{(n)} u(x + \xi h, y + \eta k)$$

et

$$\xi \in]0, 1[, \quad \eta \in]0, 1[.$$

Ou encore

$$R_n = O(|h| + |k|)^n$$

étant donné le point $u_{i,j}$ donnée par :

$$u_{i,j} = u(A + ih, C + ik)$$

On note :

$$u_x = \frac{\partial u}{\partial x}(A + ih, C + ik)$$

$$u_{xx} = \frac{\partial^2 u}{\partial x^2}(A + ih, C + ik)$$

ect ...

Nous avons donc:

$$u_{i-1,j} = u_{i,j} - hu_x + \frac{h^2}{2!} u_{xx} - \frac{h^3}{3!} u_{xxx} + \frac{h^4}{4!} u_{xxxx} + R_5 \quad (\text{II} - 15)$$

$$u_{i+1,j} = u_{i,j} + hu_x + \frac{h^2}{2!} u_{xx} + \frac{h^3}{3!} u_{xxx} + \frac{h^4}{4!} u_{xxxx} + R_5' \quad (\text{II} - 16)$$

par addition et soustraction de (II-15) et (II-16) nous obtenons :

$$u_x = \frac{u_{i+1,j} - u_{i-1,j}}{2h} + O(h) \quad (\text{II} - 17)$$

$$u_x = \frac{u_{i,j} - u_{i-1,j}}{h} \quad (\text{II} - 18)$$

$$u_x = \frac{u_{i+1,j} - u_{i-1,j}}{2h} \quad (\text{II - 19})$$

u_x est approché par différences finies d'ordre 1 progressive (II-17), régressive (II-18), et symétrique (II-19), on obtient ainsi :

$$u_{xx} = \frac{u_{i-1,j} - 2u_{i,j} + u_{i+1,j}}{h^2} + O(h^2)$$

$O(h^2)$ étant l'approximation en h d'ordre 2.

a) Le schéma implicite

Si nous considérons l'équation parabolique suivante:

$$\frac{\partial u}{\partial t}(x,t+s) = \frac{\partial^2 u}{\partial x^2}(x,t+s); \quad \text{pour } (x,t) \in R_{hs}; x \in]0,1[, t \in]0,T-1[\quad (\text{II - 20})$$

avec $s=\Delta t$ et $h=\Delta x$,

Nous pouvons écrire,

$$\frac{u_i^{j+1} - u_i^j}{s} + o(s) = \frac{u_{i-1}^{j+1} - 2u_i^{j+1} + u_{i+1}^{j+1}}{h^2} + O(h^2); \quad i=1,\dots,n; j=1,\dots,m \quad (\text{II - 21})$$

Si on néglige $O(s)$ et $O(h)$ on aura:

$$\frac{u_i^{j+1} - u_i^j}{s} = \frac{u_{i-1}^{j+1} - 2u_i^{j+1} + u_{i+1}^{j+1}}{h^2}; \quad i=1,\dots,n-1; j=1,\dots,m-1 \quad (\text{II - 22})$$

Et en posant $\lambda = \frac{s}{h}$ on aura

$$-\lambda u_{i-1}^{j+1} + (1+2\lambda) u_i^{j+1} - \lambda u_{i+1}^{j+1} = u_i^j; \quad i=1,\dots,n-1; j=1,\dots,m-1 \quad (\text{II - 23})$$

L'équation (II - 23) permet ainsi de déterminer des approximation de la solution du problème

(II - 6), connaissant tous les points u_i^j au temps $t=j.s$ et permet d'obtenir toutes les valeurs u_i^{j+1} , mais cette opération nécessite la résolution du système linéaire.

La méthode est alors implicite (voir Annexe D).

b) Schéma explicite

Si nous considérons le schéma de l'équation parabolique (II - 20) :

on écrit :

$$\frac{u_i^{j+1} - u_i^j}{s} + o(s) = \frac{u_{i-1}^j - 2u_i^j + u_{i+1}^j}{h^2} + o(h^2) ; \quad i=1, \dots, n-1 ; j=1, \dots, m-1 \quad (\text{II - 24})$$

Définissons alors un ensemble de valeurs approchées de u_i^n notées v_i^n par le schéma :

$$\frac{v_i^{j+1} - v_i^j}{s} = \frac{v_{i-1}^j - 2v_i^j + v_{i+1}^j}{h^2} ; \quad i=1, \dots, n ; j=1, \dots, m-1 \quad (\text{II - 25})$$

ou, en posant $\lambda = \frac{s}{h^2}$, nous obtenons:

$$v_i^{n+1} = \lambda v_{i-1}^n + (1 - 2\lambda)v_i^n + \lambda v_{i+1}^n ; \quad i=1, \dots, n-1 ; j=1, \dots, m-1; \quad (\text{II - 26})$$

L'équation (II - 26) permet de déterminer de proche en proche des approximations de la solution du problème (II - 6). Si on connaît toutes les valeurs u_i^j au temps $t=j.s$, on peut calculer les valeurs u_i^{j+1} directement. c'est la méthode explicite (voir Annexe D).

II-2-5-2-2) Schéma de la solution

Il s'agit de résoudre l'équation de la chaleur à une dimension de la forme:

$$ki \frac{\partial^2 u(z,t)}{\partial z^2} = \rho c \frac{\partial u(z,t)}{\partial t} \quad (\text{II - 27})$$

Avec la condition initiale :

$$u(z,0) = u_0$$

Et les conditions aux limites:

$$u(L, t) = u_L$$

$$-ki \frac{\partial u(z, t)}{\partial z} \Big|_{z=0} = G$$

On pose $\lambda = (ki/\rho c)(\Delta t/\Delta z^2)$

Soit donc le schéma implicite de la méthode de Cranck Nickolson, donné par :

$$-\lambda u_{i-1}^{j+1} + (2+2\lambda)u_i^{j+1} - \lambda u_{i+1}^{j+1} = \lambda u_{i-1}^j + (2-2\lambda)u_i^j + \lambda u_{i+1}^j \quad (\text{II} - 28)$$

Le problème se pose pour la condition aux limites :

$$-ki \frac{\partial u(z, t)}{\partial z} \Big|_{z=0} = G$$

soit $u_g = u(-1, t)$, le point gauche de $u(0, t)$, on aura donc à l'instant $j \cdot \Delta t$:

$$-ki \left(\frac{u_2^j - u_g^j}{2h} \right) = G^j \quad \Rightarrow \quad u_g^j = \frac{2h}{ki} G^j + u_2^j \quad (\text{II} - 29)$$

Pour $i = 0$, l'équation (II-28) devient :

$$-\lambda u_g^j + (2+2\lambda)u_1^{j+1} - \lambda u_2^{j+1} = \lambda u_g^j + (2-2\lambda)u_1^j + \lambda u_2^j \quad (\text{II} - 30)$$

En remplaçant u_g^j par sa valeur dans (II-30), nous aurons :

$$(1+\lambda)u_1^j - \lambda u_2^{j+1} = \frac{\Delta x}{ki} \lambda [G^{j+1} + G^j] + (1-\lambda)u_1^j + \lambda u_2^j, \quad i=1 \quad (\text{II} - 31)$$

$$-\lambda u_{i-1}^{j+1} + (2+2\lambda)u_i^{j+1} - \lambda u_{i+1}^{j+1} = \lambda u_{i-1}^j + (2-2\lambda)u_i^j + \lambda u_{i+1}^j, \quad i=2, N-1 \quad (\text{II} - 32)$$

$$\xi(n, j, \alpha) = \frac{\varphi((n+1)s)}{\varphi(ns)}$$

La condition suffisante de stabilité [61] est :

$$|\xi| \leq 1 \quad \forall n, \forall j, \forall \alpha.$$

Démonstration

Le schéma aux différences utilisé est :

$$-\lambda u_{i-1}^{j+1} + (2+2\lambda)u_i^{j+1} - \lambda u_{i+1}^j = \lambda u_{i-1}^j + (2-2\lambda)u_i^j + \lambda u_{i+1}^j \quad (\text{II-36})$$

l'équation (II-36) devient en utilisant (II-34) et (II-35) :

$$-\lambda \varphi(t+s)e^{i\alpha(x-h)} + (2+2\lambda)\varphi(t+s)e^{i\alpha x} - \lambda \varphi(t+s)e^{i\alpha(x+h)} = \lambda \varphi(ts)e^{i\alpha(x-h)} + (2-2\lambda)\varphi(ts)e^{i\alpha x} + \lambda \varphi(ts)e^{i\alpha(x+h)} \quad (\text{II-37})$$

D'où

$$\xi = \frac{\varphi(t+s)}{\varphi(ts)} = \frac{\lambda e^{i\alpha(x-h)} + (2-2\lambda)e^{i\alpha x} + \lambda e^{i\alpha(x+h)}}{-\lambda e^{i\alpha(x-h)} + (2+2\lambda)e^{i\alpha x} - \lambda e^{i\alpha(x+h)}}$$

En simplifiant par $e^{i\alpha x}$ on aura :

$$\xi = \frac{\lambda e^{-i\alpha h} + (2-2\lambda) + \lambda e^{i\alpha h}}{-\lambda e^{-i\alpha h} + (2+2\lambda)e^{i\alpha h} - \lambda e^{i\alpha h}}$$

En remplaçant $e^{i\alpha h}$ par $\cos(\alpha h) + j \sin(\alpha h)$ on aura :

$$\xi = \frac{2\lambda \cos(\alpha h) + 2 - 2\lambda}{-2\lambda \cos(\alpha h) + 2 + 2\lambda}$$

$$\xi = \frac{1 - 2\lambda \sin^2(\alpha h / 2)}{1 + 2\lambda \sin^2(\alpha h / 2)}$$

$$2\lambda \sin^2(\alpha h / 2) > 0 \quad \forall h, \alpha$$

$$\text{d'où } |\xi| \leq 1 \quad \forall n, \alpha, j, h$$

II-2-5-4) Algorithme et organigramme de la méthode de résolution

La méthode de résolution du problème (II-6) par la méthode des différences finies, comprend deux étapes qui sont:

- étape 1: cette étape consiste à initialiser le processus de résolution du problème (II-6), Car la vitesse de convergence de la solution dépend de l'exactitude de la valeur initiale $T(z,0)$. pour cela, on applique les étapes (1), (2), ...(4) de l'algorithme pendant trois périodes pour obtenir la précision désirée sur la valeur initiale.
- étape 2: cette étape consiste à résoudre le problème (II-6) au pas de temps; les étapes(1), ..., (4) sont appliquées, dans ce cas la solution arbitraire $T(z,0)$ est celle trouvée dans l'étape 1.

Algorithme

(1) on commence par une solution arbitraire $T(z,0)$

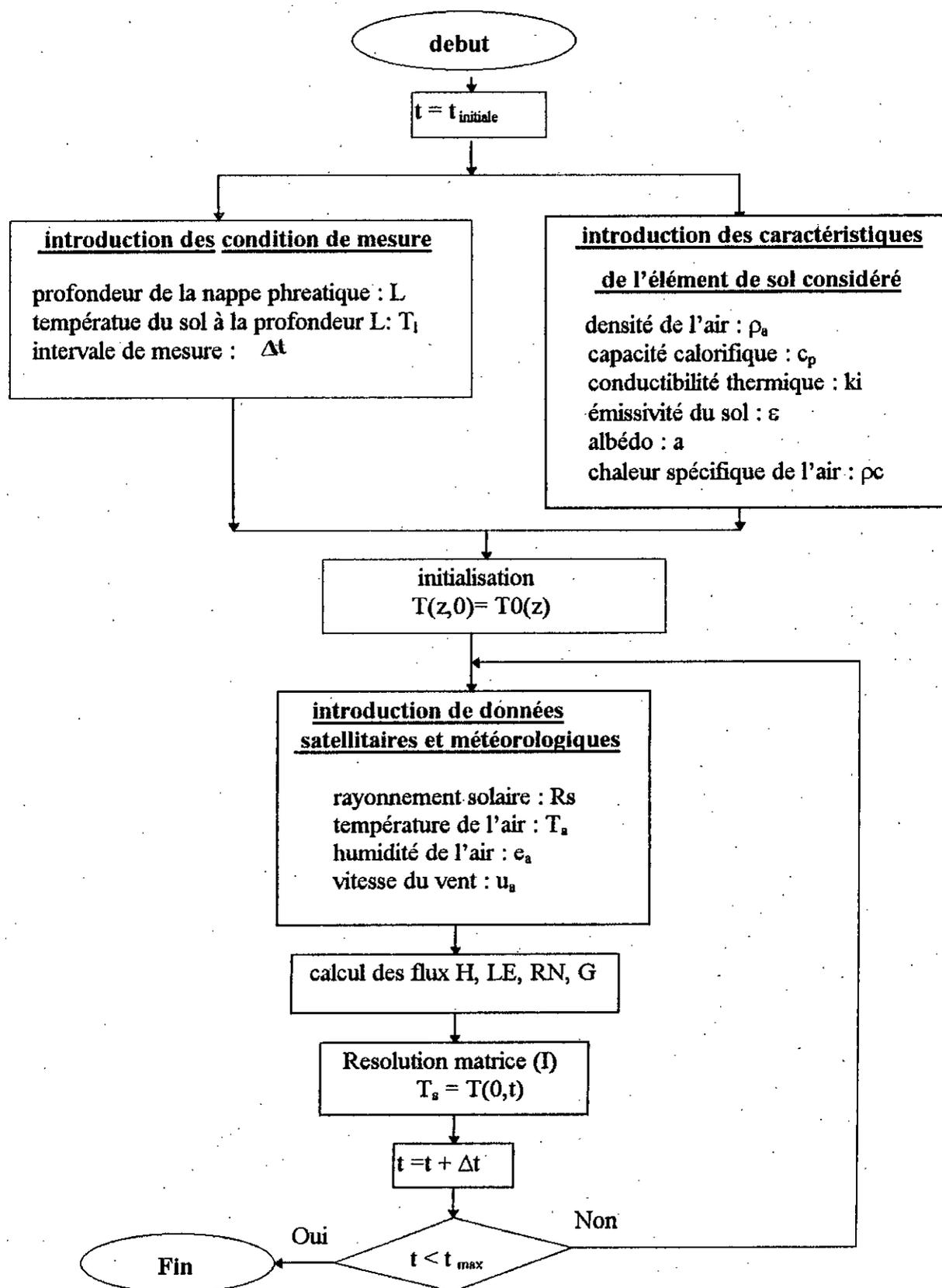
(2) on injecte $T(z,0)$ dans l'équation du bilan G

(3) on résout le système d'équation (II-6), pour obtenir la nouvelle valeur $T(z,0)$

(4) on passe à (2).

L'organigramme de cet algorithme est le suivant:

Organigramme



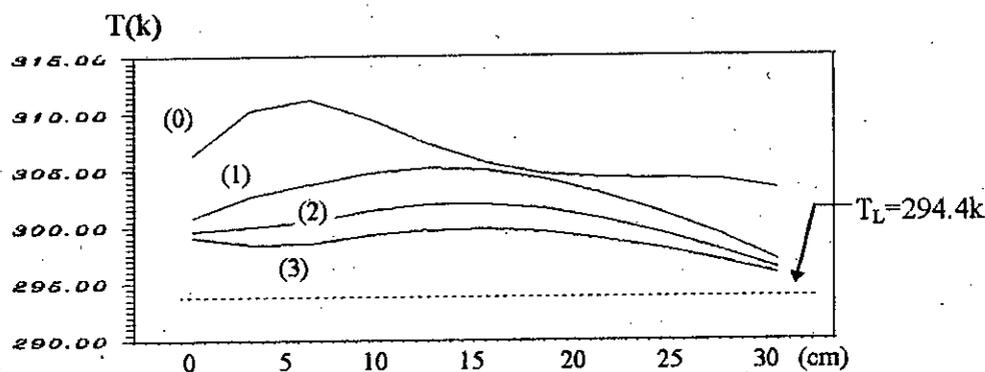
II-2-6) Validation du modèle

Le modèle d'analyse a été testé avec des données expérimentales de Vauclin qui sont fournies toutes les heures pour une période de 24 heures à partir de 15^h. Les valeurs expérimentales n'étant pas les mêmes à 15^h pour les deux jours consécutifs. Le tableau (II-1) donne les caractéristiques de l'expérience de Vauclin.

paramètres	Vauclin	Soer	unités
albédo	0.19	0.25	
émissivité	0.98	0.98	
conductibilité thermique	2.49	1.1	$Wm^{-3}k^{-1}$
capacité calorifique	$2.88 \cdot 10^6$	$1,8 \cdot 10^8$	$Jm^{-3}k^{-1}$
humidité relative à la surface	100 %	100%	
profondeur L	0.3	0.7	m
température de surface à la profondeur L	294.4	303.3	k

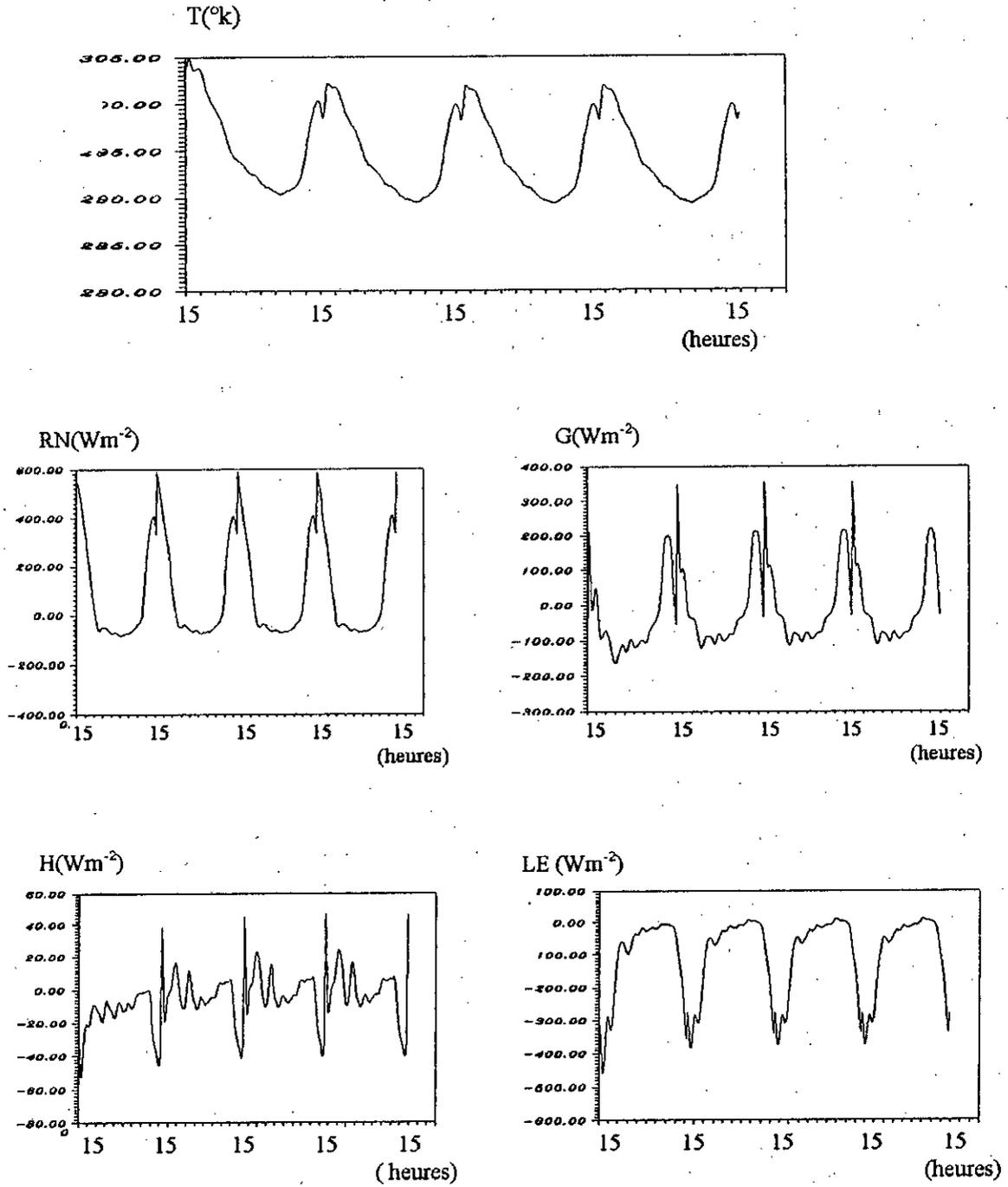
Tableau (I-2): paramètres caractéristiques pour les expériences de Vauclin et de Soer.

L'application de la méthode numérique de résolution aux données expérimentales de Vauclin montre que les profils de la température du sol en profondeur (0), (1), (2), (3) correspondants à $T(z,t)$, $T(z,t+1 \text{ période})$, $T(z,t+2 \text{ période})$ et $T(z,t+3 \text{ période})$ respectivement (FIG(I-16)), convergent vers le profil exact de la température du sol, et il se rencontrent en un seul point commun en $z = 0.3m$ correspondant à la profondeur de la nappe phréatique de $T_L = 294.4 k$.



FIG(II-12) Profils de la température de sol.

La solution du problème (II-6) converge vers la solution exacte à une erreur $\epsilon=0.05$ près, après 3 périodes de 24 heures (FIG(II-13)).



FIG(II-13) Convergence des flux de surface

II-2-7) Exploitation des trois modèles de la résistance aérodynamiques

Une étude comparative des trois modèles consiste à appliquer les trois modèles de la résistance aérodynamique (le modèle de Vauclin, le modèle de Kreith-Sellers et le modèle de Riou) aux données expérimentales de Vauclin.

Pour une étude beaucoup plus approfondie, nous allons essayer d'étudier l'évolution de l'erreur instantanée $erreur(t)$, générée par chaque modèle de la résistance aérodynamique, et définie comme suit:

$$erreur(t) = G1(t) - G2(t)$$

Avec

$$G1(t) = H(T_s, t) + RN(T_s, t) + LE(T_s, t)$$

$$G2(t) = -Ki \frac{\partial T(z, t)}{\partial z} \Big|_{z=0}$$

Où

$H(T_s, t)$: flux de chaleur sensible.

$RN(T_s, t)$: rayonnement net.

$LE(T_s, t)$: flux de chaleur latente.

T_s : température de surface.

$T_s(t, z)$: température de sol.

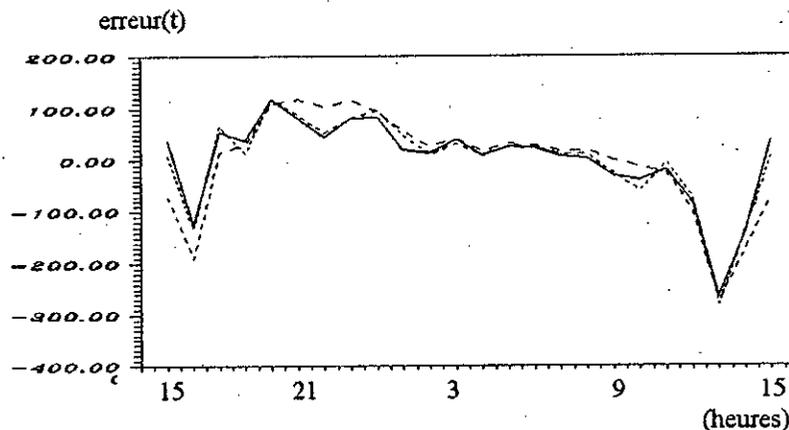
Remarques

L'étude de l'évolution de l'erreur instantanée, nous montre, que les trois modèles approximent la solution dans l'intervalle $[1^{\text{heure}}, 9^{\text{heure}}]$ où la vitesse du vent est faible ($u_s < 1 \text{ms}^{-1}$), et

$(T_s - T_a)$ est inférieur à 5°k . Alors que pendant l'intervalle $[15^{\text{heure}}, 1^{\text{heure}}]$ et $[9^{\text{heure}}, 15^{\text{heure}}]$, le modèle Riou semble être le plus convenable pour des cas d'instabilité permanente vu qu'il présente l'erreur instantanée minimale FGIG(II-14). Le tableau (II-2) donne les erreurs relatives apportées par ces trois modèles, le modèle Riou sera utilisé pour l'étude de la sensibilité qui sera traitée dans le chapitre III.

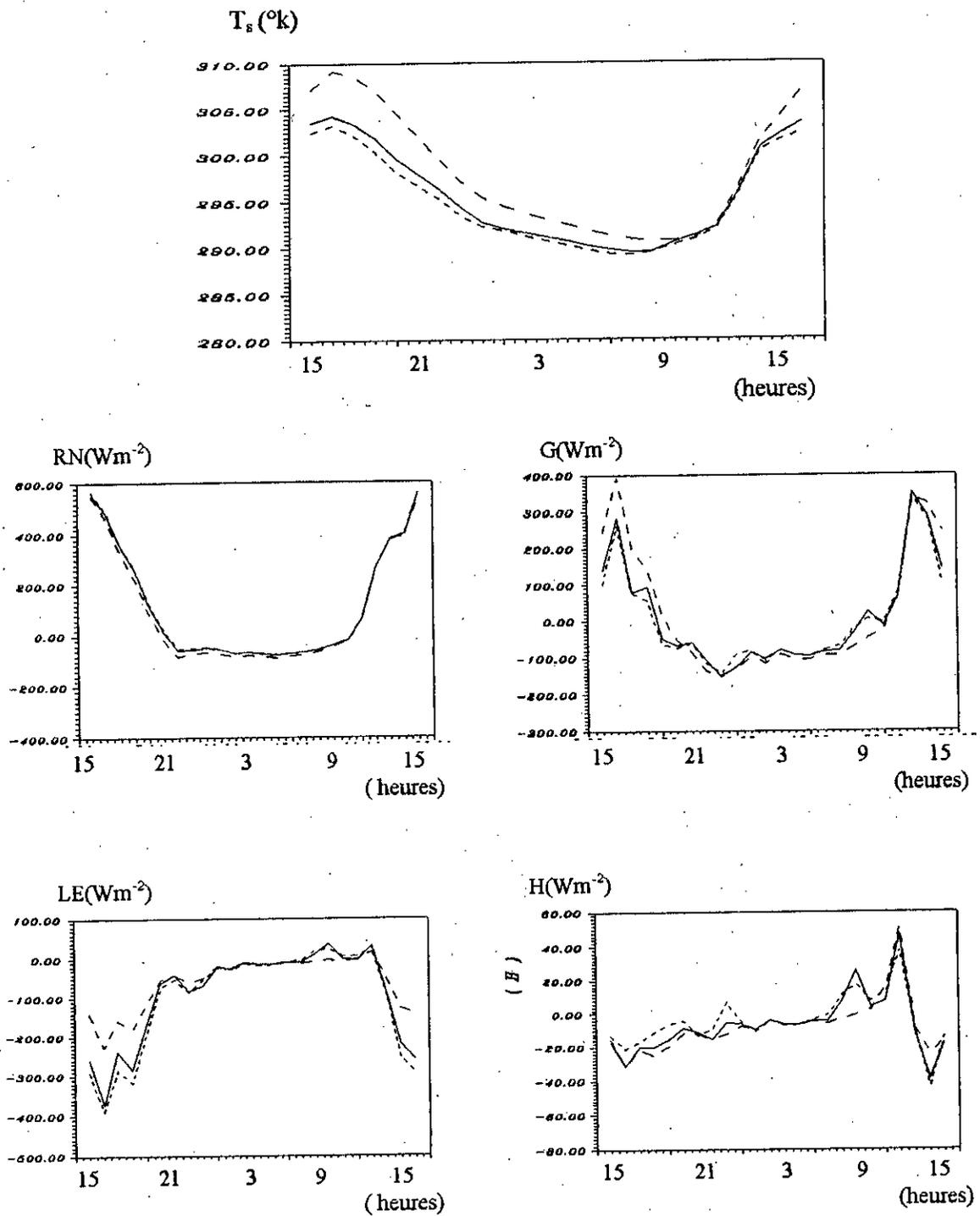
Modèle	Erreur relative
Vauclin	0.634
Kreith-Sellers	0.806
Riou	0.591

Tableau(II-2) erreur relative donnée par les trois modèles



FIG(II-15) évaluation de l'erreur instantanée des trois modèles

La FIG(II-16) montre que les deux modèles de Vauclin et de Riou sont comparables, celui de Kreith-Sellers donne une température de surface T_s élevée ce qui limite son utilisation.



FIG(II-16) Résultats de la simulation obtenus par les trois modèles

- modèle de Riou
- modèle de Vauclin
- . - . modèle de Kreith-Sellers

II-3) Conclusion

Le modèle de simulation présenté dans ce chapitre repose sur la prise en compte simultanée des échanges d'énergie et des transferts thermiques au niveau de l'interface sol-proche atmosphère. Il permet de simuler la variation de la température de surface et des flux correspondants. Ce modèle de simulation à l'échelle locale permettant, avant tout, de tester la capacité du système d'équations utilisées pour traduire l'évolution diurne des paramètres considérés (température de surface, flux radiatifs ou flux de chaleur), ainsi que d'apprécier la sensibilité des différents paramètres (les paramètres climatiques tel que: la température de l'air, l'humidité de l'air et la vitesse du vent, ou les paramètres caractéristiques du milieu tel que: la conductibilité thermique, l'emissivité, l'albédo...).

Ce modèle a par ailleurs été élaboré pour avoir un algorithme rapide, simple, tout en gardant une précision raisonnable.

Chapitre III : Etude de la sensibilité

du modèle aux données d'entrée

III-1) Introduction

Il est intéressant d'étudier les effets d'une variation d'un paramètre d'entrée donné, physique ou météorologique, sur la température du sol et les flux de chaleur. Il s'agit donc d'étudier la sensibilité du modèle d'analyse du bilan d'énergie à l'interface sol-atmosphère à une variation plus ou moins importante de ces paramètres. On peut parler de sensibilité partielle dans la mesure où l'on considère que le système sol-atmosphère ne réagit pas de façon dynamique en provoquant simultanément la variation d'autres paramètres lorsqu'on en fait varier un seul. Il est à remarquer que cette hypothèse n'est concevable que théoriquement. En réalité, les paramètres physiques et météorologiques ne varient pas indépendamment les uns des autres.

Le but de notre travail est de pouvoir générer les paramètres d'ordre secondaires (H, LE, G, RN), néanmoins ces paramètres nécessitent la connaissance de certains paramètres non accessibles par imagerie satellitaire (T_a , e_a , u_a). Pour cela on fera une étude de la sensibilité partielle sur des données expérimentales, qui doit permettre de déterminer les paramètres produisant les effets les plus importants et les plus caractéristiques afin d'éliminer tout ou partie des paramètres non accessibles par imagerie satellitaire.

Le modèle d'analyse proposé dans le chapitre précédent constitue un modèle réaliste pour simuler les variations journalières de la température de sol et des flux de chaleur, nous allons l'utiliser pour étudier la sensibilité des flux de sorties aux paramètres d'entrée.

Dans une première étape nous avons fait plusieurs expériences en introduisant des perturbations uniformes et des perturbations arbitraires sur les données d'entrées. Nous avons commencé par une perturbation de 5%, qui est considérée comme la perturbation minimale affectant les paramètres, T_a , e_a et u_a et nous avons augmenté la perturbation pour chaque simulation afin d'apprécier les limites de sensibilité du système aux différentes perturbations. Nous avons remarqué que:

- L'effet sur les flux apparaît à partir d'une perturbation de 15% sur T_a .
- L'effet sur les flux apparaît à partir d'une perturbation de 70% sur e_a .
- L'effet sur les flux apparaît à partir d'une perturbation de 150% sur u_a .

Dans une deuxième étape on s'est intéressé à l'étude des différents effets des perturbations uniformes de 20% de T_a , 90% de e_a et 200% de u_a sur les flux.

La troisième étape consiste à faire une étude plus approfondie sur les effets d'une perturbation d'un paramètre donné sur les flux, puis de faire des essais sur l'application de la perturbation en différents instants au cours de la journée. Dans cette étape nous avons fait une interpolation des données pour une analyse plus fine (Annexe B).

III-2) Etude de la perturbation uniforme

Dans cette phase de travail, nous avons introduit une perturbation sur toutes les données de la journée de 20% sur T_a , de 90% sur e_a , puis 200% sur u_a séparément.

III-2-1) Effet de la température de l'air

Une perturbation de 20% de la température de l'air est introduite uniformément sur toutes les données de la journée. Les résultats de la simulation appliqués aux données de Vauclain montrent (FIG(III-1)):

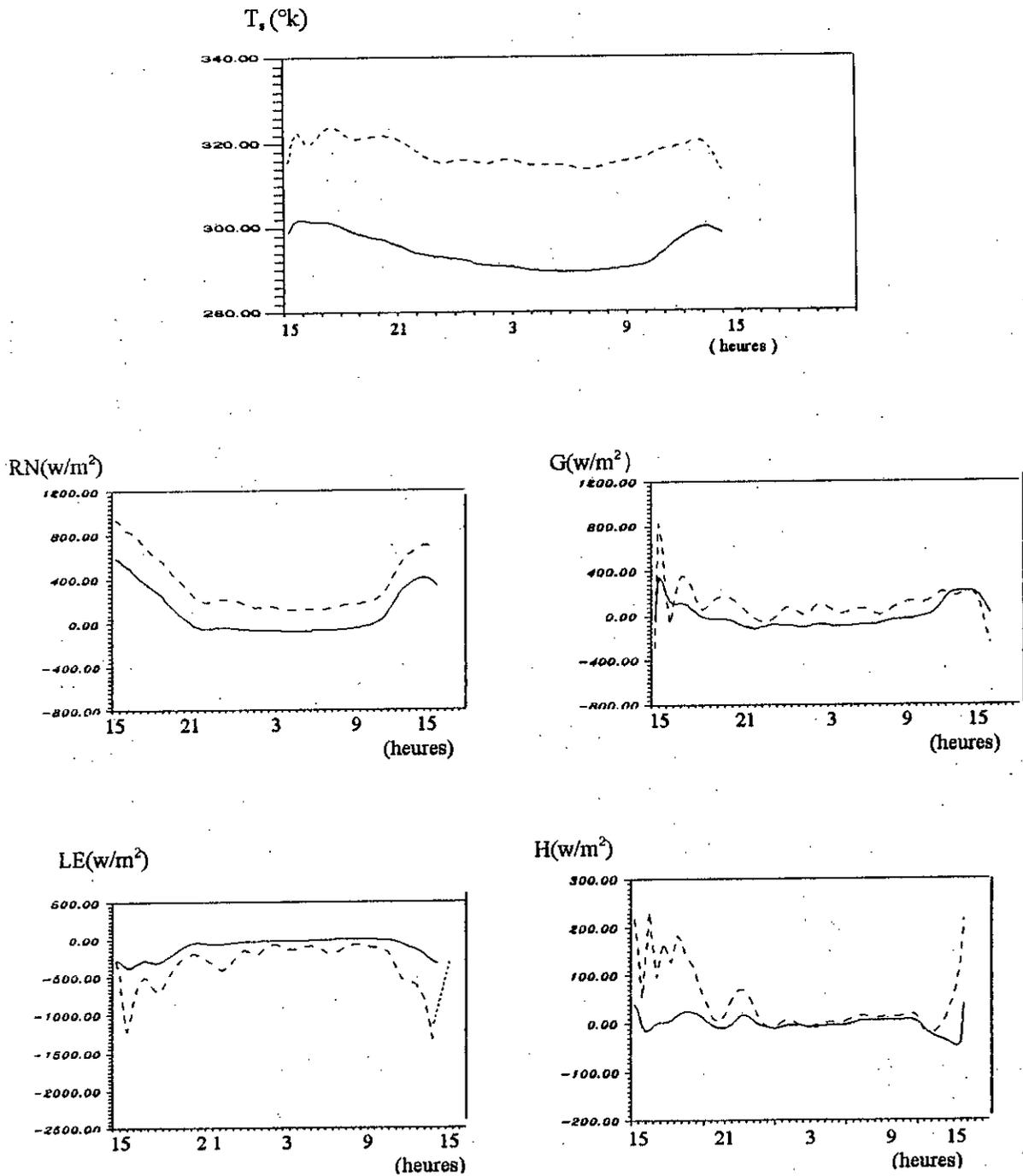
- La température de la surface augmente uniformément, l'erreur absolue moyenne est de 12°k, donc la température du sol T_s dépend fortement de T_a .
- Le bilan radiatif RN subit lui aussi une variation uniforme, ceci est due au fait que RN est fonction puissance quatrième de T_a et de T_s (qui est influencé par T_a).
- Le flux de chaleur latente LE subit une diminution pendant les deux phases (15^h à 20^h) et (9^h à 15^h) ceci correspond aux phases d'élévation du soleil et du coucher de soleil. Cette diminution est très faible pendant la nuit à cause du fait que T_a et T_s évoluent très lentement pendant la nuit et à cause de sa dépendance de la résistance aérodynamique qui est inversement proportionnelle à T_a .
- Le flux de chaleur sensible subit une augmentation très grande pendant les deux phases (15^h à 20^h) et (9^h à 15^h) où on remarque une grande variation des deux températures de l'air et du sol. Ce flux est directement proportionnelle à $(T_a - T_s)$.
- Le flux global dans le sol, subit une augmentation qui est un peu grande pendant le jour.

Le tableau (III-1) donne une idée sur les erreurs relatives introduite par une perturbation de 20% de T_a , ces erreur sont faibles pour RN et LE gandes pour G et T_s .

$\Delta T_a/T_a$	$\Delta H/H$	$\Delta RN/RN$	$\Delta LE/LE$	$\Delta G/G$	$\Delta T_s/T_s$
20%	8.19	4.23	4.82	11.4	11.6

Tableau (III-1) Erreurs relatives sur les flux dues à une perturbation uniforme de 20% de T_a .

La FIG(III-1) représente les courbes des flux de sortie suite à une introduction de la perturbation uniforme sur T_a , on remarque que les flux dépendent fortement de ce paramètre, surtout dans la partie jour à cause des fluctuations importante du rayonnement solaire.



FIG(III - 1) Effet d'une perturbation uniforme de 20% de T_s sur les flux

————— Les flux avec perturbation sur les données
 - - - - - Les flux sans perturbation sur les données

II-2-2) Effet de l'humidité de l'air

Les résultats de la simulation appliqués aux données expérimentales de Vauclin avec une perturbation uniforme de 90% sur e_a , montrent que:

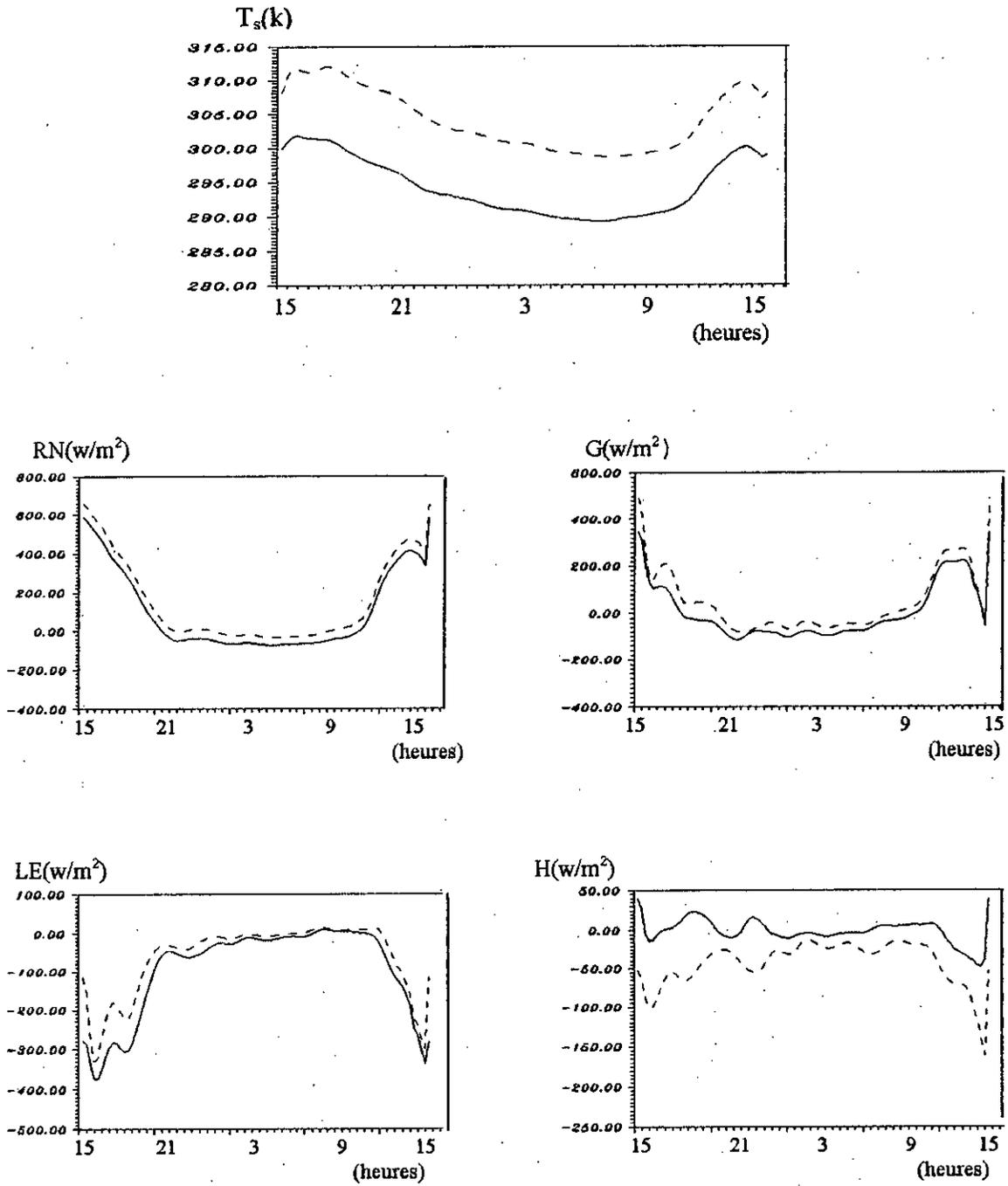
- Dans ce cas aussi la température du sol augmente uniformément avec une erreur absolue de 7.5°k.
- RN varie aussi uniformément, dans ce cas cette variation est un peu faible car elle dépend cette fois ci seulement de T_s influencé par la variation de e_a .
- LE subit aussi une augmentation, qui est faible pendant la nuit à cause de la variation presque nulle de T_a dans cette période.
- Le flux de chaleur sensible H subit une diminution, forte pendant le jour, faible pendant la nuit.
- G subit aussi une augmentation presque uniforme pendant tout le jour.

Le tableau (III-2) donne une idée sur les erreurs relatives produites sur les flux suite à l'introduction d'une perturbation de 90% sur e_a .

$\Delta e_a/e_a$	$\Delta H/H$	$\Delta RN/RN$	$\Delta LE/LE$	$\Delta G/G$	$\Delta T_s/T_s$
90%	2.572	1.317	1.56	4.27	4.22

Tableau (III-2) Erreurs relatives sur les flux dues à une perturbation uniforme de 90% e_a

La FIG(III-2) représente les courbes des flux de sortie suite à une introduction de la perturbation uniforme de 90% sur e_a . On remarque que cette fois les flux sont moins sensible à la perturbation sur e_a .



FIG(III-2) Effets d'une perturbation uniforme de 90% de e_s sur les flux

- Les flux sans perturbation sur les données
- Les flux avec perturbation sur les données

III-2-3) Effets de la vitesse du vent

Les résultats de la simulation avec les données expérimentales de Vauclin où on a fait subir à u_a une perturbation uniforme de 200%, montrent que:

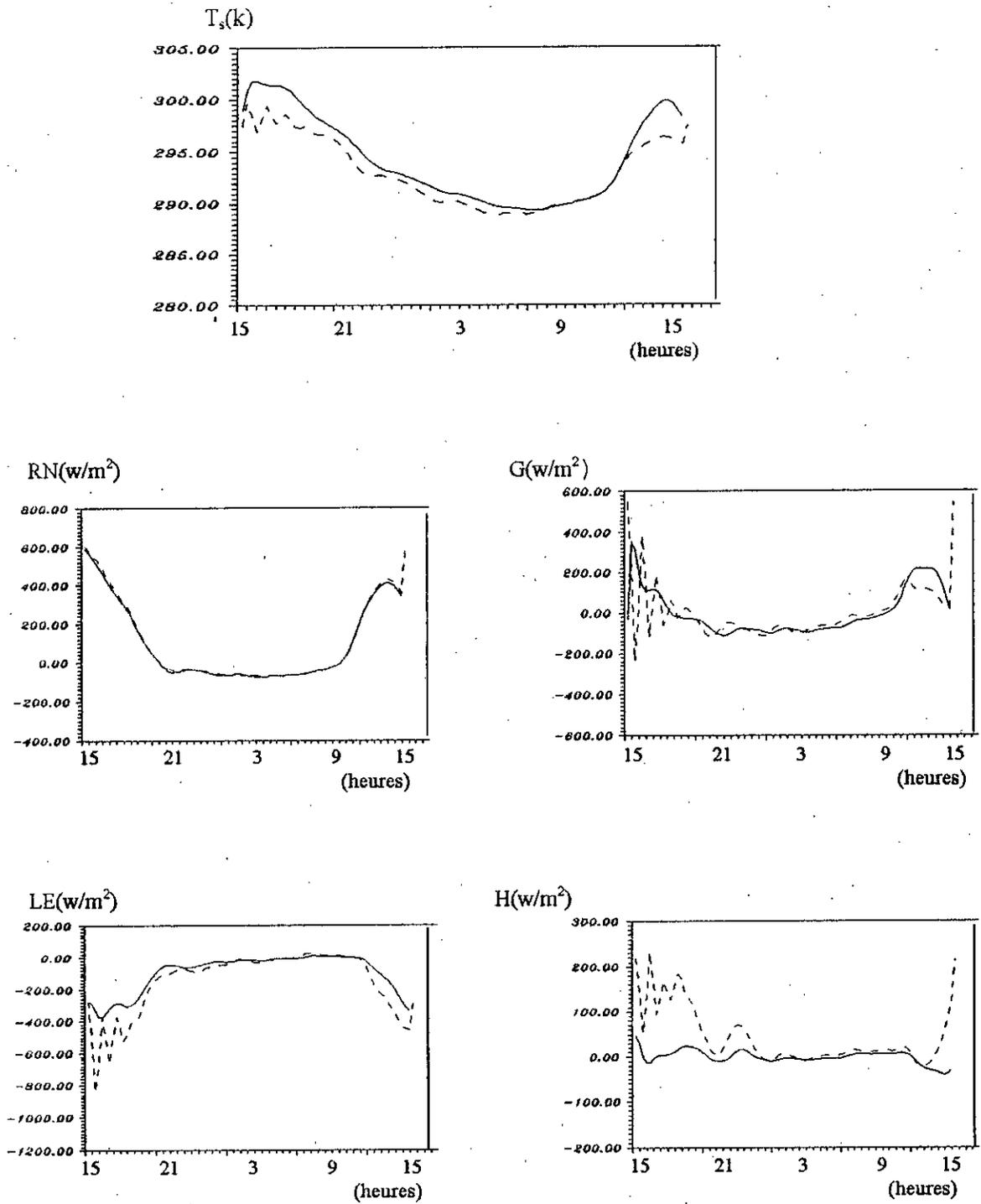
- T_s subit une augmentation uniforme de 2°k pendant le jour et de 0.5°k pendant la nuit, il est à remarquer que cette erreur est négligeable.
- RN n'est pas sensible aux variations de u_a pendant la nuit.
- LE subit une diminution pendant le jour, mais il reste peu sensible aux variations de u_a pendant la nuit.
- H n'est pas influencé par les variations de u_a pendant la nuit, mais est plus influencé pendant le jour.
- G subit des fluctuations dans la partie jour, mais l'effet est diminué pendant la nuit.

Le tableau (III-3) présente les différents erreurs relatives sur les flux suite à l'introduction d'une perturbation uniforme de 200% de u_a .

$\Delta u_a / u_a$	$\Delta H / H$	$\Delta RN / RN$	$\Delta LE / LE$	$\Delta G / G$	$\Delta T_s / T_s$
20%	0.0715	0.0394	0.03769	0.0826	0.2209

Tableau (III-3) Erreurs relatives sur les flux dues à une variation uniforme de 200% de u_a

L'effet sur RN est très faible car il ne dépend pas de u_a , alors que cet effet est un peu plus grand sur les flux H et LE surtout pendant le jour car ces flux dépendent indirectement de u_a (dépendance de H et LE de la résistance aérodynamique). La FIG(III-3) présente les flux correspondants.



FIG(III-3) Effets d'une perturbation uniforme de 200% de u_a sur les flux

————— Les flux sans perturbation sur les données
 - - - - - Les flux avec perturbation sur les données

III-3) Etude de la perturbation arbitraire

Dans cette phase de travail, pour une étude plus fine, nous avons effectué plusieurs tests. Nous avons essayé d'appliquer la perturbation en différents instants au cours de la journée à 3^h, 6^h, 9^h, 12^h, 20^h pour chacun des paramètres T_a , e_a et u_a . Les résultats concernant les erreurs relatives causées par les perturbations introduites nous ont permis de faire l'analyse seulement pour le cas concernant l'application de la perturbation à 6^h, vu que les flux sont très sensibles (Annexe E) :

III-3-1) Effet de la température de l'air

L'application d'une perturbation de 20% sur T_a à 6^h, nous montre que:

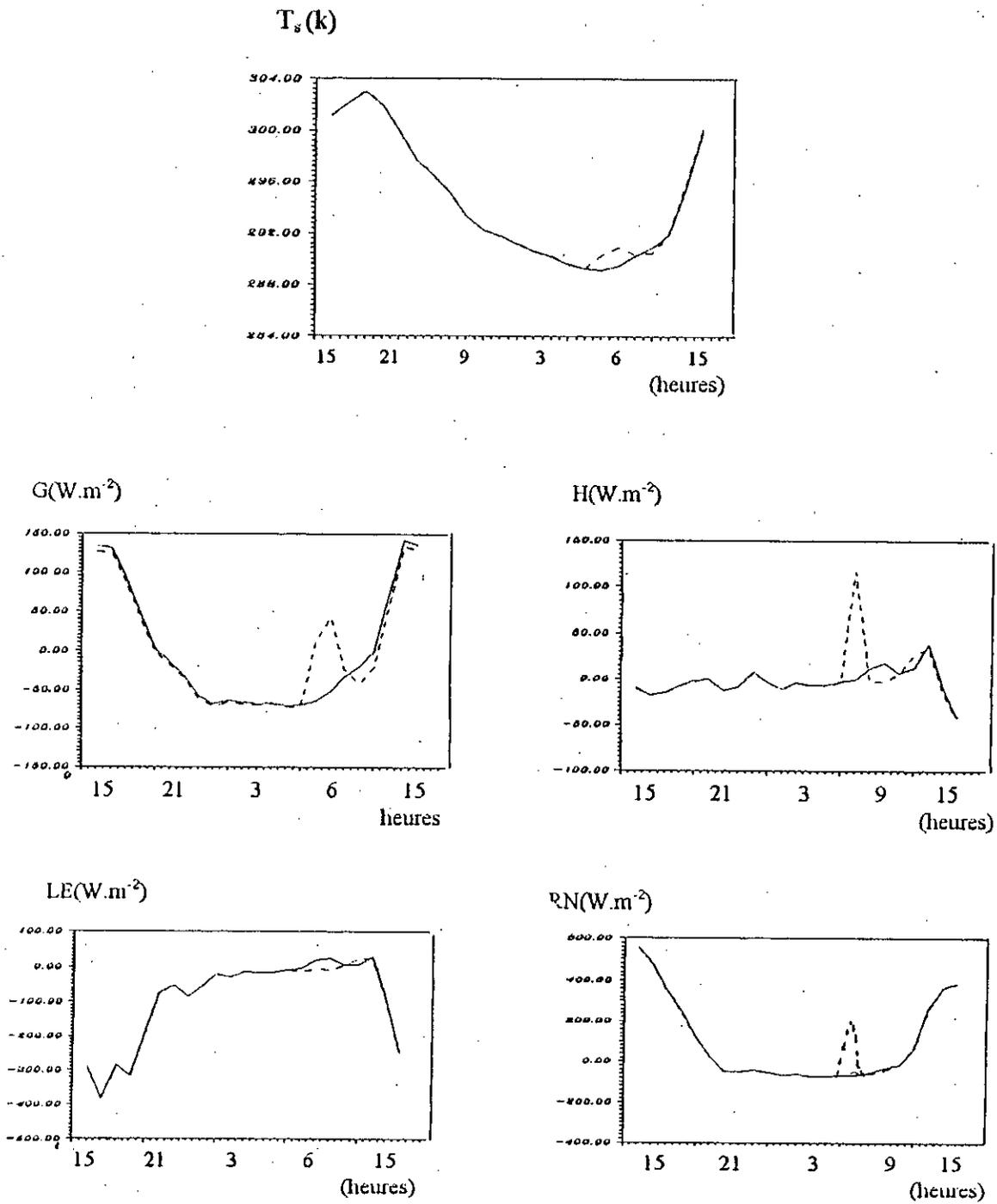
Cette perturbation provoque une augmentation de tous les flux. La température de sol T_s apparaît après une heure avec une erreur relative de 0.0194%, ceci est dû au fait que le système est lent. L'effet de la perturbation sur H apparaît immédiatement avec une erreur relative de 23.38% pour disparaître complètement au bout de 2 heures, ceci est dû au fait que H dépend du gradient ($T_a - T_s$). LE présente une petite variation de 2.26% qui s'annule au bout de 3 heures ce qui est logique car LE ne dépend pas explicitement de T_a . L'erreur relative sur RN est de 5.37, elle apparaît immédiatement pour disparaître au bout de 15 mn. L'erreur sur G est de 1.79% qui s'annule lentement.

Le tableau (III-4) donne les erreurs relatives introduites par cette perturbation à temps 6^h.

$\Delta T_a/T_a$	$\Delta H/H$	$\Delta RN/RN$	$\Delta LE/LE$	$\Delta G/G$	$\Delta T_s/T_s$
20%	23.38	5.37	2.26	1.79	0.0194

Tableau (III-4) Erreur relatives sur les flux dues à une perturbation arbitraire de 20% T_a

Les courbes résultantes de la simulation des effets de la perturbation appliquée à 6^h sont données par FIG (III-4).



FIG(III-4) Effets d'une perturbation arbitraire de 20% de T_a

- Les flux sans perturbation sur les données
- Les flux avec perturbation sur les données

Une bref discussion sur les effets de la perturbation en différent instant

- H est très sensible à T_a au alentour de 6^h, l'erreur relative correspondante est maximale.
- RN est sensible à T_a à 9^h et 20^h.
- G est sensible à 20^h.

III-3-2) Effet de l'humidité de l'air

L'effet de cette perturbation est très grand pour LE vu premièrement son rapport direct avec e_a et avec T_s qui est influencée par e_a alors que pour H cet effet est très faible à cause de la non dépendance de ce dernier en e_a . l'influence sur G et RN est faible car ces deux flux ne dépendent pas directemet de e_a . L'effet sur T_s apparait après une heure. Nous allons présenter les resultats concernant l'introduction d'une perturbation de 90% sur l'humidité de l'air e_a appliquée à 6^h. Le tableau (III-5) donne les erreurs relatives calculées.

$\Delta e_a/e_a$	$\Delta H/H$	$\Delta RN/RN$	$\Delta LE/LE$	$\Delta G/G$	$\Delta T_s/T_s$
90%	1.496	1.46	75.46	0.94	0.0194

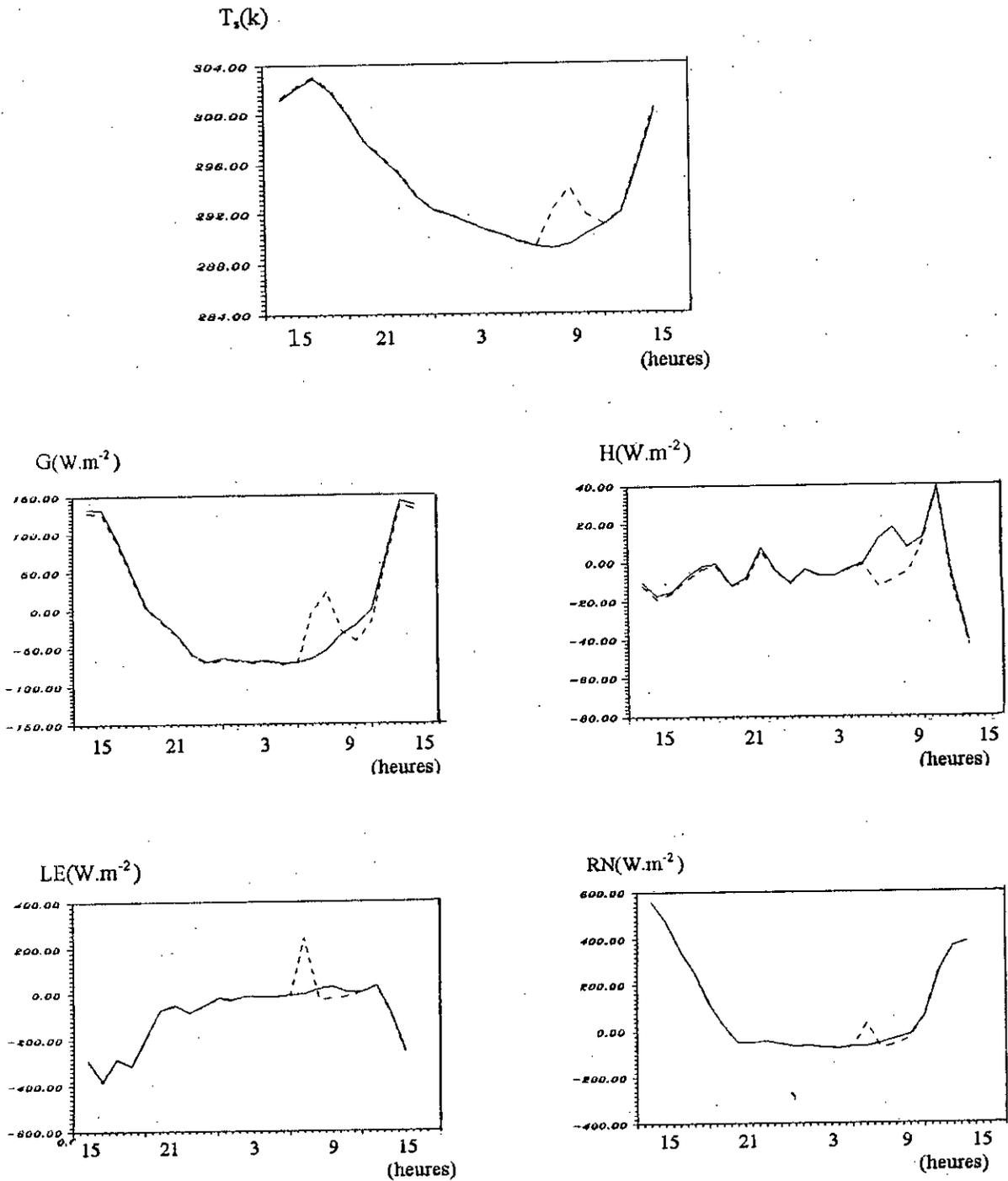
Tableau (III-5) Erreurs relatives sur les flux dues à une parturbation arbitraire de 90% de e_a

Dans ce cas aussi, on note quelques remarques sur l'application de la perturbation de 90% sur e_a en différents instants :

- H est très sensible aux alentour de 20^h.
- LE est très sensible à e_a aux laentour de 6^h, 9^h et 12^h..
- RN, G sont sensible à 9^h et 20^h.

D'une manière générale, les erreurs maximales sur les flux dans le cas de l'application de la perturbation de 90% de e_a sont inférieures à celles correspondants au cas de l'application de la perturbation de 20% de T_a . Sauf pour LE qui est très sensible à e_a cette fois.

La FIG(II-5) représente les flux resultants de l'application de la perturbation de 90% sur e_a .



FIG(II-5) Effets d'une perturbation arbitraire de 90% de e_a sur les flux

- Les flux sans perturbation sur les données
- - - - - Les flux avec perturbation sur les données

II-3-3) Effet de la vitesse du vent

L'application d'une perturbation de 200% sur la vitesse du vent u_a à 6^h , nous montre que: cette perturbation n'a presque pas d'effet sur RN car elle est indépendante de u_a , sur T_s cette dépendance n'est pas sévère. pour H et LE l'effet est relativement grand car ils dépendent de la résistance aérodynamique qui elle même dépend de u_a . Le tableau (III-6) présente les erreurs relatives correspondant aux flux de sorties.

$\Delta u_a/u_a$	$\Delta H/H$	$\Delta RN/RN$	$\Delta LE/LE$	$\Delta G/G$	$\Delta T_s/T_s$
200%	1.84	0.0015	2.07	0.839	0.0030

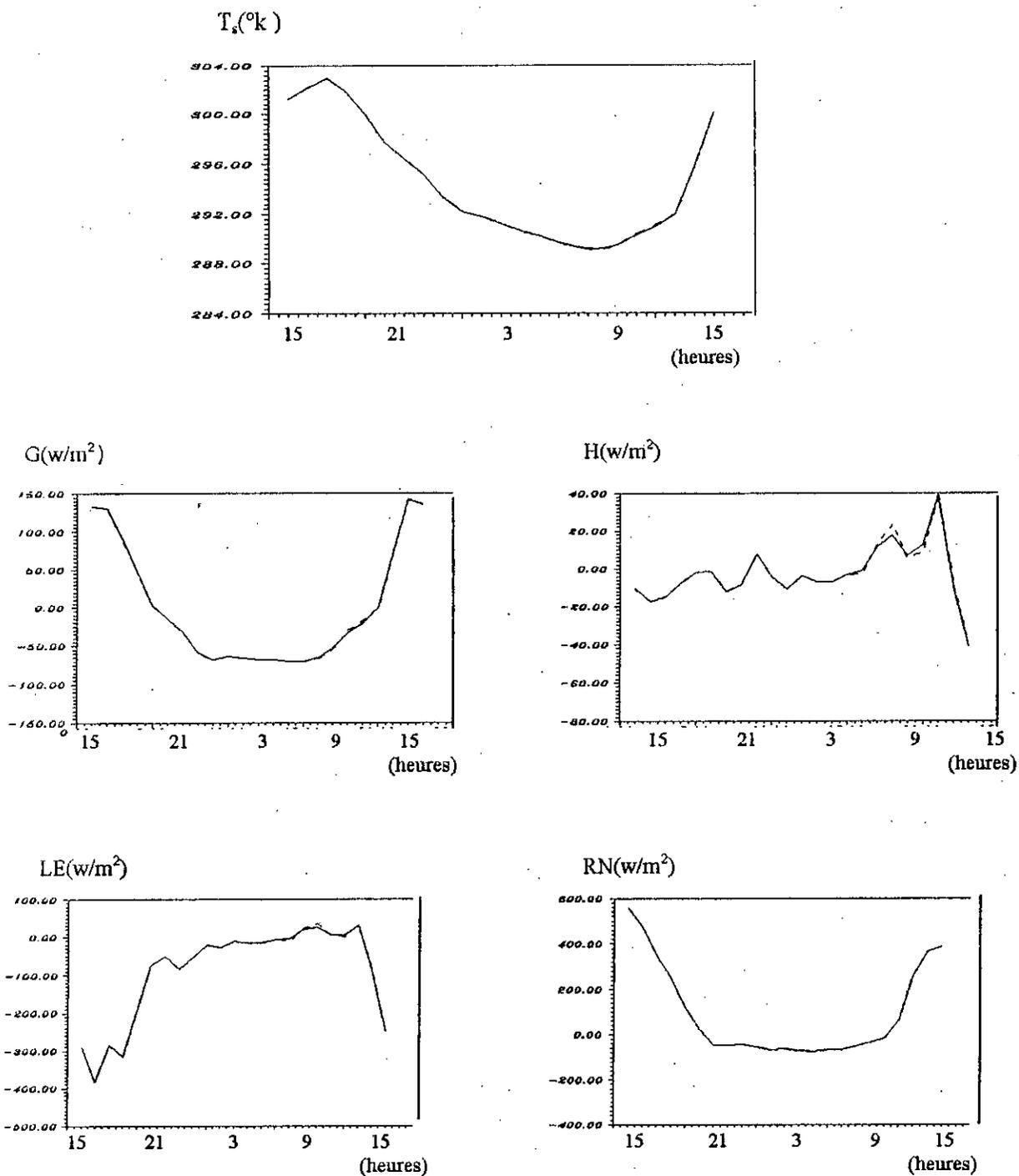
Tableau (III-6) erreurs relatives sur les flux dues à une perturbation arbitraire de 200% de u_a

L'application de la perturbation de 200% de u_a à différents instants montre que: D'une manière générale l'erreur introduite sur les flux est en tout instant inférieure à celle correspondant à l'introduction des perturbation sur T_a et e_a . On peut conclure que le système n'est pas très sensible aux variations de la vitesse du vent u_a . Les courbes résultants de l'application de la perturbation arbitraire de 200% sur u_a sont données par (FIG(III-6))

III-4) Analyse des resultats

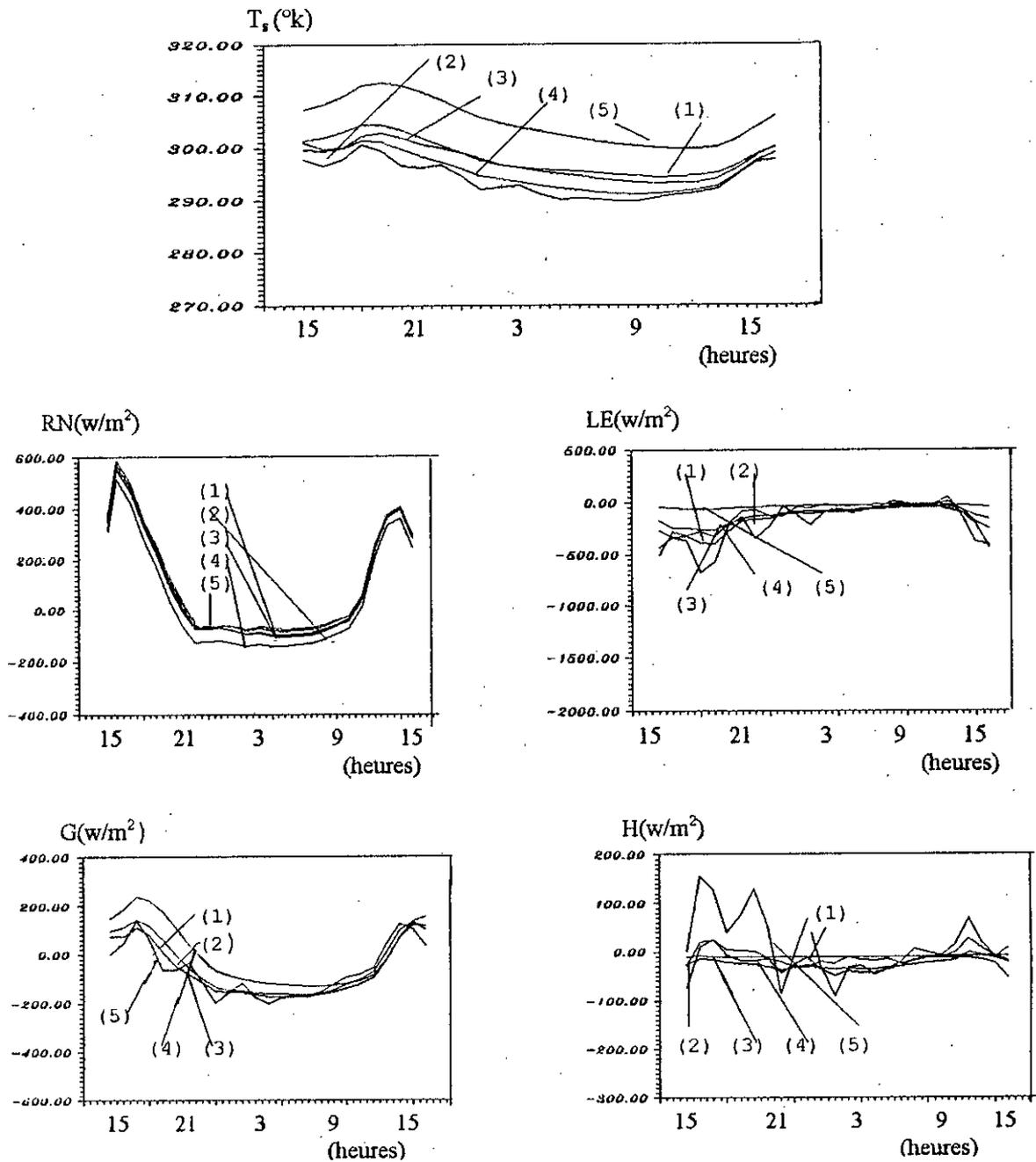
L'application de la perturbation de 200% de u_a montre que:

D'une manière générale l'erreur introduite sur les flux par cette perturbation est en tout instant inférieure à celle correspondant à l'introduction des perturbations sur T_a et e_a . On peut conclure que le système n'est pas très sensible aux variations de la vitesse du vent. Donc il sera très intéressant de remplacer cette variable par une valeur moyenne judicieusement choisie, la FIG(II-7) montre les courbes (2), (3), (4), (5) des flux correspondants au remplacement de la dynamique journalière de la vitesse du vent u_a respectivement par 0.5, 1, 2.5, 3 $m.s^{-1}$. Ces résultats montrent que le choix de la valeur $u_a = 1m.s^{-1}$ n'a pas d'effet sur la majorité des flux. Les courbes (1) représentent les flux correspondants à la valeur de u_a données par expérience.



FIG(III-6) Effets d'une perturbation arbitraire de 200% de u_a sur les flux

— Les flux sans perturbation
 Les flux avec perturbation



FIG(III-7) effet de l'utilisation de la valeur moyenne de u_a sur les flux

- (1) dynamique journalière de u_a donnée par expérience
- (2) dynamique journalière de u_a remplacée par $0.5 m.s^{-1}$
- (3) dynamique journalière de u_a remplacée par $1 m.s^{-1}$
- (4) dynamique journalière de u_a remplacée par $2.5 m.s^{-1}$
- (5) dynamique journalière de u_a remplacée par $3 m.s^{-1}$

III-5) Conclusion

La variation de certains paramètres peut avoir une influence non négligeable sur la prévision des résultats; parmi ces paramètres : les données d'entrées telle RN et T_a , eux mêmes déduites des images satellites avec une certaine marge d'erreur, l'erreur d'estimation de la température de surface résulte en grande partie de l'erreur d'estimation de la luminance IRT; dans le cas de mesures de calibration au sol, l'assimilation de valeur ponctuelle à une température globale pour le pixel vient s'ajouter une erreur supplémentaire d'autant plus importante. Le module de résolution présenté permet l'étude dynamique de l'évolution des flux de surface en utilisant trois modèles de la résistance aérodynamique (Vauclin, Sellers, et Riou). L'étude de sensibilité permet non seulement de voir l'effet d'une perturbation d'une donnée météorologique (T_a , e_a , u_a) pour prévoir la température de surface qui est un paramètre très intéressant, mais de voir les limites de simplifications du modèle afin qu'il ne dépend pas de paramètres météorologiques (telle que u_a).

Chapitre IV: *Les problèmes d'application régionale et quelques solutions.*

IV-1) Introduction

La formulation des phénomènes d'échange de chaleur et de masse entre le sol et l'atmosphère fait intervenir, de manière explicite (et cela dans la plupart des modèles), des paramètres climatiques à une altitude z_a au-dessus de la "surface" du sol; ces paramètres sont, essentiellement la température de l'air (T_a), l'humidité de l'air (e_a) et la vitesse du vent (u_a).

Les modèles d'analyse du bilan énergétique à l'interface sol-atmosphère et d'estimation des paramètres de surface à partir des images satellitaires sont basés sur ces processus d'échange de chaleur et de masse et nécessitent donc, pour leur exploitation, la connaissance :

- soit de quelques valeurs particulières de ces paramètres (valeurs moyennes par exemple, ou valeurs maximales); c'est le cas des modèles à un ou deux paramètres;
- Soit plusieurs valeurs par jour pour ces paramètres.

La connaissance de T_a , u_a et de e_a à la hauteur z_a n'est pas envisageable à l'heure actuelle par satellite [5],[25]; comment alors alimenter les modèles ?

La solution suivante peut être envisagée :

Déterminer un moyen pour générer le profil journalier des données climatiques en utilisant les données déduites des mesures de satellite et cela en exploitant les fortes corrélations existantes entre ces différents paramètres [26]. Dans le présent travail, nous nous intéressons à l'étude de la relation entre (T_a et T_s), et nous essayons de trouver une relation entre les différents autres paramètres.

Dans ce chapitre nous proposons d'étudier deux méthodes:

- La méthode elliptique, qui est une méthode basée sur des études expérimentales.
- La méthode d'identification RELS, qui est une méthode basée sur la minimisation de l'erreur quadratique entre le modèle paramétrique qu'elle suppose et le modèle physique généralement inconnu.

IV-2) Méthode expérimentale

La température de l'air T_a et la température de surface du sol T_s sont les manifestations extérieures de l'échauffement de deux milieux air et sol par le soleil. Leur évolution au cours du temps (jour, mois, année) est en rapport direct avec le mouvement apparent du soleil par rapport à la terre.

IV-2-1) Considérations générales

La température de l'air et la température de surface, ont été étudiées par de nombreux auteurs, [8], [16], [21], [24], [26], [33], pour de multiples applications. De l'analyse de ces études, nous pouvons tirer un certain nombre de conclusions (Abdellaoui, 1986) [7]:

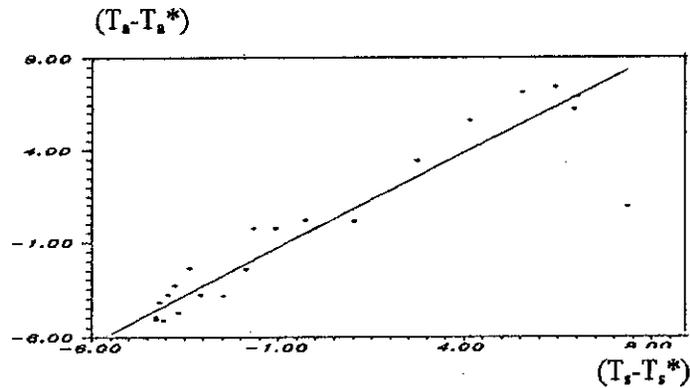
1 - T_a et T_s évoluent, au cours de la journée, de manières analogues, et leurs cycles journaliers comportent chacun deux parties bien différentes:

- Une partie "jour" qui représente la réponse à la radiation solaire incidente.
- Une partie "nuit" traduisant un phénomène de relaxation.

2 - Les deux cycles sont déphasés par rapport au rayonnement solaire.

3 - Aux alentours du lever du soleil, on assiste à un phénomène transitoire complexe dans l'évolution des deux températures.

4 - les deux températures de l'air T_a et de sol T_s , réponses de deux milieux différents contigus, à une même excitation extérieure, sont fortement corrélées malgré les effets de perturbations atténuant cette corrélation (effet du vent, de l'humidité...). La FIG(III-1) illustre cette corrélation pour la série de données de Vauclin par exemple (T_a^* et T_s^* étant respectivement la valeur moyenne de T_a et celle de T_s).



FIG(IV-1) Corrélation entre la température de l'air et la température de surface pour les données de Vauclin(1980)

IV-2-2) Les modèles existants

Pour simuler les variations journalières de T_a et de T_s , Deux types de techniques sont généralement utilisés [7] :

- Les modèles basés sur le bilan d'énergie qui utilisent diverses méthodes de calcul du bilan d'énergie au niveau du couvert végétal ou de la surface du sol pour déterminer T_a et T_s .

Ces modèles ne peuvent pas être appliqués à l'échelle régionale, à cause notamment de leur relative complexité, qui introduit un temps de calcul important, de leur caractère local et du nombre de paramètres dont ils nécessitent la connaissance.

- Les modèles empiriques qui sont de types très divers: Les modèles linéaires, non linéaires, de type série de Fourier, de type sinusoïdal, de type mixte.

Ces modèles font généralement introduire des données moyennes et des paramètres liés au site, ce qui constitue une contrainte sérieuse pour leur exploitation à l'échelle des données satellitaires.

IV-2-2-1) Le modèle des cycles de température

L'exploitation des images thermiques IRT et IRT+VIS permet facilement d'extraire le rayonnement net et la température de surface; cette dernière est corrélée, avec la température de l'air.

IV-2-2-1-1) Le Cycle (T_a, T_s) [7]

l'application de la méthode des cycles (T_a, T_s) [26], qui inspirée de la méthode des cycles thermiques (rayonnement visible, rayonnement infrarouge) [19] a permis de faire ressortir (FIG(IV-2)) :

1- La limite des modèles linéaires liant T_a et T_s ; ceci particulièrement dans le cas d'une étude journalière;

2- Le cycle température est constitué de deux parties bien distinguées:

- Une partie "jour" où les points sont repartis selon une lissajou (ellipse ou parabole).
- Une partie "nuit" où les points forment un "amas" pouvant être approché, par une expression linéaire.

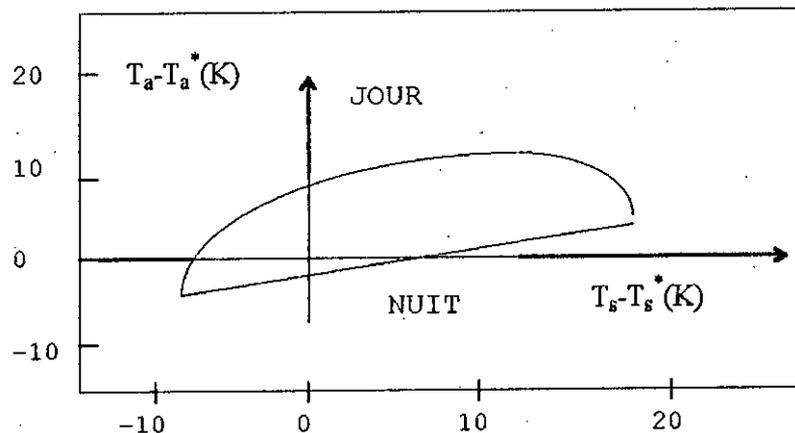


FIG (IV-2) Cycles de ($T_s - T_s^*$)

a) première approche

Les deux températures T_a et T_s ont des profils nettement bien distingués selon que l'on se trouve dans la partie nuit ou dans la partie jour, une première approche consiste à modéliser différemment ces deux parties du cycle par:

- La partie jour est modélisé dans le repère xoy (FIG (IV-3)) par :

$$\frac{((x-u)\cos(\theta) + (y-v)\sin(\theta))^2}{a^2} + \frac{(-(x-u))\sin(\theta) + (y-v)\cos(\theta))^2}{b^2} = 1 \quad (\text{IV-1})$$

Où

θ est l'angle formé par l'axe xoy;

a et b, sont les axes de l'ellipse qui dépendent des valeurs minimale et maximale de la température de l'air et celle de la surface.

On pose :

$$x = T_s - T_s^*$$

$$y = T_a - T_a^*$$

Où

T_a^* et T_s^* étant les valeurs moyennes de T_a respectivement de T_s .

u et v : sont les coordonnées du point o.

Q : le point de coordonnées ($T_{s\max} - T_s^*$, $T_{a\max} - T_a^*$).

P : étant le point séparant les deux parties jour et nuit.

R : étant le point où $T_a = T_a^*$.

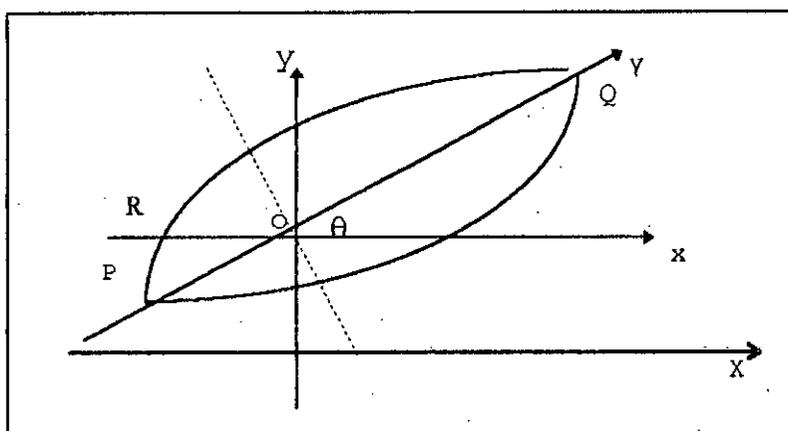
$$b = \sigma(T_{a\max} - T_{a\min}) \quad (\text{IV - 2})$$

Avec

$$\sigma = 0.3$$

$$\text{et } a = 0.5$$

Ce modèle génère la température de l'air T_a de façon relativement correcte. L'erreur instantanée est inférieure à 3°k, les valeurs nuit ne sont pas déterminées par ce modèle dont la limite d'utilisation réside dans l'estimation des points P et R. Nous allons modéliser la partie nuit par un modèle linéaire passant par le point de coordonnées ($T_{s\min} - T_s^*$, $T_{a\min} - T_a^*$).

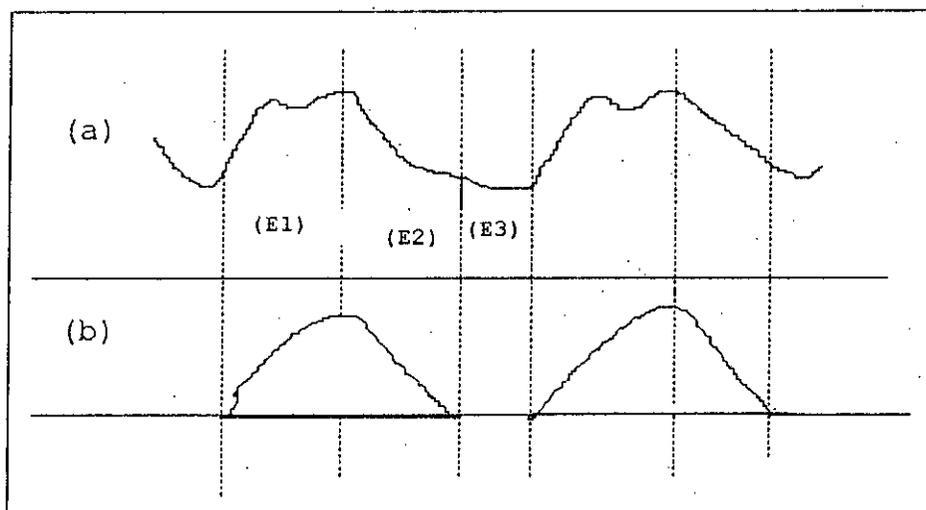


FIG(IV-3) Représentation de la relation entre T_a et T_s

b) deuxième approche (Modèle à relaxation)

Nous considérons un système à trois états (FIG(IV-4)):

- Etat d'excitation entretenue croissante pendant lequel le système est porté d'un état initial (E1) à un état forcé (E2).
- Une pseudo relaxation où l'excitation extérieure décroît jusqu'à s'annuler c'est l'état (E2).
- Un état de relaxation où l'excitation extérieure est éteinte. Le système tend vers une position d'équilibre (E3).



(a) Température de sols, (b) rayonnement solaire

FIG(IV-4) relation entre T_a et R_s

De ces trois états, la difficile à décrire par une expression analytique. La partie relaxation est représentée par un modèle linéaire :

$$T_a^* - T_a = a(T_s - T_s^*) + b \quad (\text{IV - 3})$$

Où

$$a = \frac{T_{a \max} - T_{a \min}^*}{T_{s \max} - T_{s \min}} \quad \text{et} \quad b = (T_{a \max} - T_{a \min}^*) - a(T_{s \max} - T_{s \min}^*)$$

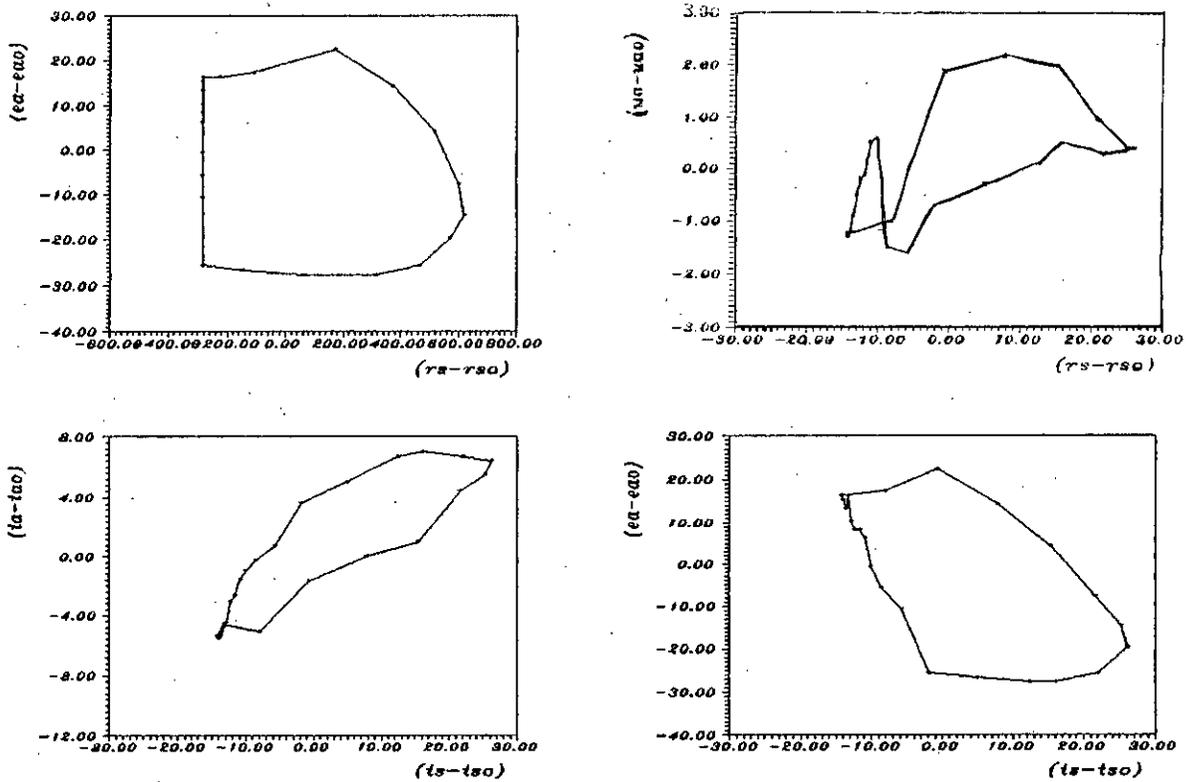
Dans ce modèle interviennent les températures maximales, minimales et moyenne de l'air et de la surface. Les coefficients de corrélation a et b sont calculés à partir d'une régression linéaire entre les valeurs mesurées de $(T_a - T_a^*)$ et $(T_s - T_s^*)$ au cours d'une journée.

IV-2-2-2) Application de la méthode elliptique aux données expérimentales

On propose d'étudier la corrélation entre les différents paramètres intervenants dans le calcul du bilan d'énergie à l'interface sol-atmosphère, appliquée aux données expérimentales de vauclin (e_a , u_a , T_a , R_s). Les résultats illustrés par FIG(IV-5) montre que la relation elliptique est vérifiée pour (T_a, T_s) .

Pour générer T_a à partir de T_s on utilise le modèle elliptique pendant le jour (E1) et (E2), et le modèle à relaxation pendant la nuit (E3) car dans cette période la température de l'air et celle de la surface diminuent exponentiellement.

Le modèle à relaxation permet donc de générer complètement la dynamique de T_a à partir de T_s déduite des données satellitaires donc disponible en tout pixel de la scène observée. En réalité pour de bonnes conditions climatiques la précision est meilleure que 1°k.

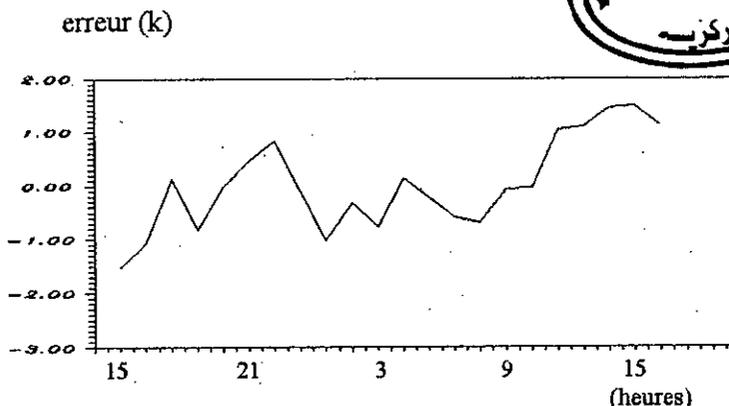


FIG(IV-5) Les relations entre les différents paramètres (données Vaucelin)

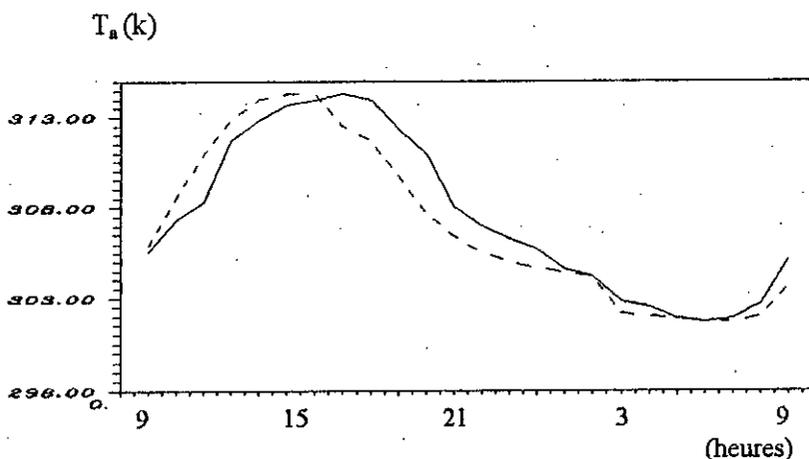
IV-2-2-3) Résultats de la méthode elliptique

La courbe représentée par (FIG(IV-6)) montre l'évolution au cours d'une journée, de l'intervalle de variation de l'erreur instantanée introduite par le modèle elliptique, appliqué à des données de Vaucelin, cette variation est inférieure à 2°k. La partie relaxation est parfaitement reproduite.

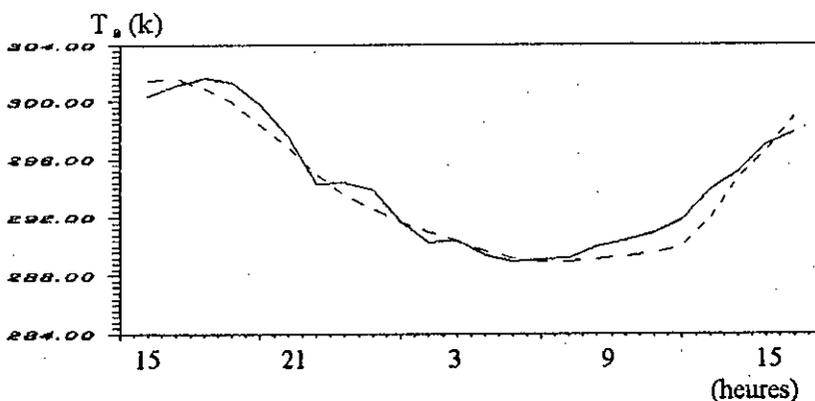
Les courbes représentées par FIG(IV-7) et FIG(IV-8) représentent les deux courbes de la température de l'air générées par la méthode elliptique appliquée aux données de Jackson, respectivement de Vaucelin.



FIG(IV-6) l'erreur instantanée générée par la méthode elliptique appliquée à des données de Vauclin



FIG(IV-7) Température de l'air générée par la méthode elliptique (données de Jackson, Niamey 82)



FIG(IV-8) Température de l'air générée par la méthode elliptique (données de Vauclin, Arizona 80)

————— Température de l'air expérimentale
 - - - - - Température de l'air générée

IV-3) Méthode d'identification

IV-3-1) Modélisation

Les processus naturels sont généralement trop complexes, pour établir les équations mathématiques à partir des théories et des lois de la physique, d'où le recours en pratique à la modélisation de ces processus par des modèles paramétriques linéaires.

IV-3-1-1) Modèle de connaissance

L'élaboration du modèle ne peut se faire qu'à partir de la connaissance du système. Cette méthode fait intervenir les lois physiques régissant les principaux phénomènes mis en jeu dans le procédé.

Ce type de modèle est établi par un expert, donc un spécialiste du domaine.

IV-3-1-2) Modèle de représentation

Appelé aussi modèle de commande, Il consiste à donner au modèle une structure paramétrique puis en ajustant ses paramètres jusqu'à ce qu'il approche au mieux le système réel. C'est ce modèle qui est le plus utilisé en contrôle, il considère le système comme une boîte noire, et il est facile à mettre en oeuvre.

Il existe plusieurs modèles paramétriques dans la littérature [62], [63], dont on présentera les plus utilisés :

a) Modèle ARMA (autoregressive moving average):

Le procédé est décrit par l'équation aux différences suivante :

$$y(k) = -\sum_{i=1}^{n_a} a_i y(k-i) + \sum_{i=1}^{n_b} b_i u(k-i+d) + e(k) \quad (\text{IV - 4})$$

Où

y : est la sortie du système.

u : est l'entrée du système.

d : est le retard du système.

e: est un bruit blanc (à moyenne nulle).

b) Modèle CARMA (controled autoregressive moving average)

Rendu populaire par Box et Jenkins(1975), cette modélisation est plus réaliste puisqu'elle permet de tenir compte de fait que le bruit n'est pas nécessairement blanc [63].

Le procédé est décrit par l'équation aux différences suivantes:

$$y(k) = -\sum_{i=1}^{n_a} a_i y(k-i) + \sum_{i=1}^{n_b} b_i u(k-i+d) + e(k) + \sum_{i=1}^{n_c} c_i e(k-i) \quad (\text{IV - 5})$$

On suppose que le bruit traverse un filtre de fonction de transfert :

$$F(q^{-1}) = \frac{C(q^{-1})}{A(q^{-1})} \quad (\text{IV - 6})$$

Où

$$C(q^{-1}) = 1 + \sum_{i=1}^m c_i q^{-i} \quad (\text{IV - 7})$$

$$A(q^{-1}) = 1 + \sum_{i=1}^n a_i q^{-i} \quad (\text{VI - 8})$$

C) Modèle CARIMA (controled autoregressive integrated moving average)

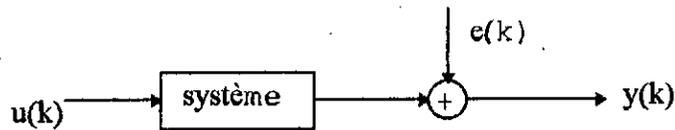
Le procédé est décrit par l'équation aux différences suivante :

$$A(q^{-1}).y(k) = B(q^{-1}).u(k) + \frac{C(q^{-1})}{\Delta} e(k)$$

$\Delta=1-q^{-1}$ est l'opérateur de différenciation.

IV-3-1-3) Estimateurs LS (least square)

L'estimateur LS est parmi les techniques d'identifications le plus connu dans le domaine du contrôle des processus industriels, Il utilise le modèle ARMA. On suppose que le système est soumis aux séquences d'entrées $u(k)$, et aux séquences de sortie $y(k)$, aux bruits $e(k)$, et aux sorties bruitées $y(k)$, comme l'indique le schéma de la FIG(IV-9) .



FIG(IV-9)

l'équation (IV-6) est équivalente à :

$$y(k) = -a_1 y(k-1) - a_2 y(k-2) + b_1 u(k-1+d) + b_2 u(k-2+d) + e(k) \quad (IV - 9)$$

Prise à différents instants, cette équation conduit au système d'équation suivant:

$$y(k+1) = -a_1 y(k) - a_2 y(k-1) + b_1 u(k+d) + b_2 u(k-1+d) + e(k+1)$$

$$y(k+N) = -a_1 y(k-1+N) - a_2 y(k-2+N) + b_1 u(k-1+d) + b_2 u(k-2+d+N) + e(k+N)$$

Où N est le nombre de mesures.

Pour estimer a_1, a_2, b_1, b_2 , il faut que $N \geq n_a + n_b$.

Ce système d'équation peut être mis sous la forme matricielle suivante :

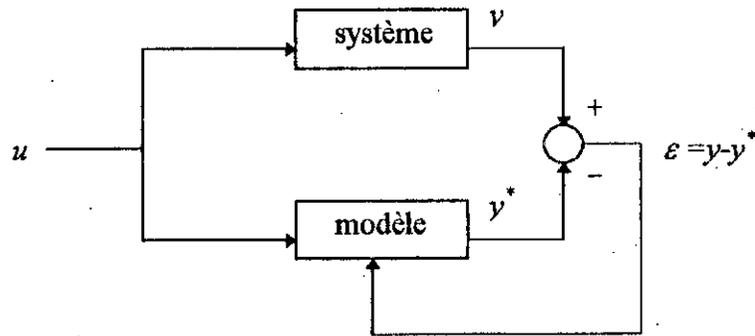
$$Y = \phi \theta + E \quad (IV - 10)$$

où

$$\theta = [a_1, a_2, b_1, b_2]$$

$$Y = \begin{bmatrix} y(k) \\ y(k+1) \\ \vdots \\ y(k+N) \end{bmatrix} \quad \phi = \begin{bmatrix} y(k-1) & y(k-2) & u(k-1+d) & u(k-2+d) \\ y(k) & y(k-1) & u(k+d) & u(k-1+d) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ y(k+N-1) & y(k+N-2) & u(k+N-1+d) & u(k+N-2+d) \end{bmatrix} \quad E = \begin{bmatrix} e(k) \\ e(k+1) \\ \vdots \\ e(k+N) \end{bmatrix}$$

La méthode LS consiste à trouver le vecteur des paramètres θ , qui minimise le carré de l'erreur entre la sortie réelle du système et la sortie estimée, ceci est illustré par le schéma de la FIG(IV-10).



FIG(IV-10)

En supposant que toutes les mesures ont la même précision, le problème revient à minimiser l'erreur quadratique suivante:

$$J(\theta) = \frac{1}{2} \sum_{k=1}^N [\varepsilon(k)]^2 \quad (\text{IV-11})$$

Où

$$\varepsilon(k) = y(k) - y^*(k) \quad (\text{IV-12})$$

Pour la minimisation de $J(\theta)$ on résoud l'équation suivante:

$$\frac{\partial J(\theta)}{\partial \theta} = 0 \quad (\text{IV-13})$$

$$J(\theta) = (Y - \phi\theta)^T \cdot (Y - \phi\theta) \quad (\text{IV-14})$$

En faisant le produit matriciel et en simplifiant on aura:

$$J(\theta) = 0 - 2\phi^T y + 2\theta^T \phi^T \theta = 0 \Rightarrow \theta = (\phi^T \phi)^{-1} \phi^T y \quad (\text{IV-15})$$

Où θ est le vecteur des paramètres estimés, $(\phi^T \phi)^{-1}$ est la pseudo inverse de ϕ .

L'utilisation de cette méthode nécessite la résolution matricielle qui exige que la matrice, $(\phi^T \phi)$ soit définie positive donc non singulière.

IV-3-1-4) Estimateur RLS (recursive least square)

Cette méthode permet le traitement séquentiel, donc en temps réel des données. Soit en supposant une donnée additive au vecteur ϕ .

soit donc:

$$Y_N = \phi_N^T \theta + E_N \quad \text{à l'itération } N$$

$$Y_L = \phi_L^T \theta + E_L \quad \text{à l'itération } N+1$$

D'où

$$\theta_N = (\phi_N^T \phi_N)^{-1} \phi_N^T Y_N \quad (\text{IV-16})$$

$$Y_{N+1} = \begin{bmatrix} \phi_N \\ \phi_L^T \end{bmatrix} \theta_{N+1} + E_{N+1} \quad (\text{IV-17})$$

Où

$$\theta_{N+1} = \left[\begin{bmatrix} \phi_N \\ \phi_L^T \end{bmatrix}^T \begin{bmatrix} \phi_N \\ \phi_L^T \end{bmatrix} \right]^{-1} \begin{bmatrix} \phi_N \\ \phi_L^T \end{bmatrix}^T Y_{N+1} \quad (\text{IV-18})$$

Posons $P_N = (\phi^T \phi)^{-1}$ et

$$P_{N+1} = (\phi_N^T \phi_N + \phi_L \phi_L^T)^{-1} = (P_N^{-1} + \phi_L \phi_L^T P_N P_N^{-1})^{-1} \quad (\text{IV-19})$$

Et

$$P_{N+1} = ((I + \phi_L \phi_L^T P_N) P_N^{-1})^{-1} = P_N (I + \phi_L \phi_L^T P_N) \quad (\text{IV-20})$$

Lorsque l'algorithme converge P_N devient négligeable devant la matrice identité, ce qui nous permet d'utiliser le développement limité :

$$P_{N+1} = P_N (I - \phi_L \phi_L^T P_N + (\phi_L \phi_L^T P_N)^2 + \dots) \quad (\text{IV-21})$$

Or par hypothèses P_N est négligeable on a :

$$(1 + \phi_L^T P_N \phi_L)^{-1} = 1 - \phi_L^T P_N \phi_L \quad (\text{IV-22})$$

D' où

$$\theta_{N+1} = P_{N+1}(\phi_N^T Y_N + \phi_L^T Y_L) = P_N(I - \phi_L^T P_N \phi_L)^{-1}(\phi_N^T Y_N + \phi_L^T Y_L)$$

Finalement après développement et simplification on trouve :

$$\theta_{N+1} = \theta_N + P_N \phi_N \left(\frac{Y_L(1 - \phi_L^T P_N \phi_L) - \phi_L^T \theta_N}{1 + \phi_L^T P_N \phi_L} \right) \quad (\text{IV-23})$$

Posant $Y_{N+1} = Y_N$ et

$$k_{N+1} = \frac{P_N \phi_N}{1 + \phi_L^T P_N \phi_L}$$

En remplaçant (IV-22) dans (IV-23) on trouve en fin de compte:

$$\theta_{N+1} = \theta_N + k_{N+1}(Y_{N+1} - \phi_L^T \theta_N) \quad (\text{IV-24})$$

IV-3-1-5) Estimateur RELS (réursive extended least square)

Le modèle utilisé dans ce cas est un modèle CARMA. Le vecteur θ , des paramètres devient alors :

$$\theta = \begin{bmatrix} a_1 \\ a_2 \\ b_1 \\ b_2 \\ 1 \\ c_1 \\ c_2 \end{bmatrix}$$

et le vecteur des données devient :

$$\phi_L = [-y(k-1) \quad -y(k-2) \quad u(k-1+d) \quad u(k-2+d) \quad e(k) \quad e(k-1) \quad e(k-2)]$$

• *Estimation de la valeur DC*

Considérons l'équation aux différences suivantes; modélisant un système supposé linéaire ou linéarisé autour de son point de fonctionnement.

$$y(k) = -a_1 y(k-1) - a_2 y(k-2) + b_1 u(k-1) + b_2 u(k-2) + e(k)$$

Etant donné que $y(k)$ et $u(k)$ représente l'entrée et le sortie du système à identifier, $e(k)$ représente l'ensemble des perturbations (à moyenne non nécessairement nulle) qui affecte le processus, ce terme englobe plusieurs composantes.

• *Erreur de modélisation*

Le fait même de modéliser le processus entraîne inévitablement une erreur de modélisation.

En faisant un choix approprié de l'ordre du système et des variables d'entrées de façon à concilier, simplicité et précision du modèle, on peut assumer que cette erreur est nulle.

• *Perturbations aléatoires*

Représentant la valeur moyenne des perturbations, si celle ci est non nulle. Dans les systèmes réels, une commande nulle n'entraîne pas nécessairement une sortie nulle. Ce biais peut être enlevé par l'utilisation d'une constante dans le modèle, la composante continue est identifiée. L'équation aux différences modélisant le système devient :

$$y(k) = -a_1 y(k-1) - a_2 y(k-2) + b_1 u(k-1) + b_2 u(k-2) + e(k) + D$$

Où

D : est la composante continue du système, et $e(k)$ l'ensemble des perturbations à moyenne nulle cette fois.

Le vecteur des estimés θ devient alors :

$$\theta = [a_1 \ a_2 \ b_1 \ b_2 \ 1 \ c_1 \ c_2]$$

Comme démontré aux sections précédentes, la méthode des RLS donne le vecteur θ des estimés :

$$\theta = (\phi^T \phi)^{-1} Y$$

Où $(\phi^T \phi)$, dite pseudo inverse de ϕ , qui est une matrice symétrique définie positive. Dans la méthode des RLS cette matrice peut perdre son caractère symétrique définie positive et ainsi devenir singulière, d'où l'impossibilité de calculer le vecteur des estimés θ . On doit à Bierman et Thornton [63] l'algorithme qui permet à la matrice de covariance de ne pas perdre son caractère défini positif. Il est basé sur la factorisation de cette matrice en produit de trois matrices, telles que:

$$(\phi^T \phi) = UDU^T$$

Où

U est une matrice triangulaire supérieure unitaire

D est une matrice diagonale

U^T est la transposée de U

Algorithme de Bierman et de Thornton

Dans la méthode RLS, le caractère défini positif de la matrice de covariance sera perdu (matrice à précision finie). L'algorithme de la racine est donné par :

- initialisation

$$\bar{U} = I, \quad \bar{D} = \text{diag}(\sigma)$$

- $f = \bar{U}^{-T} \cdot \phi(n)$ où $f^T = (f_1, \dots, f_N)$

$$\bar{v} = \bar{D} \cdot f$$

$$\bar{d}_1 = \frac{\bar{d}_1}{\alpha_1} \quad \alpha_1 = v_1 f_1$$

$$K_1^T = [v_1 \ 0 \ \dots \ 0 \ \dots \ 0]$$

- boucle principale

pour $j=1$ à N

$$\alpha_j = \alpha_{j-1} + v_j f_j$$

$$\bar{d}_j = \frac{\bar{d}_j \alpha_{j-1}}{\alpha_j \lambda(n)} \quad \text{où } \lambda(n) \text{ est le facteur d'oubli à l'instant } n$$

$$\bar{u}_j = \bar{u}_j + a_j \bar{K}_{j-1} \quad \text{où } a_j = -f_j / \alpha_{j-1}$$

$$\bar{K}_j = \bar{K}_{j-1} + v_j \bar{u}_j$$

- calcul du nouveau gain

$$k(n) = \frac{k_N}{\alpha_N}$$

D'après l'étude comparative des critères de précision et de temps de calcul, il a été montré en littérature, que l'approche du système par un modèle d'ordre 2 était nettement meilleure que l'approche avec un modèle d'ordre supérieur. Dans notre cas le système est modélisé par le modèle CARMA d'ordre 2 avec utilisation d'une constante du modèle:

$$y(k) = -a_1 y(k-1) - a_2 y(k-2) + b_1 u(k-1) + b_2 u(k-2) + e(k) + c_1 e(k-1) + c_2 e(k) + D$$

$(\phi^T \phi)$ mesure la vitesse de convergence.

- **Facteur d'oubli**

Une trop grande matrice ϕ élimine rapidement les paramètres initiaux choisis, une trop faible matrice ϕ par contre augmente considérablement le temps nécessaire pour trouver un modèle acceptable.

Pour notre simulation nous avons choisi: $\phi = \alpha \cdot I$, où $\alpha = 1000$ et I : la matrice identité.

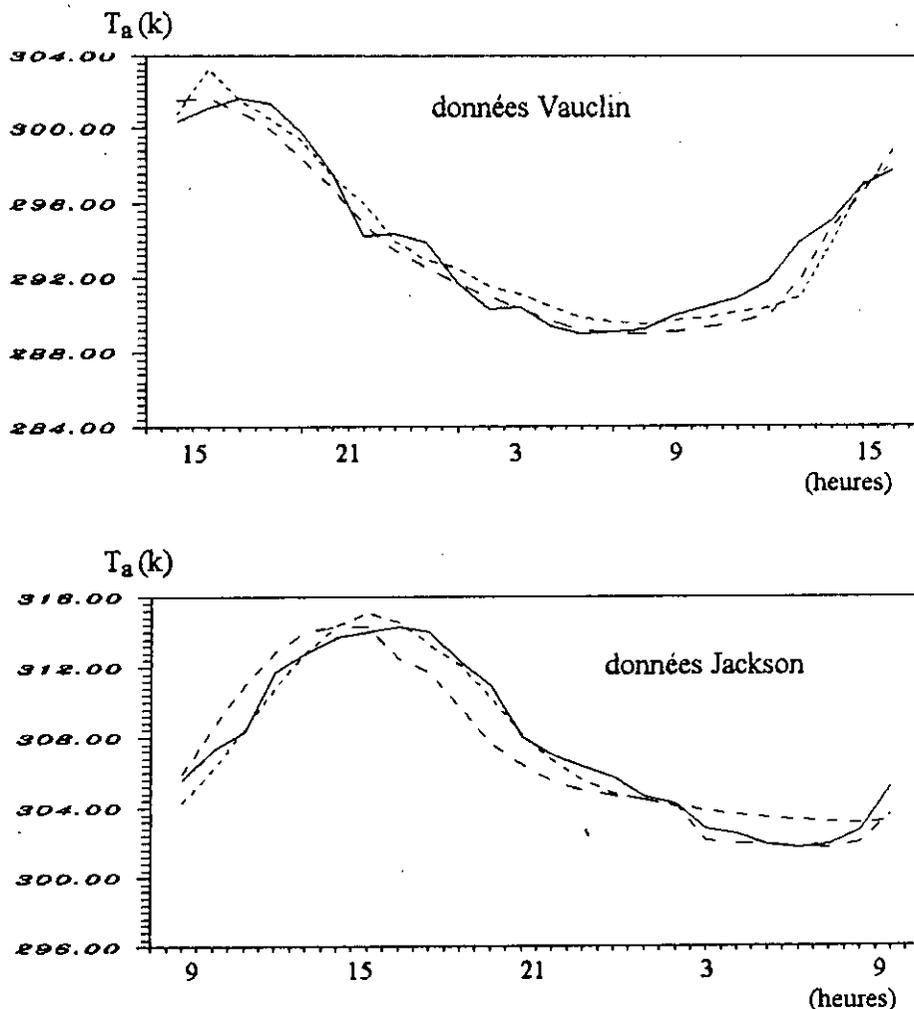
Nous avons aussi choisi un facteur d'oubli variable, donnée par la formule de Fortescue [62]:

$$\lambda(t) = 1 - \frac{(1 - \phi^T(t)k) \varepsilon^2(t)}{\psi}, \text{ où } \psi = 1000.$$

Ce paramètre agit sur la fenêtre de mesure; s'il est constant cette fenêtre est constante. Si l'erreur $\varepsilon(t)$ tend vers 0, le facteur d'oubli tend vers 1 et la fenêtre de mesure est grande. Mais si $\varepsilon(t)$ augmente (à cause d'une variation brusque du système, ou un bruit), le facteur d'oubli diminue et la fenêtre de mesure diminue aussi, car on ne tient compte que des mesures les plus récentes.

IV-3-2) Résultats de la méthode d'identification

Les résultats de l'utilisation de la méthode d'identification RELS pour la génération de la température de l'air T_a , qui est considérée comme sortie du système ayant la température du sol T_s comme entrée, sont représentés par FIG(VI-9). Ces résultats génèrent T_a à partir de T_s d'une façon correcte mais les paramètres du modèle ne sont pas constants à cause de la complexité du modèle (modèle biologique), aussi pour valider une telle méthode d'application cela suppose la disponibilité d'une banque de mesure très grande.



FIG(IV-9) génération de T_a à partir de T_s

- T_a donnée par les données Jackson
- - - T_a estimé par la méthode d'identification MCER
- . - . T_a estimé par la méthode d'ellipse

III-4) Conclusion

L'étude de l'existence de la corrélation entre la température de l'air T_a et la température de surface T_s nous a permis de générer le profil journalier de la température de l'air à partir de la température de la surface avec une erreur absolue inférieure à 3°k. Cette erreur sera nettement inférieure pour de bonnes conditions climatiques. L'application de la méthode d'identification (MCER) génère aussi la température de l'air avec une erreur inférieure à 3°k.

L'utilisation du modèle elliptique pour la génération de T_a à partir de T_s peut être utilisée à échelle régionale, puisque la dynamique journalière de T_s en tout point de la scène est donnée par les satellites géostationnaires, la dynamique journalière de T_a peut être générée en tout point de la scène.

Chapitre V : Le logiciel d'application LABES

(Logiciel d'Application du Bilan d'Energie au Sol)

V-1) Introduction

Le but de ce logiciel est la simulation des transferts d'énergie à l'interface sol-atmosphère, ce dernier est régi par le système d'équations (II-6) avec les conditions aux limites et la condition initiale décrit dans le chapitre II. Le système sol-proche atmosphère est décrit par un ensemble de paramètres qui constituent les données d'entrée et les paramètres caractéristiques du sol considéré.

Le logiciel *LABES*, est une application windows, qui fournit des sorties graphiques, simulant la dynamique journalière des flux de surface (flux de chaleur latente, le flux de chaleur sensible, le bilan des flux dans le sol et le flux de radiation dans le sol), et de la température du sol. Il permet aussi la gestion de fichier pour l'édition et la manipulation des données d'entrées du système, ainsi que la sauvegarde des résultats qui constituent les sorties du système.

Il offre un moyen de visualiser les images correspondants aux images satellitaires NOAA corrigées et traitées.

V-2) Introduction sur Windows

Depuis son introduction en Novembre 1985, Microsoft windows est devenu l'environnement utilisateur le plus populaire pour MS-DOS. D'innombrables copies de windows ont été distribuées par les constructeurs de matériels en accord avec Microsoft. Ces dernières années, le nombre d'applications disponibles pour windows a également progressé et dépasse plusieurs centaines [64].

Windows est pour l'utilisateur un environnement graphique multitâches à base de fenêtres où s'exécutent des programmes spécialement écrits pour lui (Matlab, Microsoft Word, ...). Les programmes windows ont une apparence et un langage de commande homogène et sont généralement plus faciles à utiliser et à apprendre que les programmes conventionnels fonctionnant sous MS-DOS. L'utilisateur peut aisément passer d'une application à l'autre et échanger des données entre elles.

Windows fournit des avantages considérables à la fois aux utilisateurs et aux programmeurs par rapport à l'environnement traditionnel MS-DOS. Les avantages qu'en retirent les développeurs et les utilisateurs sont presque les mêmes, car le travail des premiers est de donner (si possible et sans souffrir) aux seconds ce dont ils ont besoin et ce qu'ils désirent (sans avoir besoin d'énormes manuels de référence)[65].

V-3) Pascal sous windows

L'écriture de programme pour windows devient de plus en plus populaire. Cependant, la façon d'écrire de tels programmes diffère de celle employée pour concevoir des applications DOS. A l'aide des outils traditionnels, le développement Kit (SOK) de Microsoft et un compilateur C, l'écriture d'un programme digne de ce nom peut même demander plusieurs mois de travail à des programmeurs 'C' expérimentés. Grâce à Object Windows, une bibliothèque orientée objet intégrée à Turbo Pascal pour ce dernier, prend en charge une grande partie des aspects fastidieux de la programmation windows. Cela signifie qu'il est possible de rédiger des applications windows plus vite et de façon plus sûre. Object Windows n'apporte aucune restriction aux moyens d'atteindre cet objectif. Par ailleurs, le compilateur lui-même constitue une application windows qui permet d'écrire, de compiler de tester les programmes en demeurant dans l'environnement windows.

Object Windows est un ensemble de types objet prédéfinis où sont encapsulés les propriétés et le comportement de nombreux éléments spécifiques à windows, par exemple les boîtes de dialogues, les contrôles et les fenêtres. De plus, turbo pascal pour windows est livré avec une boîte à outils de développement de ressources, qui autorise la création visuelle de ressources windows. Un débogueur est également fourni: Il s'agit d'une version de turbo debugger adapté spécialement à windows.

V-3-1) L'environnement de développement intégré de turbo pascal pour windows

Turbo pascal pour windows (TPW) est le premier compilateur pascal permettant le développement, en environnement windows, d'applications windows. Cela signifie qu'il est possible d'éditer, de compiler d'exécuter des programmes windows sans jamais avoir affaire au signal du DOS. De plus Borland fournit avec TPW un débogueur autonome utilisable dans cet environnement. Par ailleurs, il est possible d'écrire les ressources (images bitmaps, icônes, menus, ect...) à l'aide du Workshop, une boîte à outils qui constitue une application windows à part entière. Du fait que l'intégralité d'un programme peut se développer au sein de windows, et grâce à la rapidité de compilation de TPW, le temps de programmation des applications peut être diminué de façon significative par rapport aux techniques traditionnelles de travail (à savoir le Software Développement Kit de Microsoft plus un compilateur C). [65].

BPW(Borland Pascal for Windows), une version plus récente de TPW dispose d'une architecture orientée objet, appelée object windows, qui consiste en un ensemble de types objets utilisables pour l'écriture des applications windows. Il existe des types objets représentant, entre autres, des fenêtres, des boîtes de dialogues et des contrôles. Cet ensemble de types objet inclus dans l'architecture crée au niveau d'abstraction différent grâce à l'encapsulation des données de descripteur et des opérations sous forme de méthodes, ce niveau d'abstraction évite au programmeur de «réinventer la roue» à chaque développement d'une nouvelle application windows.

V-3-1-1)La programmation orientée objet : POO

La programmation orientée objet, ou POO, ne constitue pas le changement de syntaxe le plus radical qui ait été dans l'histoire du logiciel; la nouveauté vient beaucoup plus de la démarche

de résolution des problèmes. Pour résoudre un problème à l'aide d'un langage de programmation orientée procédure, on utilise une démarche du type « diviser pour régner ». Cela signifie qu'au lieu d'écrire une énorme boucle principale, on divise la tâche à effectuer en plusieurs tâches de moindre importance. Des procédures et des fonctions sont ensuite écrites pour décrire ces petites tâches. Cette division se poursuit jusqu'à obtenir des routines ne comportant qu'une trentaine ou une quarantaine de lignes.

V-3-1-2) *La démarche orientée objet*

Pour résoudre le problème à l'aide d'un langage orienté objet, on procède comme ceci : au lieu de diviser la boucle principale en routines, on divise le problème en objets. Les objets sont des types de données, tels que les entiers ou les tableaux, indépendants du reste du code. Un objet peut représenter un bouton, une fenêtre, une pile, une liste de chaînes, une horloge, ect. Un objet bouton « sait » ce qu'il doit faire lorsque l'utilisateur clique sur lui, et une horloge « sait » qu'elle doit être mise à jour à chaque seconde. Implanter le comportement d'un objet au lieu de le décrire au sein de routines séparées se réalise grâce à ce qu'on appelle l'encapsulation du code et des données.

- *Instanciation d'un objet*

L'utilisation d'un type enregistrement se fait en déclarant une variable de ce type, puis on affecte des valeurs à ses champs. Le travail avec les objets est similaire, un objet de type objet est une instance de cet objet. L'objet est utilisable dès que l'instanciation a été effectuée.

- *Les méthodes*

La différence de syntaxe principale entre enregistrement et objet est que pour ces derniers, il est possible d'avoir des fonctions et des procédures au sein de la déclaration. Ces routines sont appelées méthodes, et sont utilisées pour agir sur les champs de l'objet.

- *L'encapsulation*

C'est le fait de réunir le code et les données dans le type. Le code (méthode) utilisé pour agir sur les données, est établi dans la déclaration du type.

V-4) LABES et l'environnement windows

La construction du programme LABES se fait par le gestionnaire de programme, ce programme apparaît avec son icône. Pour lancer LABES pour Windows, il suffit de double cliquer sur cette icône (FIG(V-1)).

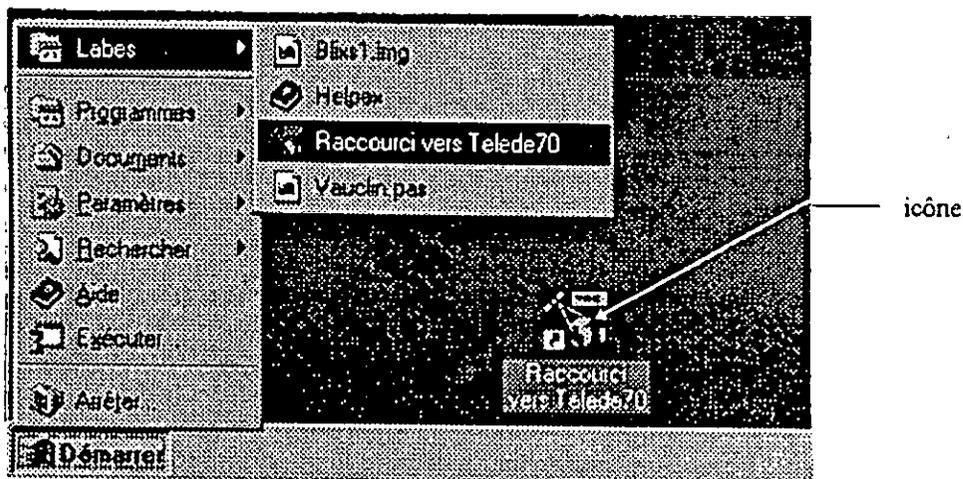
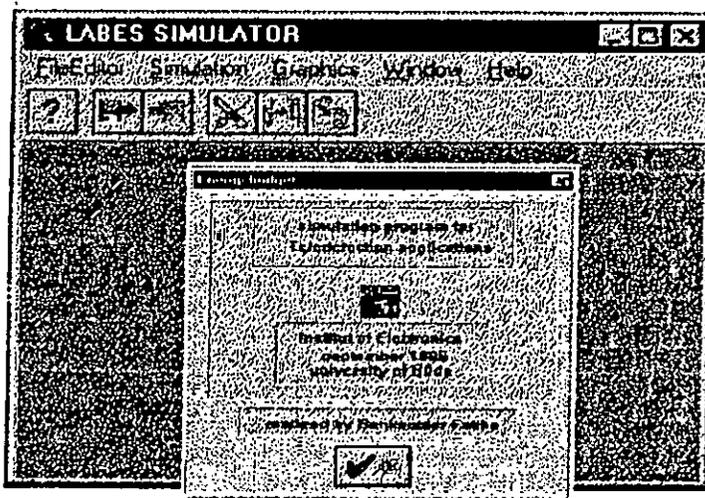


FIG (V-1) : environnement de LABES

V-5) Les éléments de menu du logiciel

Le logiciel d'application LABES comporte sept éléments (FileEditor, Simulation, Graphics, Option, Window, Help) représentés par FIG(V-2).



FIG(V-2) Les éléments du logiciel LABES

V-5-1) *File Editor* : Ce menu comprend deux options : File Editor et Exit (FIG(V-3)).



FIG(V-3) Le menu File Editor

V-5-1-1) *Editor* :

L'exécution de cette option permet l'ouverture de l'application 'EDITOR' comprenant les options suivantes: File, Edit, Option, help (FIG(V-4)). Le rôle de cette application est l'édition, l'enregistrement des fichiers de données recueillis au niveau des stations météorologiques. Ces données sont utilisés pour alimenter le modèle de simulation.

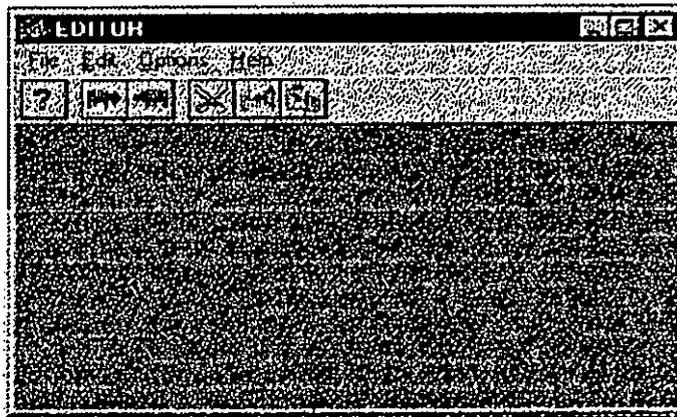
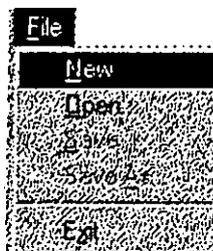


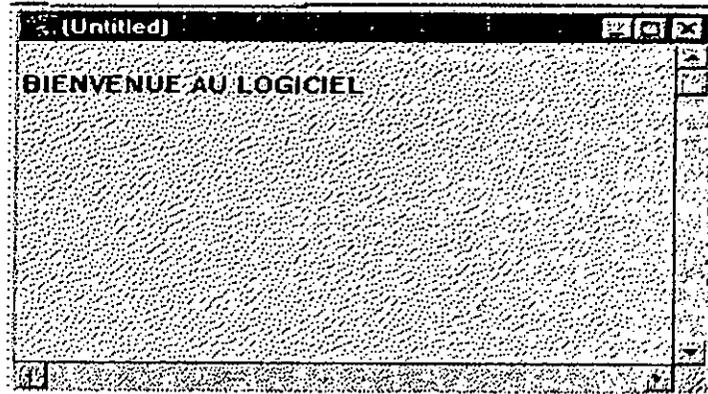
FIG (V-4) Le menu de l'application 'EDITOR'

V-5-1-1-1) *File* : Le menu file comprend cinq éléments(New, Open, Save, Save As, Exit) qui sont représentés par FIG(V-5):



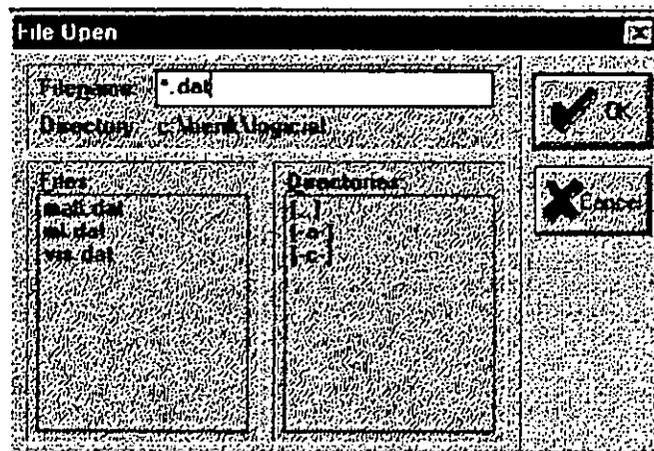
FIG(V-5) Le menu File

a) *New*(nouveau) : Cette fonction génère une nouvelle fenêtre pour écrire dans un nouveau fichier (FIG(V-6)).



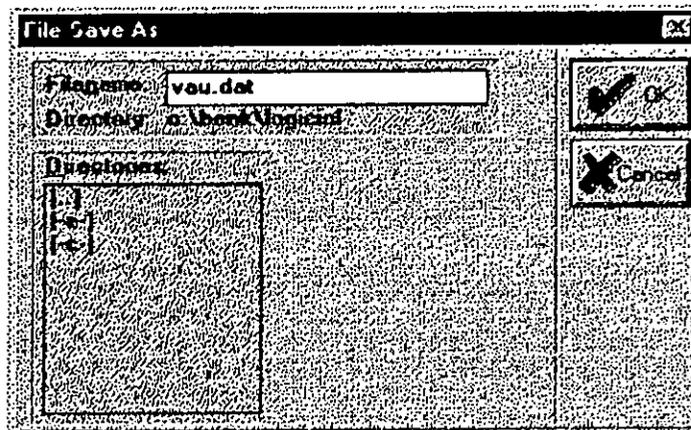
FIG(V-6) Création d'un nouveau fichier

b) *Open* (Ouvrir): La fonction 'Open' permet l'ouverture d'un fichier stocké sur disque, la boîte de dialogue correspondante est représentée par FIG(V-7).



FIG(V-7) Ouverture d'un fichier

c) *Save* (Enregistrer) : Il sert à l'enregistrement sur disque d'un fichier se trouvant dans le fichier active, la boîte de dialogue correspondante est représentée par FIG(V-8).



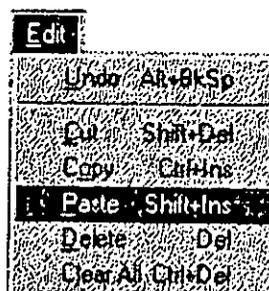
FIG(V-8) Enregistrement d'un fichier

d) *Save As* (Enregistre sous) : Il enregistre sous un nouveau nom, le fichier se trouvant dans le fichier active la boîte de dialogue correspondante est celle représentée par FIG(V-8).

e) *Exit* (Quitter) : Il permet de quitter le l'application 'Editor'.

V-5-1-1-2) *Edit*

Il regroupe les commandes modifiant le contenu de la fenêtre active (FIG(V-9)).



FIG(V-9) Le menu Edit

Les élément de ce menu sont:

a) *Undo* : Cette fonction permet de retrouver le texte ayant été effacé.

b) *Cut* (Couper) : Cette fonction permet de couper le texte sélectionné, ce texte est mis dans le presse-papier (ce texte peut être collé dans un autre endroit windows).

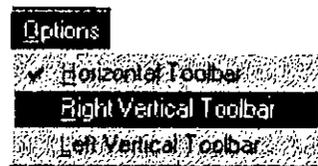
b) **Copy** (copier) : Cette fonction permet la copie du texte sélectionné à un autre emplacement, en environnement windows.

d) **Paste** (Coller) : Cette fonction permet de coller, à l'emplacement du curseur, un bloc de texte copié ou coupé.

e) **Delete** (Effacer) : Cette fonction permet d'effacer le bloc de texte sélectionné.

f) **Clear All** (Effacer tout): permet d'effacer tout le texte se trouvant dans la fenêtre active.

V-5-1-1-3) Option: Cette fonction permet de changer l'emplacement de la barre d'outils du menu principal, dans une position verticale, à gauche, à droite ou au dessus de la fenêtre principale FIG(V-10).



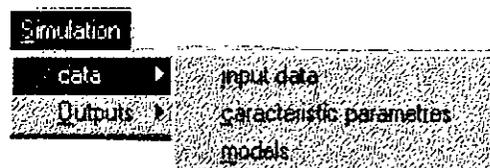
FIG(V-10) Le menu Option

V-5-1-1-4) Help : Cette option permet tout simplement l'affichage d'une boîte de dialogue.

V-5-1-2) Exit : Il permet de quitter l'application 'Editor'.

V-5-2) Simulation

Le menu 'Simulation' permet la simulation des échanges thermiques et radiatifs au niveau de l'interface sol-proche atmosphère. Il comprend deux sous menus 'Data' et 'Outputs' FIG(V-11).



FIG(V-11) Le menu Simulation

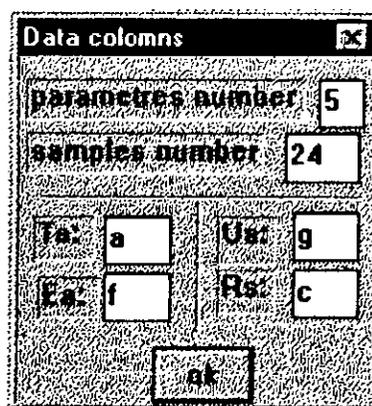
V-5-2-1) Data (données d'entrée) : Ce menu correspond aux données d'entrées du système, il comprend trois fonctions qui permettent à l'utilisateur (ou spécialiste) d'introduire les données correspondant au sol à étudier (les dynamiques journalières de la température de l'air T_a , de l'humidité de l'air e_a , de la vitesse du vent u_a et du rayonnement solaire R_s , les paramètres caractéristiques, et le modèle de la résistance aérodynamique proposé) pour suivre l'évolution temporelle des flux de surfaces tels que le flux de chaleur latente, le flux de chaleur sensible, le bilan des flux dans le sol et la dynamique journalière de la température du sol.

a) Input data (Données d'entrée du modèle):

Ce menu permet l'introduction des données météorologiques du milieu, et une donnée déduite de l'imagerie satellitaire qui est le rayonnement solaire. Les données météorologiques sont recueillies aux niveaux de la station météorologique de la zone d'étude. Ces données sont :

- La température de l'air T_a
- L'humidité de l'air e_a
- La vitesse du vent u_a
- Le rayonnement solaire R_s

La boîte de dialogue représentée par la FIG(V-12), permet d'introduire le nombre de séries de données, le nombre d'échantillons et la disposition des quartes paramètres dans le fichier de données ouvert à l'exécution de 'input data'. L'appui sur le bouton 'Ok' marque la confirmation de ces données.



FIG(V-12): La boîte de dialogue input data

b) paramètres caractéristiques

Cette fonction, représentée par la boîte de dialogue de FIG(V-13), permet l'introduction des paramètres caractéristiques du sol (la capacité calorifique, la conductibilité thermique, l'émissivité du sol, la chaleur spécifique de l'air, l'albédo, la profondeur et la température de la nappe phréatique, la période de mesure). Pour confirmer les données, il faut cliquer sur le bouton 'Ok'. Le passage à la tâche suivante ne se fait qu'après le contrôle de validité de ces données.

parametres	values
$\rho_{air} (J/m^3K)$	1800000
$C_{p1} (J/m^3K)$	1
$K (W/m)$	2.9
$\rho_{sol} (J/m^3K)$	1230
ϵ	0.96
$d (s)$	3600
α	0.18
$T_1 (K)$	303
$L (m)$	0.7

ok

FIG(V-13) Les paramètres caractéristiques du sol

c) *Models* (les modèles): La boîte de dialogue représentée par FIG(V-14) permet de choisir le modèle de la résistance aérodynamique à utilisé lors de la simulation, la validation se fait en appuyant sur le bouton 'Ok'.

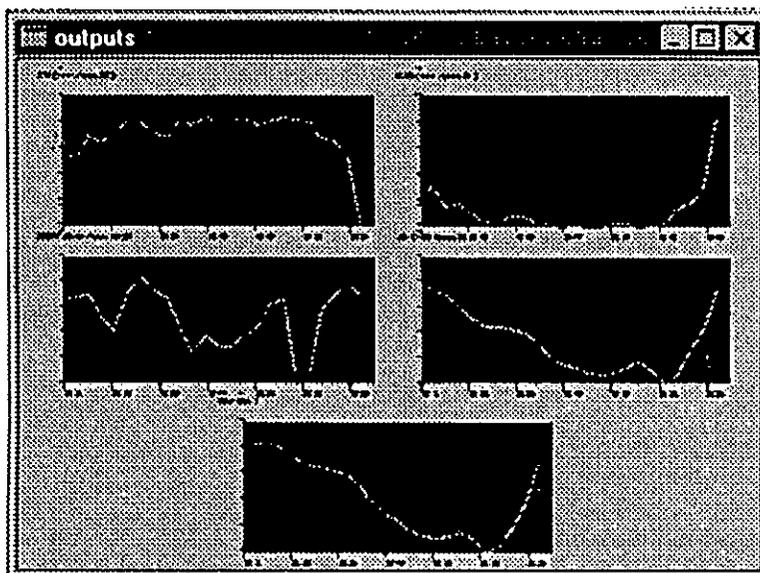
Aerodynamic resistance models

- riau model
- vauchiz model
- sellers model

OK

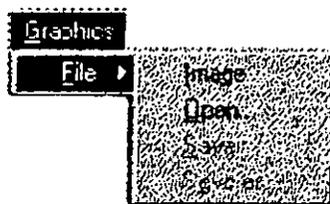
FIG(V-14) Le choix du modèle de la résistance aérodynamique

V-5-2-2) Outputs (les sorties): Cette fonction permet la visualisation des dynamiques journalières de la température de la surface du sol, des différents flux de chaleur, du flux radiatif et du bilan d'énergie dans le sol, la FIG(V-15) représente les différentes sorties du modèle.



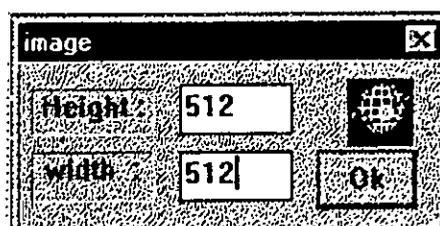
FIG(V-15) Visualisation graphiques des sorties

V-5-3) Graphics (Graphique) : Ce menu permet la visualisation des images, il comprend cinq fonctions (FIG(V-16)).

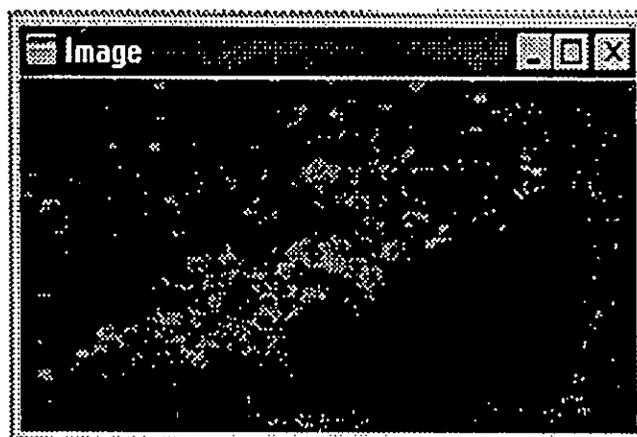


FIG(V-16) Le menu Graphics

Les éléments de ce menu permettent la sauvegarde de l'image se trouvant dans le menu active. La fonction 'Image' permet dans cette application particulière de visualiser une image de format 'IMG' dont la taille sont introduites à partir de la boîte de dialogue représentée par FIG(V-17). L'image correspondante sera visualiser dans une fenêtre, c'est ce qu'illustre la FIG(V-18) qui correspond à la visualisation d'une image de la région de Blida vu par satellite.

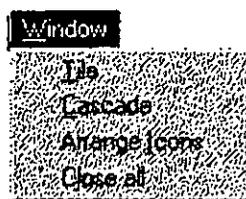


FIG(V-17) Boite de dialogue dimensions de l'image



FIG(V-18) Visualisation d'une image: Blix1.img

V-5-4) Window (fenêtre): Ce menu permet d'arranger les icônes, de mettre en cascades les fenêtres actives et de les effacer, représenté par (FIG(V-19)), il comprend les éléments (Tile, Cascade, Close All).



FIG(V-18) Le menu Window

a) Tile : Cette fonction permet de faire un zoom de la fenêtre active.

b) Cascade: Cette fonction permet de mettre en cascade plusieurs fenêtres actives dans un même menu.

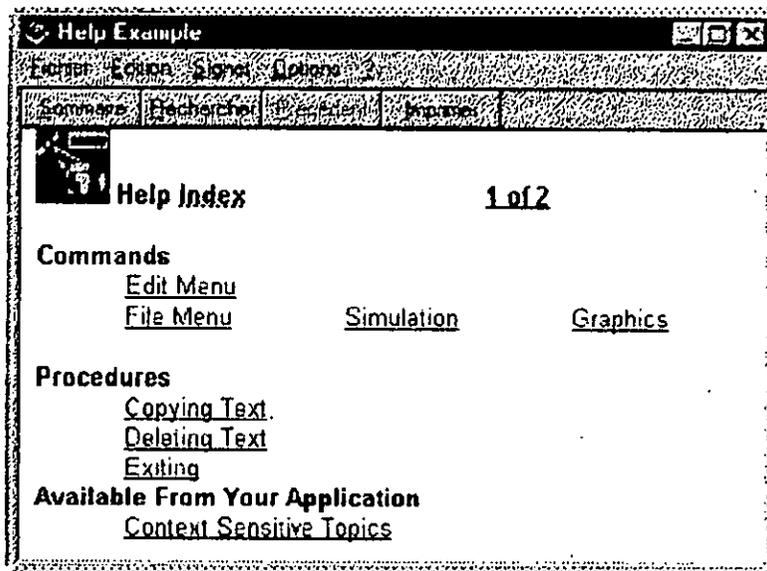
c) *Close All* : Cette fonction permet de fermer toute fenêtre principale.

V-5-5) *Help* : Cette option comporte des informations sur le Logiciel LABES (FIG(V-19)).

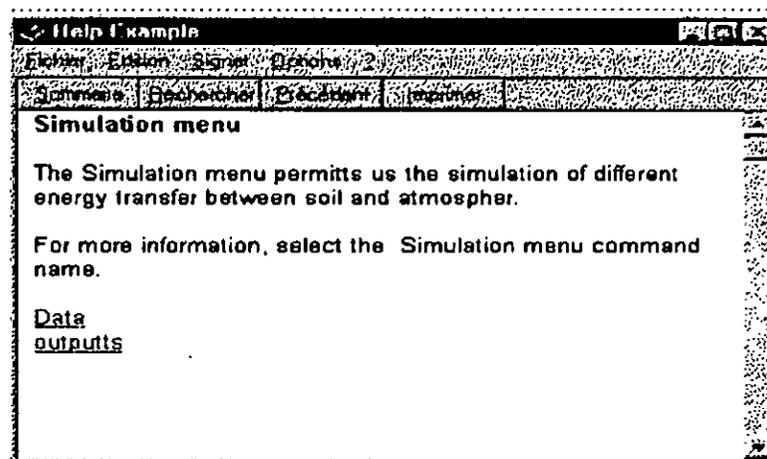


FIG(V- 19) Le menu Help

L'application 'About LABES' est un help personnalisé qui sert de guide pour l'utilisateur, FIG(V-20) donne une idée sur son menu principal, FIG(V-21) presente le help de l'option 'Simulation'.



FIG(V-20) Le Help personnalisé de LABES



FIG(V-21) Le help d'aide de 'Simulation'

V-6) Conclusion

La réalisation de ce cette application Windows (LABES) nous a permis d'exploiter la programmation orientée objet et d'apprécier sa facilité de mise en oeuvre pour la conception des logiciels sous Windows.

Le logiciel d'application LABES (Logiciel d'Application du Bilan d'Energie au Sol) permet de ressortir les limites d'application des modèles locaux, principalement ceux modélisant la résistance aérodynamique de l'interface sol-atmosphère qui introduit un nombre de paramètres non accessible à partir de l'imageries satellitaires. Il offre la possibilité de simuler l'évolution de la reponse du système sol-atmosphère aux différentes séries de données et de caractéristique d'un milieu d'étude sol.

Conclusion générale

Le présent travail montre qu'il est théoriquement possible de faire une analyse de l'évolution spatio-temporelle du bilan énergétique à partir de l'imagerie satellitaire VIS et IRT.

La nécessité de combiner des données de satellites à des mesures climatiques sol pouvait constituer un frein sérieux à une exploitation à grande échelle des modèles souvent élaborés à partir d'études locales.

Néanmoins plusieurs questions restent encore à résoudre avant d'arriver à des modèles réellement opérationnels et suffisamment précis:

- Tout d'abord, l'erreur induite par l'extraction des paramètres primaires (T_s , RN, éventuellement l'albédo de surface, et le rayonnement net) n'est pas envisageable; ceci à pour effet d'accroître l'erreur d'estimation des paramètres de surface, par les modèles d'analyse.
- La génération des données sol aux points où il n'existe pas de stations de mesure (le nombre de pixels où il n'existe pas de station peut représenter moins de 5% du nombre total de pixels d'une scène donnée) pose le problème d'utilisation à grande échelle; à cet effet on a montré que ce problème peut être résolu car la génération de T_s à partir de T_a entraîne une erreur inférieure à 3°K, ce qui est acceptable comme marge d'erreur; cependant la vitesse du vent peut être remplacée par une valeur moyenne sans affecter le système.
- Les différentes échelles auxquelles sont prises les données (l'échelle du point de mesure pour les relevés sol et échelle du satellite pour les paramètres primaires) posent le problème de signification et de cohérence des données: dans quelle mesure la valeur d'un paramètre acquise sur un point peut être significative du pixel? se pose, dans ce même contexte le problème d'hétérogénéité du pixel.
- L'analyse dynamique du bilan d'énergie au sol requiert la connaissance du profil journalier de la température de surface et du rayonnement (plusieurs valeurs par jour, donc des images de satellites géostationnaires); cela soulève deux problèmes:
 - a) Celui de la précision des mesures donc des résultats.
 - b) Celui des coûts des images : le critère coût-précision peut être en défaveur de l'exploitation des modèles d'analyse.

Malgré les diverses difficultés, on a montré qu'il est possible de faire une analyse correcte d'une scène; analyse des flux de surface, et l'étude de sensibilité.

L'étude décrite dans le chapitre II permet de faire une analyse assez précise sur l'évolution temporelle des flux de surface sur un élément de sol, et donc de voir leurs réponses suite à des perturbations maximales lors d'une mesure de sol ou de satellite. Nous avons montré au chapitre III, qu'une erreur de 6°K sur la température de l'air n'a pas grand effet sur les flux de surface, d'autre part l'étude faite dans le chapitre IV montre qu'il est possible de déduire T_s à partir de l'image satellite (génération des données aux pixels) avec une erreur inférieure à 3°K ce qui rend l'erreur sur les flux beaucoup plus faible.

La sensibilité des flux à la vitesse du vent est très faible, et son remplacement par une valeur moyenne par jour généralement connue au niveau des stations météorologiques, peut soulever l'handicape de la diversité des échelles (échelle locale et échelle régionale).

En fin le logiciel d'application réalisé, permettant de faire une analyse de la dynamique journalière des flux et de la température de la surface à échelle locale, peut être étendu à des applications à échelle régionale en faisant:

- Des extrapolations sur les valeurs moyennes de la vitesse du vent.
- Génération de la dynamique journalière de la température de l'air en tout point de la scène à partir de la dynamique journalière de la température de T_s déduite par satellites (géostationnaire).
- Calcul des dynamiques journalières des flux et la température du sol en tout point de la scène, et utilisation des valeurs moyennes de ces dynamiques journalières pour la réalisation de cartographie.

Bibliographie

- [1] WILLIAM P.KUSTAS, CRAIG S.T.DAUGHTRY, AND PETER J.VAN OEVELEN " Analytical Treatment of the Relationships between soil and Heat Flux/Net Radiation Ratio and Vegetation Indices "
Remote.Sens.Environ 46: 319-330(1993).
- [2] WILLIAM P.KUSTAS and CRAIG S.T DAUGHTRY " Estimation of the soil Heat Flux /Net Radiation Ratio from Spectral Data "
Agricultural and forest Meteorology,49(1990)205-223 1990 Elsevier Science Publishers B.V.,Amsterdam- Printed in the Netherlands.
- [3] JAIME. NICKERSON " Satellite Remote Sensing of Surface Energy Balance:Success, Failures, and Unresolved Issues in FIFE "
Journal of Geophysical Research,vol 97,No.D17,pages 19,061-19,089, November 30,1992.
- [4] JEAN-PIERRE LAGOUARDE " Use of NOAA AVHRR Data Combined With an Agrometeorological Model For Evaporation Mapping " *INT.J.Remote sensing*,1991, vol.12,No9,1853-1864.
- [5] A.ABDELLAOUI,F.BECKER and E.OROLY-HECHINGER " Use of Meteosat for Mapping Thermal Inertia and Evapotranspiration over a Limited Region of Mali "
Journal of Climate and Applied Meteorology,vol 29,No 11,November1986. American Meteorological Society.
- [6] B.SEGUIN " Estimation de l'Evapotranspiration à partir l'Infrarouge Thermique "
2^{ème} colloque international sur les signatures spectrales en Télédétection, Bordeaux 1983, Guyo.T et M.Vergrugghe (ed),INRA n°23,p.427.
- [7] A.ABDELLAOUI " Détermination des Variations spatio-temporelles du Bilan Energétiques au Sol par Télédétection Visible et Infrarouge "
Thèse de Doctorat d'état, Université de Louis Pasteur Strasbourg, Juin 1986.
- [8] M.MENENTI "Defining Relationships Between Surface Characteristics and Actual Evaporation Rate "
TELLUS.NEWS LETTER 15, May 1980.
- [9] C.R.J SOER " Estimation of Regional Evapotranspiration and Soil Moisture Conditions Using Remotely Sensed Crop Surface Temperature "
Remote Sensing of Environnement 9:27-45 (1980) .
- [10] K.W.BROWN " Calculations of Evapotranspiration from Crop Surface Temperature "
Agricultural Meteorology,14(1974) 199 - 209.Elvester Scientific Publishing Company, Amsterdam..
- [11] FRANK KREITH and W.D.SELLER " General Principles Of Natural Evaporation "
Heat and mass transfer in the Biosphère,D.A.de Vries and N.H.afgan, eds Scripta , 594 pp.
- [12] CH.RIOU et R.CHARTIER " Une Nouvelle Méthode de Détermination des Flux de Chaleur convective à partir des Mesures de Températures et de la Vitesse de vent à deux Niveaux. son Application à la mesure de l'Evaporation et sa mise en oeuvre en Tunisie "
CAH.O.R.S.T.O.M..Série.Hydrol., vol.XVIII,No1,1981.
- [13] B.SEGUIN " La Détermination de L'évaporation Réelle dans les Bilans Hydrologiques par la Télédétection en Thermographie Infrarouge "
Institut des Sciences Hydrologiques 25,2.1980.

- [14] IR.A.ROSEMA " The Application of Thermal Infrared Remote Sensing Data to Soil Moisture and Evaporation Determination "
EARS b.v.Delf, Nethertheland.
- [15] R.D.JACKSON,S.B.IDSO and R.J REGENATO " Calculation of Evaporation Rates During the Transition from Energy-Limiting to Soil-Limiting using Albedo Data "
Water Resources Research Vol.12,No.1,February 1976.
- [16] LEE.K.BALIC,R.K.SCOGGINS, and L.E LINK " Inclusion of a Simple Vegetation Layer in Terrain Temperature Models for Thermal I.R Signatures prediction ".
Transaction of IEEE GEOS.and Rem.Sens,GE-19,143-152.
- [17] RAFFY, and F.BECKER " An Inverse Problem Occuring in Remote Sensing in the Thermal Infrared Bands and its Solutions"
Journ.Geophys.Res.,D3,90,5809-5819.
- [18] YVES PATOURAUX " Analyse d'un Cycle Thermique Journalier d'après METEOSAT "
TD et Géographie appliquée en zone aride et sud mederaniene.
Collection de l'école des jeunes filles n°19 Paris 1982.
- [19] F. BECKER " Transferts Radiatifs en Télédétection Radiométrique "
Rencontre S.F.T.ville d'AUVRY 6-8 Mars 1980.
- [20] ELISABETH HECHINGER " Contribution à l' Interprétation de Données de Télédétection: Etude d'un Modèle Thermique de Sol et de son Emploi pour la Réalisation d'Images de Télédétection dans le Visible et I R thermique "
Thèse de Doctorat de Spécialité en Electronique et Instrumentation ,Universite e Louis Pasteur, Juint 1979.
- [21] MARCEL RAFFY " Contribution à l' Etude du Problème Inverse Thermique en Télédétection sur des Milieux Homogènes et Hétérogènes "
Thèse de Doctorat Es-Sciences,(C.R.N) Institut National de Physique Nucleaire et de Physique des Particules, Université de Louis Pasteur de Strasbourg, November 1985.
- [22] ANDRES ROSEMA " Simulation of the Thermal Bihavioure of Soil for Remote Sensing Purposes "
part I, ed by Devries and Afgan . Scripta book company Waghinton D.C. p 109 (N.I.W.A.R.S),Delf,Thenetherland.
- [23] E.HECHINGER, M.RAFFY, F.BECKER " Comparaison Between the Accuracies of a New Descritisation method and an Inproved Fourier Method to Evaluate Heat Transfers Between Soil and tmosphere "
Journal of Geophysical Research, vol.87, no c9, pages 7325-7339, august 20,1982.
- [24] A.ABDELLAOUI,H.SI SAID " The Energy Balance Study by Satellite Imagery: Presentation, Feasibility "
RIENA,ATTI 250 LONVEGNO INT.LE SULLO Spazio,ROMA 1985.
- [25] ABDELLAOUI. A , " Le problème de la modélisation des paramètres climatiques",
rapport scientifique, laboratoire de télédétection, 1980,CSTN, Alger.
- [26] ABDELLAOUI.A, BOUBEKKER.M, " Problem on spatial generalization for resolution models of the inverse thermal problem "
Eighteenth int symp. on remote sensing of ENV, PARIS, 1-5 octobre 84.
- [27] Watson, K " Geologic application of thermal infrared images "
Procecding of the IEEE, Jan, 128-136, 1975.

- [28] Soer, G.J.R." The Tega model. A mathematical model for the simulation of the daily behaviour of crop surface temperature and actual evapotranspiration "
NIWARS publications, 46, Delf, the Netherlands (1977).
- [29] AKARAW, A., A.KATYAMA and Y.MINTZ. " Numerical simulation of the general Circulation of the atmosphere "
Paper presented at the symposium on numerical Weather prediction, WorldMeteor, Organ. Int, Union of geod and Geophys.Tokyo 1986.
- [32] BONN J, " Ground truth measurements for thermal infra-red remote sensing ",
photogr.eng and remote sensing, vol 43, N°8, aug, 1977, pp 1001-1007.
- [33] PRATT D.A, FOSTER S.J and ELLYETT C.D, " A Calibration procedure for Fourier series thermal inertia models ",
Photograph ,ENG.and remote sensing,VOL 46 N°4 Avril 1980 ,PP 528-538.
- [34] RAFFY. M and BECKER. F, " A stable interactive procedure to obtain soil surface parameters and fluxes from satellite data",
IEEE GEOCI. and Remote Sens,GE-24,3,327-333.
- [35] P.DE FELICE " Etude des échanges de chaleur entre l'air et le sol sur deux sols de nature différentes "
Arch. Met. Geograph .Brokl.,Ser. b, 16,70-80(1968).
- [36] A.POGGI , *Introduction à la microclimatologie, Transferts d'énergie Atmosphère-sol* ,
ed Masson, 1977.
- [37] MONTEITH " Principles of Environmental physics "
J.L.(1973), Contemporary Biology,Edward,Arnold lim.,London.
- [38] FEDDES, R.A " Water, Heat and Crop Growth",
Comm.Agric.71-12(1971) Wageningen, TheNetherthelands,184p.
- [39] D.A de VRIES and N.H.AFGAN , *Heat and Mass Transpher in the Biospher I.transpher processes in plant environnement*,
SCRIPTA BOOK Company,a division of hémisphère publishing corporation,1975,Washington, D.C.
- [40] TRIPLET, J.P. et G.ROCHE., *Météorologie générale*,
Météorologie Nationale.1971.
- [41] KONDRATYEV, K.V. " Radiation in the atmospher "
Academic press, Newyork, London 1969.
- [42] IR.A. ROSEMA, *Actual Evaporation and Germination mapping* ,
Report of the Group Agromet Monitoring Project (GAMP), WG67 of EARSEL, 1982,
chap.7, ESA Contract N° 4660-81-D-IM-SC,1-70.
- [43] JOSEPH, J. H , *Calculation of Radiative heating in numerical general circulation models. Simulation of weather and climate*,
Tech. Rep.1, Dep. of meteorol., (1966) Univ, of Calif., Los Angles.
- [44] MANABE, S.and F.MÖLLER." On the Radiative Equilibrium and Heat Balance of the Atmospher "
Mon. Weather Rev.89,503-532, (1961).

- [45] BRUNT, D., *Physical and Dynamical Meteorology*,
Cambridge University Press 1939.
- [46] STALEY, E.O. et G.M.JURICA. " Effective Atmospheric Emissivity under Clear Skies "
J. Appl. Meteorol., 11,349-356, 1972.
- [47] ROSEMA, A. " A Mathematical Model for Simulation of the Thermal Behaviour of Bare soils,
Based and Moisture Transfer. "
Niwers Publications n°11. the Netherlands. 1975.
- [48] KAHLE, A.B. " A Simple Thermal Model of the Earth's Surface for Geologic Mapping by Remote
Sensing ".
J.G.R.Vol. 82, n°11, April 10, 1977.
- [49] FRANK KREITH and W.D.SELLERS " Général Principles of Natural Evaporation ",
*part I heat and mass transfer in the biosphère, ed by Devries and Afgan . Scripta book
company Waghinton D.C.,p 207 (N.I.W.A.R.S) ,Delf,Thenetherland. 1975.*
- [50] VAUCLIN, M " Modèle Local des Transferts de Masse et de Chaleur entre le Sol et
l'atmosphère, Problèmes Posés par son Extension Spatiale ",
Seminaire sur les mécanismes de transferts entre le sol et l'atmosphère. Paris -1978.
- [51] CH. RIOU et R.CHARTIER " Une nouvelle méthode de détermination du flux de Chaleur
convective à partir de mesures de température et de vitesse du vent à deux niveaux, son application
à la mesure de l'évapotranspiration et sa mise en oeuvre .I. base théoriques, II. mesure du flux de
chaleur sensible à partir de la température de surface de sol nu dans le sud Tunisien"
Cah.O.S.R.T.O.M., sir ,Hydrol.,vol.XVII,n°1,1981;
- [52] CH.RIOU " Une Expression Analytique de Flux de Chaleur Sensible en Conditions
Suradiabatiques à deux niveaux
J.Rech,Atmos,16 (1982) ,n°1 pp15-22
- [53] SELLERS,W.D,1965.,*Physical Climatology* ,
Univ.of Chicago press,Chicago, Calif.,1965.
- [54] IBRAHIM OROUD " Potential Damage to Exposed Domestic Water Pipes in Jordan During
Freezing Conditions"
Mu'tah journal for research and studies Vol .8, N°4. 1993
- [55] P.J.SELLER , S.I.RASOOL,AND H.Y.BOLLE , *Internatinal satellite land surface climatology
project (ISLSCP).Satellite data algorithms*,
Presented at the ISLSCP Workshop. Heat at the jet propulsion Laboratory,January 1987.
ed by P.J.Seller,S.I.Rasoul,and H.Y.Bolle.
- [56] CURTIS F. and GERALD/ PATRICK O.WHITLEY ,*Applied numerical analysis*,
by Addison-Wesley Publishing Company, INC, 1984.
- [57] R.J.CURNEY and D.K. HALL " Satellite_Derived Surface Energy Balance Stomates in the
Alaskan Sub-Arctic"
Goddard space flight center,Greenbelt, MD20771, January 1983.
- [58] G.MARCHOUK et V.SHAYDOUROV, *Raffinement des Solutions des Schémas aux Différences*,
Ed MIR MOUSCOU 1979.
- [59] S.G.GOUDONOV, V.RIABENK ,*Schémas aux Différences Introduction à la Théorie*,
ED MIR MOSCOU .1977

- [60] M. BOUMAH RAT, A. GOURDIN, *Méthodes Numériques Appliquées avec de Nombreux Problèmes Résolus en Fortran 77*,
Ed O.P.U 1993.
- [61] SIBONY & J.CI.MRDON, *Approximation et Equations Différentielles*,
Hermann, Editeur des sciences et des arts (1982).
- [62] LENNART LJUNG, *Theory and Practice of Recursive Identification*,
The MIT press paper back edition, 1987
Cambridge, Massachussts, London, England.
- [63] KARL JOHN ASTROM, BJORN WITTENMARK, *Adaptive Control*,
Edition Wesley Publishing Company, 1984.
- [64] WATSON, K. "Geologic Application of Thermal Infrared Images"
proceeding of the IEEE, Jun, 128-136., 1975.
- [65] CHARLES PETZOLD, *Programer sous Windows*,
P.S.I deuxième édition, 1991.
- [66] ROBERT MULLER, PAUL HAUFFMAN, *Windows 3.1 revealed Grow from Windows
novice to expert with one book*,
Ed SAMS, 1992.
- [67] SJOERD VAN GELDERN, *Developpement avec Turbo Pascal pour Windows*,
ed Sybex, 1992.
- [68] Listing des données de SOER et de VAUCLIN d'après A.ABDELLAOUI, 1986.

Annexe A

La diffusion Rayleigh et la diffusion Mie

Lorsqu'un rayon solaire élémentaire rencontre sur son trajet des corps de dimensions extrêmement petites, il subit une série de réflexions, réfractions, diffractions qui dispersent dans toutes les directions la radiation élémentaire incidente: C'est le phénomène de diffusion.

Ce phénomène se présente différemment selon les dimensions des particules diffusantes. On est ainsi amené à distinguer:

- *La diffusion moléculaire ou diffusion Rayleigh:*

Les particules diffusantes sont les molécules d'air atmosphériques dont les dimensions sont évidemment très inférieures aux longueurs d'onde du rayonnement solaire. Dans ce cas, la diffusion est inversement proportionnelle à la puissance quatrième de la longueur d'onde.

En conséquence, la diffusion moléculaire, peu efficace sur les radiations infrarouges, agit surtout de façon importante sur les courtes longueurs d'onde et l'on explique ainsi la couleur bleue du ciel.

- *La diffusion par les aérosols ou diffusion de Mie:*

Les aérosols sont les particules microscopiques de nature très variées qui se trouvent en suspension dans l'atmosphère (fumées, poussières, cristaux, etc...). On montre dans ce cas, que la diffusion est encore une fonction puissance de la longueur d'onde, mais l'exposant de λ peut prendre des valeurs forts diverses , selon les dimensions, la nature, l'orientation la forme des aérosols. On admet généralement la valeur moyenne de -1.3 pour cet exposant, c'est à dire que ce phénomène dépend moins nettement de la longueur d'onde, et c'est la raison pour laquelle la pollution atmosphérique modifie la couleur bleue du ciel.

Dans les deux cas, la diffusion est d'autant plus marquée que l'épaisseur d'air traversée est plus grande; autrement dit, pour un lieu donné, elle dépend de la hauteur du soleil au-dessus de l'horizon. Cette diffusion agit bien sûr dans le sens d'un affaiblissement de la radiation solaire directe mais en même temps produit le rayonnement diffus. A titre indicatif, signalons qu'on estime habituellement à 10% environ, à midi en été, l'affaiblissement dû à la diffusion moléculaire.

Annexe B

Module d'interpolation

B-1) les fonctions Spline

Se sont des fonctions assurant la continuité dans tous les intervalles du domaine de résolution, et se basant sur la connaissance de quelques dérivées secondes.

Supposons que les dérivées secondes notées z_i de la fonction à interpoler soient connues pour $i=1$ à n , on doit avoir :

$$\begin{aligned}P_i''(x_i) &= z_i = P_{i-1}''(x_i) \\P_i''(x_{i+1}) &= z_{i+1} = P_{i-1}''(x_{i+1})\end{aligned}$$

Le polynôme d'interpolation est supposé d'ordre (3), la dérivée seconde est par conséquent une droite. prenant pour $P_i''(x)$ la forme de Lagrange :

$$P_i''(x) = \frac{x-x_{i+1}}{-h_i} z_i + \frac{x-x_i}{h_i} z_{i+1} \quad (\text{B-1})$$

$$h_i = x_{i+1} - x_i$$

On intégrant l'équation (B-1) et on utilisant la continuité de la fonction Spline dans l'intervalle $[x_i, x_{i+1}]$ on aura :

$$P_i(x) = y_i \quad \text{et}$$

$$P_i(x_{i+1}) = y_i$$

On aura

En dérivant (B-2) on aura :

$$P_x'(x) = -\frac{(x_{i+1}-x)^2}{2h_i} z_i + \frac{(x-x_i)^2}{2h_i} z_{i+1} - \left[\frac{y_i}{h_i} - \frac{h_i}{6} z_i \right] + \left[\frac{y_{i+1}}{h_i} - \frac{h_i}{6} z_{i+1} \right] \quad (\text{B-2})$$

Pour $P_i'(x_{i+1}) = P_{i+1}'(x_{i+1})$ on aura

Annexe C

Algorithme de Thomas

Lorsqu'un système linéaire de la forme :

$A \cdot X = Y$ est à matrice tridiagonale, alors l'algorithme de Gauss peut être simplifié, en tenant compte de la structure tridiagonale de A: Cas particulier est important lors de la résolution numérique des équations aux dérivées partielles ou en opérant une interpolation Spline [60].

Adoptons pour les éléments non nul de A.

$$A = \begin{bmatrix} b_1 & c_1 & & & \\ a_1 & & & & \\ & & & & \\ & & & & \\ & & & c_{n-1} & \\ & & a_n & & b_n \end{bmatrix} \quad (I)$$

Ce qui signifie que l'on peut ne mémoriser que les $(3 \cdot n - 2)$ termes souvent non nuls de A dans trois vecteurs a, b, c ayant respectivement $(n-1)$, n , $(n-1)$ éléments plutôt que de mémoriser (et traiter) tous les termes de A où $(n^2 - 3n + 2) \neq 0$.

Soit la notation $A = [a, b, c]$ définie en (I).

Algorithme

- Triangularisation

$$\gamma = \frac{c_1}{b_1}$$

$$\gamma_i = \frac{c_i}{(b_i - a_i \gamma_{i-1})} \quad i = 1, n-1$$

$$\beta_1 = \frac{y_1}{b_1}$$

$$\beta_i = \frac{y_i - a_i \beta_{i-1}}{b_i - a_i \gamma_{i-1}}$$

- Résolution du système à matrice tridiagonale supérieur:

$$x_n = \beta_n$$

$$x_i = \beta_i - \gamma_i x_{i+1} \quad i = n-1, n-2, \dots, 1$$

Annexe D

Convergence des schémas explicite et implicite

a) Convergence du schéma implicite

Considérons les valeurs :

$$w_i^n = u_i^n - v_i^n$$

Nous dirons que le schéma explicite donné par la méthode des différences finis converge si l'erreur w_i^n tend vers 0 lorsque $(h, s) \rightarrow 0$.

On suppose que la fonction $u(x, t)$ soit suffisamment différentiable. On a

$$u_i^{n+1} = u_i^n + su_t + \frac{s^2}{2!} u_{tt} + o(s^3) \quad (D - 1)$$

$$u_{i\pm 1}^n = u_i^n + hu_x + \frac{h^2}{2!} u_{xx} \pm \frac{h^3}{3!} u_{xxx} + \frac{h^4}{4!} u_{xxxx} \pm \frac{h^5}{5!} u_{xxxxx} + o(h^6) \quad (D - 2)$$

Les diverses dérivées partielles u_t, u_{tt}, u_x, u_{xx} , étant calculées au point (ih, ns) .

Nous obtenons donc, en posant $\lambda = s/h^2$

$$u_i^{n+1} = \lambda u_{i-1}^n + (1 - 2\lambda)u_i^n + \lambda u_{i+1}^n + \left(\frac{s^2}{2} u_{tt} - \frac{sh^2}{12} u_{xxxx} + o(s^3) + o(sh^4) \right) \quad (D - 3)$$

En utilisant le schéma explicite de la méthode et en le soustrayant de (D - 3) on aura :

$$w_i^{n+1} = \lambda w_{i-1}^n + (1 - 2\lambda)w_i^n + \lambda w_{i+1}^n + \left(\frac{s^2}{2} u_{tt} - \frac{sh^2}{12} u_{xxxx} + o(s^3) + o(sh^4) \right) \quad (D - 4)$$

si on suppose $(1-2\lambda) \geq 0$, donc $0 < \lambda \leq 1/2$, on aura:

$$|w_i^{n+1}| \leq \lambda |w_{i-1}^n| + (1 - 2\lambda) |w_i^n| + \lambda |w_{i+1}^n| + \left| \frac{s^2}{2} u_{tt} - \frac{sh^2}{12} u_{xxxx} + o(s^3) + o(sh^4) \right| \quad (D - 5)$$

Posons

$$w_n = \max |w_i^n|$$

$$i = 1, \dots, NX - 1$$

$$m = 0, \dots, n$$

$$M_n = \max \left| \frac{s^2}{2} u_{tt} - \frac{sh^2}{12} u_{xxxx} + o(s^3) + o(sh^4) \right|$$

et

$$i = 1, \dots, Nx - 1$$

$$m = 0, \dots, n$$

On a alors

$$w_{n+1} \leq w_n + M_n$$

En particulier, puisque $w_0 = 0$

$$w_{NT} \leq NT * M_{NT-1}$$

C'est-à-dire

$$w_{NT} \leq T \quad \text{Max} \left| \frac{s}{2} u_x - \frac{sh^2}{12} u_{xxx} + O(s^3) + O(sh^4) \right|$$

$$i = 1, \dots, NX - 1$$

$$N = NT - 1$$

Donc, si $\lambda \in]0, 1/2]$, l'erreur de discrétisation est en $O(s+h^2)$ et la méthode converge. Mais, puisque $u_t = u_{xxx}$ on a $u_{tt} = u_{xxx} = u_{xxx} = u_{xxxx}$ et si $\lambda = 1/6$, l'erreur de discrétisation est en $O(s^2+h^4)$, et la méthode converge encore plus vite.

b) Convergence de la méthode implicite

Si nous considérons les valeurs

$$w_i^n = u_i^n - v_i^n$$

en procédant comme pour la méthode explicite, nous obtenons

$$w_i^{n+1} = w_i^n + \lambda w_{i-1}^{n+1} - 2\lambda w_i^{n+1} + \lambda w_{i+1}^{n+1} - \frac{s^2}{2} u_{tt} - \frac{sh^2}{12} u_{xxxx} + O(s^3) + O(sh^4) \quad (D-6)$$

$$\text{Posons } w_n^+ = \max_{i=1, \dots, NX-1} (w_i^n) \quad \text{et} \quad w_n^- = \min_{i=1, \dots, NX-1} (w_i^n)$$

et notons respectivement R_n^+ et R_n^- les valeurs de

$$-\frac{s^2}{2} u_{tt} - \frac{sh^2}{12} u_{xxxx} + O(s^3) + O(sh^4)$$

Pour les valeurs de i qui réalisent les maximums et les minimums w_n^+ et w_n^- , On a donc

$$w_{n+1}^+ \leq w_n^+ + R_n^+$$

$$w_{n+1}^- \geq w_n^- + R_n^-$$

Si on note $w_n^m = \max_{i=1, \dots, NX-1} |w_i^m|$ et

$$i = 1, \dots, NX - 1$$

$$m = 0, \dots, n$$

$$M_n^+ = \max_{i=1, \dots, NX-1} \left| -\frac{s^2}{2} u_{tt} - \frac{sh^2}{12} u_{xxxx} + O(s^3) + O(s^4) \right|$$

$$i = 1, \dots, NX - 1$$

$$m = 0, \dots, n$$

On a $w_{NT}^+ \leq NM_{NT-1}^+$

C'est - à - dire

$w_{NT}^+ \leq T.(s+h^2)$, La méthode implicite converge donc quelques fois la valeur de $\lambda = \frac{s}{h} = c^{16}$

Annexe E

(effets des perturbations aléatoires sur les flux en différents instants)

	$\Delta T_i/T_i$	$\Delta H/H$	$\Delta LE/LE$	$\Delta RN/RN$	$\Delta G/G$
3 heures	0.084	6.38	7.37	2.65	1.327
6 heures	0.0194	23.38	2.25	5.379	1.79
9 heures	0.018	4.57	4.36	18.9	3.47
12 heures	0.002	17.57	0.77	1.14	0.83
20 heures	0.027	15.97	0.86	19.4	6.13

Tableau (E-1) Erreur relative sur les flux correspondant à une perturbation de 20% sur T_i .

	$\Delta T_i/T_i$	$\Delta H/H$	$\Delta LE/LE$	$\Delta RN/RN$	$\Delta G/G$
3 heures	0.00082	0.0065	8.85	1.313	2.55
6 heures	0.0194	4.496	75.46	1.46	0.94
9 heures	0.0194	1.834	56.29	5.48	1.37
12 heures	0.0164	0.96	58.52	1.46	0.94
20 heures	0.021	3.82	4.34	5.49	3.384

Tableau (E-2) Erreur relative sur les flux correspondant à une perturbation de 90% sur e_i .

	$\Delta T_i/T_i$	$\Delta H/H$	$\Delta LE/LE$	$\Delta RN/RN$	$\Delta G/G$
3 heures	0.003	3.156	3.157	0.00036	0.843
6 heures	0.003	1.84	2.07	0.00015	0.023
9 heures	0.00034	1.2	1.2	0.000069	0.13
12 heures	0.0063	2.19	2.24	0.0319	0.93
20 heures	0.0073	3.88	2.1	0.26	1.25

Tableau (E-3) Erreur relative sur les flux correspondant à une perturbation de 200% sur u_i .