HAL
open science

Estimation de l'evapotranspiration reelle d'un couvert de ble a partir de mesures radiometriques micro-ondes

Théo Gaudin

To cite this version:

Théo Gaudin. Estimation de l'evapotranspiration reelle d'un couvert de ble a partir de mesures radiometriques micro-ondes. Sciences du Vivant [q-bio]. 1994. hal-02850432

HAL Id: hal-02850432

https://hal.inrae.fr/hal-02850432v1

Submitted on 7 Jun 2020

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

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

Institut National
de la rechercheAgronomique

Ecole Supérieure
d'Ingénieurs et de Techniciens
Pour l'Agriculture

Mémoire présenté par

Thierry GAUDIN

INRA
STATION DE SCIENCE DU SOL
11. AOUT 1994
Domaine St-Paul - B.P. 91
84140 MONTFAVET

en vue de l'obtention

du diplôme d'Ingénieur en Agriculture

Estimation de l'évapotranspiration réelle d'un couvert de blé à partir de mesures radiométriques micro-ondes.

Stage effectué au sein de la station de
Sciences du Sol de l'I.N.R.A.
Centre de Recherche d'Avignon

Promotion 89

Mémoire soutenu le 25 janvier 1994

Remerciements :

Je tiens tout d'abord à remercier l'ensemble du corps enseignant de l'ESITPA. pour la formation qu'il m'a apporté durant ces cinq années.

Je remercie chaleureusement André CHANZY, mon maitre de stage pour sa gentillesse, sa disponibilité et pour toute l'attention et la patience dont il a fait preuve à mon égard tout au long de ce stage.

Ma reconnaissance va aussi à Jean Pierre Wigneron et à toutes les personnes de la station de Sciences du sol qui par leur compétence et leur gentillesse ont facilité la réalisation de ce travail.

Enfin, un grand merci à Frédéric pour tous les bons moments passés ensemble.

SIGLES ET ABREVIATIONS :

A_l	: Altitude du site de mesure	(en m)
a	: albédo de la surface	(sans dimension)
c	: facteur d'atténuation.	(sans dimension)
C	: Constante tenant compte de l'angle solaire	(sans dimension)
C_{H2O}	: Chaleur massique de l'eau	(en $J.kg^{-1}.K^{-1}$)
CNES	: Centre National d'Etude Spatiale	
C_{sol}	: Capacité calorifique de la fraction solide du sol	(en $J.kg^{-1}.K^{-1}$)
Cpta	: Comptage neutronique normé à 1000 dans l'eau	(en coups / s)
Cp	: Capacité calorifique massique de l'air.	(en $J.kg^{-1}.K^{-1}$)
c_0 et c_w	: Concentration en oxygène et en vapeur d'eau.	(en $g.m^{-3}$)
dt	: intervalle de temps	(en secondes)
dz	: différence de cote.	(en m)
$d\psi_T$	: différence de potentiel en eau total	(en m)
E	: Champ électrique .	
ETM	: Evapotranspiration maximale	(en mm)
ETP	: Evapotranspiration maximale	(en mm)
ETR_{bh}	: ETR par la méthode du bilan hydrique	(en mm)
ETR_{bo}.	: ETR par la méthode du rapport de Bowen	(en mm)
ETR_j	: Evapotranspiration réelle journalière	(en mm)
ETR_{fl}	: ETR par la méthode des fluctuations	(en mm)
E0	: Amplitude de l'onde	(en V)
f	: Fraction de l'intensité transmise	(sans dimension)
g	: Accélération de la pesanteur	(en $m.s^{-2}$)
G	: Flux de chaleur dans le sol	(en $W.m^{-2}$)
G_{mes}	: Flux de chaleur mesuré par le fluxmètre	(en $W.m^{-2}$)
h	: paramètre empirique.	(sans dimension)
H	: Flux de chaleur sensible	(en $W.m^{-2}$)
H_r	: Humidité relative	(en %)
H_m	; Champ magnétique .	
h_m	: Hauteur de mercure	(en m)
HV	: humidité volumique	(en $m^3.m^{-3}$)
h1, h2	: Coefficients d'échange turbulent	(en $m.s^{-1}$).
I	: Intensité globale du rayonnement	
I_r	: Irrigation	(en mm)
INRA	: Institut National de la Recherche Agronomique	
I_t	: Intensité du rayonnement transmis.	
IT_{app}	: Inertie thermique apparente	(en K)
k	: Constante diélectrique	(sans dimension)
k'	: partie réelle del aconstante diélectrique	(sans dimension)
k''	: partie imaginaire de la constante diélectrique.	(sans dimension)
k_1	: Coefficient cultural d'une culture	(sans dimension)
K_q	: Coefficient d'extinction effectif de la vapeur d'eau	(sans dimension)
K_0	: Coefficients d'extinction de l'oxygène	(sans dimension)
K_w	: Coefficient d'extinction de la vapeur d'eau	(sans dimension)

$K(\theta)$	: Conductivité hydraulique	(en $mm.s^{-1}$)
L	: Chaleur latente de vaporisation de l'eau	($2.4\ 10^6$ J. kg^{-1})
LE	: Flux de chaleur latente	(en $W.m^{-2}$)
L_f	: Luminance spectrale pour une fréquence donnée.	(en $W.m^{-2}.sr^{-1}.H^{-1}$)
L_T	: Quantité d'énergie émise par unité de temps	(en $W.m^{-2}$)
m_{H2O}	: Masse d'eau	(en $kg.m^{-2}$)
m_{sol}	: Masse de sol	(en $kg.m^{-2}$)
n_1	: Niveau par rapport à la surface du sol .	(en m)
N	: Constante d'étalonnage	(sans dim.)
P	: Pression de l'air	(en Pa)
P_r	: Précipitation	(en mm)
P_v	: Pression de vapeur	(en Pa)
P_{vs}	: Pression de vapeur saturante	(en Pa)
P_w	: Pression à laquelle est soumise l'eau dans le sol	(en m)
P_0	: Pression de référence	(en Pa)
q	: Flux hydrique en profondeur	(en $mm.s^{-1}$)
q_v	: grandeur transférée (matière ou énergie)	
q_w	: densité de vapeur d'eau	(en $g.m^{-3}$)
r	: Flux d'eau moyen ruisselant en surface	(en $mm.s^{-1}$)
R	: constante des gaz parfaits	(en $Pa.m^3.K^{-1}$)
R_a	: Rayonnement atmosphérique	(en $W.m^{-2}$)
R_g	: Rayonnement solaire incident global	(en $W.m^2$)
Rn	: Rayonnement net	(en $W.m^{-2}$)
Rn^*	: Rayonnement net climatique	(en $W.m^{-2}$)
R^2	: Coefficient de corrélation	(sans dimension)
r_0	: réflectance de la surface du sol lisse	(sans dimension)
s	: Quantité d'énergie utilisée dans la photosynthèse	(en $W.m^{-2}$)
t	: temps	(en s)
T_{atm}	: Contribution atmosphérique directe	(en K)
T_B	: Température de Brillance	(en K)
T_{cn}	: Température du corps noir	(en K)
T_{eff}	: Température efficace	(en K)
T_s	: Température de surface	(en K)
T_0	: Température de la surface	(en K)
T_∞	: Température en profondeur	(en K)
V	: Signal capté par le récepteur	(en Volt)
w	: vitesse verticale du vent.	(en $m.s^{-1}$)
x_m	: distance entre la source et le récepteur	(en m)
Y	: Hauteur du réservoir de mercure	(en m)
z	: Profondeur	(en m).
ΔT	: Ecart de température jour-nuit de la surface	(en K)
β	: Rapport de Bowen	(sans dimension)
ΔQ_s	: Variation de stock énergétique	(en $W.m^{-2}$)
ΔS	: Variation de stock	(en mm)
α	:absorptance .	(sans dimension)
λ	: Conductivité thermique du sol	(en $W.m^{-1}.K^{-1}$)
θ	: Humidité volumique	(en $m^3.m^{-3}$)
θ_{w1}, θ_{w2}	: Concentrations massiques en vapeur d'eau	(en $kg.m^{-3}$).

θi	: Angle d'incidence.	(en degré)
ρ	: Masse volumique de l'air	(en $kg.m^{-3}$)
ρ_m	: masse volumique du mercure	(en $kg.m^{-3}$)
ρ_d	: Densité apparente	(sans dimension)
ρ_w	: masse volumique de l'eau	(en $kg . m^{-3}$)
ω	: fréquence angulaire	(en $rad.s^{-1}$)
c	: Célérité de la lumière.	(en $km.s^{-1}$)
ϕ	: Flux vertical d'énergie ou de matière	
ϕ_d	: Déphasage	(en rad)
ε	: Emissivité de la surface	(sans dimension)
ε_{min}	: Emissivité minimum	(sans dimension)
ε_{max}	: Emissivité maximum	(sans dimension)
σ	: Constante de Stephan-Boltzmann	($W.m^{-2} K^{-4}$)
τ_{atm}	: Transmitivité de la couche atmosphérique	(sans dimension)
ψ_m	: Potentiel matriciel	(en m)
ψ_g	: Potentiel gravitationnel	(en m)
ψ_{osm}	: Potentiel osmotique	(en m)

SOMMAIRE :

Introduction Générale :

PARTIE 1 : FONDEMENTS THEORIQUES :

1. Estimation de l'évapotranspiration à partir de la température de surface :

1.1. La température de surface, paramètre d'équilibre du bilan d'énergie :

1.1.1. Principe physique :
1.1.2. Définition et caractérisation des flux de surface :

1.1.2.1. Le rayonnement net Rn :
1.1.2.2. Le flux de chaleur G dans le sol :
1.1.2.3 Les flux convectifs :

1.2. Modèle simplifié d'estimation de l'évapotranspiration journalière à partir de (Ts-Ta) :

1.2.1. Analyse théorique :
1.2.2. Les méthodes simplifiées développées dans le domaine thermique :

1.2.2.1. Méthode développée par Jackson :
1.2.2.2 Méthode développée par Seguin :
1.2.2.3. Atouts et limites des méthodes simplifiés :

a) Méthode facile à mettre en oeuvre :
b) Application des modèles à d'autres sites :

1.3. Stress hydrique et variation diurne de la température :

2. La radiométrie micro-onde passive :

2.1 Bases physiques :

2.1.1. Définition d'une onde électromagnétique :
2.1.2. Propriétés des ondes électromagnétiques :

2.2. Les mesures radiométriques dans le domaine des micro-ondes :

2.2.1. L'émission des surfaces naturelles :

a) La notion de corps noir :
b) L'approximation de Rayleigh Jeans :

c) La notion d'émissivité :

2.2.2. Signification du signal radiométrique mesuré :

2.2.3. La Configuration de la mesure et ses effets sur le signal radiométrique :

a) La fréquence :
b) Polarisation et angle d'incidence:

2.3. Emission micro-onde des surfaces naturelles :

2.3.1. La contribution du sol :

2.3.1.1. Effets des propriétés physiques du sol :
2.3.1.2. Effets de la rugosité de surface :

2.3.2. La couverture végétale et ses effets :

PARTIE 2 : LE DISPOSITIF EXPERIMENTAL :

1. Présentation du site expérimental : (cf figure II.1)

2. Le bilan hydrique:

2.1. Présentation du bilan :
2.2. La mesure des termes du bilan :

2.2.1. La détermination du flux en profondeur :

2.1.1.1. les mesures tensiométriques :
2.1.1.2. La détermination des plans de flux nul :
2.1.1.3. Estimation du flux hydrique en profondeur :

2.2.2. Les variations de stock :

2.2.2.1. Protocole expérimental appliqué :
2.2.2.2. Principe de l'étalonnage :
2.2.2.3. Etalonnage de la sonde :
2.2.2.4. Critiques des mesures neutroniques :
2.2.2.5. Estimation de l'incertitude engendrée par l'imprécision de la mesure neutronique :

3. Les méthodes microclimatiques :

3.1. Présentation des méthodes :

3.1.1. La Méthode des fluctuations :
3.1.2. Le rapport de Bowen :

3.2. Les mesures réalisées :

3.2.1. Le rayonnement net Rn :
3.2.2. Le flux de chaleur sensible H
par la méthode des fluctuations:
3.2.3. Le flux de chaleur dans le sol :
3.2.4. Le flux de chaleur latente L.E. :

3.3. Critique des mesures microclimatiques

4. Les mesures radiométriques avec PORTOS :

4.1. Le radiomètre PORTOS :
4.2 Etalonnage du radiomètre :
4.3 Protocole expérimental appliqué :

PARTIE 3 : RESULTATS ET DISCUSSION :

1. Présentation des mesures d'évaporation :

1.1. Le bilan hydrique :

1.1.1. Une estimation du flux en profondeur peu précise :
1.1.2. Evolution du plan de flux nul:
1.1.3. Comparaison des ETR issues du bilan hydrique :
(variante 1 et variante 2) :

1.2. L'évapotranspiration estimée à partir des méthodes microclimatiques :

1.2.1. Présentation des mesures "microclimatiques":

1.2.1.1. Le flux de chaleur dans le sol :
1.2.1.2. Le rayonnement net :
1.2.1.3. Le rapport de Bowen :
1.2.1.4. Le flux de chaleur sensible H fl obtenu
par la méthode des fluctuations :
1.2.1.5. Le flux de chaleur latente LEfl
obtenu par la méthode des fluctuations :

1.2.2. Comparaison des ETR microclimatiques :

1.3. Analyse comparée des méthodes (bilan hydrique, méthodes microclimatiques):

1.3.1. Présentation générale :
1.3.2. Comparaison des résultats :

1.3.2.1. Présentation des résultats :
1.3.2.2. Vérification des hypothèses :

a) Hypothèse H1 :
b) Hypothèse H2 :

1.3.3. Correction de ETR bowen :

2. Présentation des données radiométriques :
Etude de la relation TB = f (Ts):

2.1. Sensibilité de la température de brillance à l'échelle de temps horaire :
2.2. Evolution de l'émissivité entre le jour 119 et le jour 168 :

2.2.1. Erreur sur l'estimation de Ts :
2.2.2. Erreur sur (Ts2 - Ts1) :

3. Analyse de la relation entre l'ETR journalière et (Ts - Ta) :
(Méthode simplifiée)

3.1. Comparaison des résultats expérimentaux avec les relations simplifiées développées par Jackson et Seguin :
3.2. Utilisation combinée de deux mesures hyperfréquences au cours d'une journée:

Conclusion Générale :

INTRODUCTION GENERALE :

L'évapotranspiration (ETR) représente la quantité d'eau transpirée par la plante et évaporée par le sol. Elle dépend directement de l'énergie disponible à la surface du couvert, de l'importance des surfaces évaporantes et de l'état hydrique du sol. La synthèse de matière sèche par la plante étant proportionnelle à l'intensité de sa transpiration l'évapotanspiration constitue donc un des paramètres majeurs qui conditionne le rendement. Lorsque la plante dispose d'une quantité d'eau suffisante, elle transpire à son maximum, l'évapotranspiration est alors dite maximale (ETM). Mais, lorsque l'eau vient à manquer, la plante réduit ses pertes en eau par un système de régulation osmotique, ce qui conduit alors à une diminution de la photosynthèse et de la biomasse produite.

L'étude de l'évapotranspiration réelle et sa confrontation à une demande climatique (ETM) apparait donc comme un indicateur essentiel dans le domaine de la gestion de l'eau. En agriculture, estimée à une échelle locale, elle permet de raisonner les irrigations. En outre, à une plus grande échelle, elle peut mettre en évidence des zones climatiques (sécheresse, degré d'aridité, désertification...) et peut révéler des variations météorologiques inter-annuelles (Seguin et al, 1990). Cependant, si à une échelle locale (de l'ordre de 1 ha), il est possible de développer au sol des méthodes fiables et peu contraignantes, à grande échelle (de l'ordre de 100 km^2), la forte hétérogénéité des surfaces naturelles nécessite le recours à un échantillonnage considérable qui ne permet pas l'utilisation de mesures locales. La télédétection représente alors un moyen d'accéder à cette information, en effet, elle permet à une échelle variable dans l'espace d'accéder à des paramètres de surface tels que la température, l'humidité de surface du sol qui sont étroitement liés à l'évapotranspiration. La télédétection permet de combler le "trou" important qui existe entre l'échelle locale (de l'ordre de l'ha) et l'échelle globale (de l'ordre de 10^4 à 10^6 km^2). Actuellement, dans le domaine de l'infrarouge thermique, des applications satellitaires ont déjà été entreprises pour estimer l'évapotranspiration de surface. Ces applications demeurent toutefois limitées car, le domaine de l'infrarouge thermique qui permet d'accéder à la température de surface ne peut fournir cette information de façon régulière : contrairement au domaine des hyperfréquences, le rayonnement électromagnétique dans le domaine thermique est fortement perturbé par la présence d'une couverture nuageuse. En outre, dans le domaine des hyperfréquences, le modèle qui permet d'estimer l'évapotranspiration connaissant l'humidité de surface fonctionne uniquement dans le cas d'un sol nu ou à végétation éparse, ce qui est loin de représenter la majorité des surfaces terrestres (Chanzy, Bruckler et Bertuzzi, 1990).

La détermination de la température de surface à partir de données radiométriques micro-ondes permettrait donc de reprendre la méthodologie développée dans le domaine de l'infrarouge thermique et de lever les handicaps précédemment cités.

Nous proposons dans cette étude de reprendre la démarche développée dans le domaine thermique en l'appliquant au domaine des micro-ondes. Il s'agit donc à partir d'une expérimentation sur blé de printemps mise en place au cours du printemps 1993 de coupler des mesures radiométriques micro-ondes avec des mesures de bilan hydrique. Pour parvenir à cette objectif, l'étude s'articule autour de 3 thèmes :

- Dans un premier temps, nous déterminons l'évapotranspiration journalière sur le blé par confrontation de 3 méthodes: La méthode du bilan hydrique consiste à suivre au cours du temps les variations de stock d'eau dans le sol. Les méthodes des fluctuations et du rapport de Bowen font appel quant à elles à des mesures microclimatiques (vitesse du vent, températures...).

- nous établissons ensuite une relation entre la température de surface (T_S) et la température de brillance (T_B) mesurées au pas de temps horaire au cours de 5 journées. Une étude statistique conduit alors à définir la précision dans l'estimation de la température de surface. Une analyse de la relation entre T_S et T_B au pas de temps journalier tout au long de la période expérimentale, permet ensuite de controler la stabilité de la relation et de définir l'erreur que l'on commet en considérant cette relation constante dans le temps.

- Enfin, nous tenterons d'établir une relation entre la température de surface et l'évapotranspiration mesurée au sol.

La première partie du rapport présente les fondements théoriques sur lesquels s'appuyent les méthodes d'estimation de l'évapotranspiration dans le domaine thermique et de présenter la radiométrie micro-onde. La deuxième partie est consacrée à la présentation de l'expérimentation et des méthodes retenues dans le cadre de ce travail. Les résultats obtenus sont discutés dans la troisième partie.

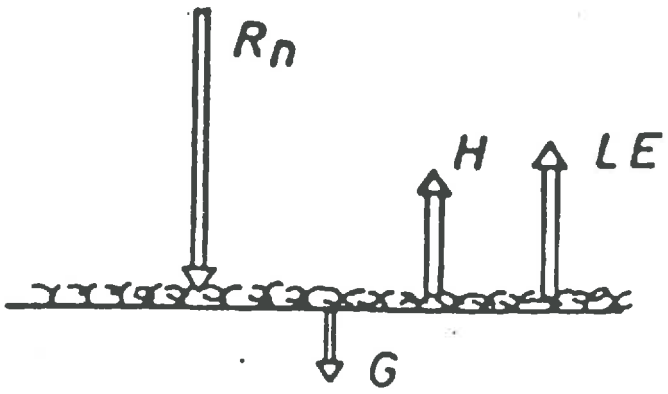


Figure I.1 : Les différents flux d'énergie s'appliquant à un système sol-plante-atmosphère :

Première partie : Fondements théoriques

Dans cette partie, nous présentons, les principes physiques et les méthodes actuellement développées qui permettent de définir l'évapotranspiration à partir d'une mesure instantanée de la température de surface . Nous nous intéressons ensuite à l'aspect télédétection en présentant le domaine des hyperfréquences et les différents paramètres qui influencent la mesure radiométrique.

1. Estimation de l'évapotranspiration à partir de la température de surface :

1.1. La température de surface, paramètre d'équilibre du bilan d'énergie :

Le bilan d'énergie est la somme algébrique de l'ensemble des flux énergétiques qui affecte un système donné (végétation, mince couche de sol...). Par définition ces flux sont considérés comme positif s'ils représentent un gain pour le système.

1.1.1. Principe physique :

Le bilan d'énergie constitue un outil d'analyse de l'interface entre le système "sol-plante et l'atmosphère. Il permet de suivre les échanges énergétiques en surface. Il s'appuie sur le premier principe de la thermodynamique "loi de la conservation de l'énergie"; ce qui signifie que la somme des flux d'énergie qui s'exerce à la surface doit être nul (Cf graphique I.1). Ainsi:

$$Rn + G + H + L.E. + s = 0 \qquad (I.1)$$

Avec :

Rn : Rayonnement net ($W.m^{-2}$)
G : Flux de chaleur dans le sol ($W.m^{-2}$)
H : Flux de chaleur sensible ($W.m^{-2}$)
L.E. : Flux de chaleur latente ($W.m^{-2}$)
L : Chaleur latente de vaporisation de l'eau ($2.4\ 10^6\ J.\ kg^{-1}$)
s : Quantité d'énergie utilisée dans la photosynthèse ($W.m^{-2}$). Elle est négligeable par rapport aux autres termes du bilan.

1.1.2. Définition et caractérisation des flux de surface :

1.1.2.1. Le rayonnement net Rn :

Le rayonnement net est la résultante du bilan radiatif. Elle correspond à la quantité d'énergie radiative disponible au niveau de la surface du "système sol-plante". Cette énergie peut ensuite être transformée par les divers mécanismes physiques et biologiques de surface. Rn est la somme de 3 termes et s'exprime de la manière suivante :

$$R_n = (1-a)\, R_g + \varepsilon\, R_a - \varepsilon\, \sigma\, T_s^4 \qquad (I.2)$$

Avec

R_g : Rayonnement solaire incident global de petite longueur d'onde (de 0,3 à 3 µm). (Rayonnement direct et diffus) (en $W.m^2$)

a : albédo de la surface qui correspond à la fraction réfléchie ou diffusée (sans dim.).

σ : Constante de Stephan BOLTZMANN (5.67 E-8 $W.m^{-2}.T^{-4}$)

T_s : Température de surface (°K)

ε : émissivité de la surface qui correspond au rapport du flux émis par unité de surface d'un corps gris au flux émis par unité de surface d'un corps noir porté à la même température. (sans dim.)

R_a : Rayonnement atmosphérique descendant de grande longueur d'onde (longueur d'onde de 3 à 15 µm) émis par l'atmosphère en particulier les nuages. (en $W.m^2$)

$\varepsilon\, \sigma\, T_s^4$: Rayonnement thermique ascendant de grande longueur d'onde (de 3 à 15 µm) émis par la surface.

Le rayonnement net est donc fonction de variables climatiques (Rg, Ra), de paramètres de surface (a, ε) et d'une variable d'équilibre T_s. Il est d'ailleurs possible pour une surface donnée de bien séparer le terme climatique (à l'albédo près), du terme d'ajustement qui est fonction du déséquilibre thermique de la surface par rapport à l'air (Ts-Ta).

En considèrant la température et l'énergie comme des fonctions continues et dérivables, on peut appliquer au rayonnement émis le théorème des accroissements finis.Compte tenu que Ts - Ta est généralement petit devant Ts et Ta, on peut alors écrire :

$$\begin{aligned} Rn &= \\ &= (1-a)\,.\, R_g + \varepsilon.R_a - \varepsilon.\sigma\, T_a^4 - \varepsilon.\sigma.T_s^4 + \varepsilon.\sigma.T_a^4 \\ &= (1-a)\,.\, R_g + \varepsilon.R_a - \varepsilon.\sigma\, T_a^4 - 4\,.\,\varepsilon.\sigma.T_s^3\,.\,(T_s - T_a) \\ &= Rn^* - 4.\varepsilon.\sigma.Ta^3\,.\,(Ts - Ta) \qquad (I.3) \end{aligned}$$

Avec : $Rn^* = (1-a)\,.\, R_g + \varepsilon.R_a - \varepsilon.\sigma\, T_a^4$.

Le premier membre est appelé Rayonnement net climatique Rn*. Il correspond au rayonnement net défini dans l'équation I.2., à l'exception près que Ta remplace Ts.

La seconde membre de l'équation I.2. met bien en évidence l'effet régulateur de la température de surface. En prenant une émissivité de 0.99, et une température de l'air de 40 °C, le terme $4.\varepsilon.\sigma.T_a^3$ est égal à 6.9 $W.m^2.K^{-1}$, il faut donc un fort déséquilibre entre T_s et T_a pour que ce terme prenne de l'importance (Perrier, 1990). Par conséquent, le rayonnement net dépend principalement des paramètres climatiques. Ce flux peut donc être approchée sur une superficie importante (de même albédo) à partir d'un nombre réduits de mesures locales.

1.1.2.2. Le flux de chaleur G dans le sol :

Il s'exprime généralement de la manière suivante en faisant l'hypothèse d'un sol spatialement homogène et d'une direction unique de transfert :

$G = - \lambda \, \partial T / \partial z$ (Equation de Fourier) (I.4)

Avec :

λ : Conductivité thermique du sol ($W.m^{-1}.K^{-1}$)
z : profondeur (m)

La conductivité thermique est fonction de la texture, de la structure du sol et de sa teneur en eau. Il est donc variable spatialement. Néanmoins, il constitue un flux mineur sous couvert dense et est souvent négligé : Il représente au maximum 5 à 10 % du flux Rn (Perrier, 1990). En revanche, il peut être important sur sol nu.

1.1.2.3 Les flux convectifs :

La convection est à l'origine des transferts de masse et d'énergie dans l'atmosphère. Elle résulte du déplacement des masses d'air sous l'action du vent (convection forcée) ou de la différence de masse volumique des masses d'air (convection libre). Ce phénomène conduit à un ensemble de flux verticaux de masse (flux de vapeur d'eau E.) et d'énergie (Flux de chaleur sensible : H). Ils s'expriment généralement en utilisant une formulation analogique s'écrivant de la manière suivante :

$H = - \rho \, . \, C_p \, . \, h_1 \, . \, (T_1 - T_2)$ (I.5)

$L.E = - L \, . \, h_2 \, . \, (\theta_{w1} - \theta_{w2})$ (I.6)

Avec

T_1, T_2 : Températures moyennes de l'air à 2 hauteurs au dessus du couvert (°C)
(T_1 peut correspondre à Ts)
θ_{w1}, θ_{w2} : Concentrations massiques moyennes en vapeur d'eau à 2 hauteurs ($kg.m^{-3}$).
ρ : Masse volumique de l'air ($kg.m^{-3}$)
Cp : Capacité calorifique de l'air ($J.kg^{-1}.K^{-1}$)
h1, h2 : Coefficient d'échange turbulent entre le sol et une hauteur z où sont réalisées les mesures de températures et de concentrations ($m.s^{-1}$).

Le calcul des coefficients d'échange turbulent font intervenir les profils de vitesse du vent, la stratification thermique de l'air, la rugosité aérodynamique de surface ainsi que la hauteur du couvert végétal. Dans la pratique, h_1 et h_2 sont peu différents et sont souvent considérés comme égaux.

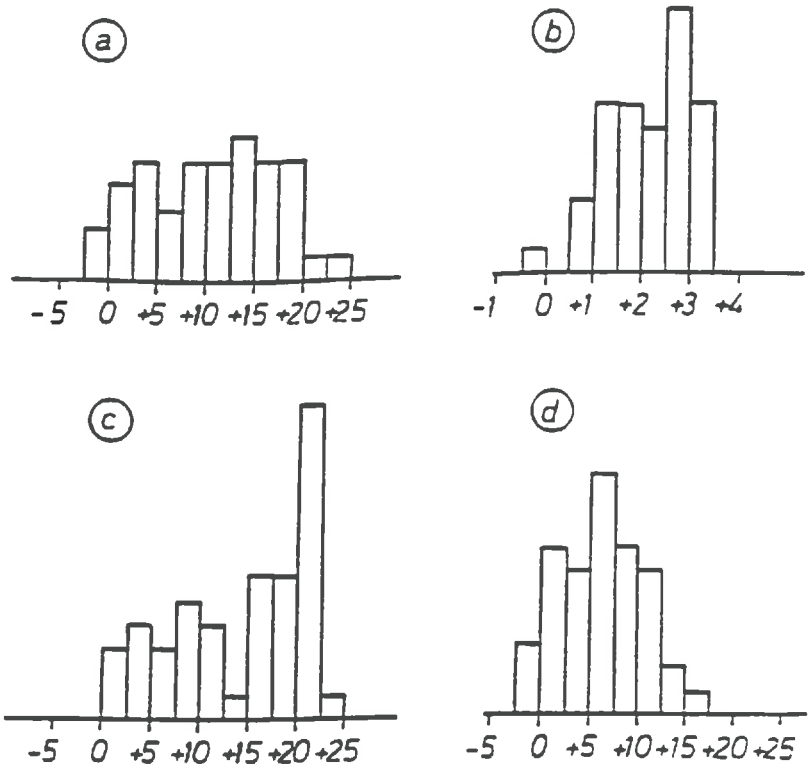


Figure I.2 : Histogramme de fréquences relatives des écarts de température : (d'après Seguin, 1982)

a) de la surface entre la zone sèche et la zone irriguée.
b) de l'air entre la zone sèche et la zone irriguée.
c) entre la surface et l'air (T_s - T_a) en zone sèche.
d) entre la surface et l'air (T_s - T_a) en zone irriguée.

Conclusion : La somme du rayonnement net et du flux de chaleur constitue l'énergie nette disponible pour les échanges convectifs. La répartition de cette énergie entre le flux de chaleur sensible et le flux de chaleur latente dépend de la quantité d'eau disponible. Ainsi, tant que la végétation peut satisfaire la demande en eau climatique (évapotranspiration maximale), il s'oppose à une augmentation de sa température (l'énergie est évacuée sous forme de vapeur d'eau), le flux de chaleur sensible est alors relativement faible. Par contre, lorsqu'il ne peut plus répondre à la demande "évaporative", sa température augmente : Pour maintenir l'équilibre dans le bilan d'énergie (Premier principe de la thermodynamique) la diminution relative du flux de chaleur latente LE est compensée par le flux de chaleur sensible H. L'ensemble des méthodes d'estimation de l'évapotranspiration à partir de la température de surface repose sur ce principe. Les graphiques I.2.a.b.c.d. donnant la fréquence relative des écarts de température entre une parcelle humide et une parcelle sèche illustrent parfaitement le phénomène. Ils confirment en effet l'écart important de la température de surface entre la zone sèche et la zone irriguée et indiquent une différence Ts-Ta plus forte dans la zone sèche par rapport à la zone humide.

1.2. Modèle simplifié d'estimation de l'évapotranspiration journalière à partir de (Ts-Ta) :

Nous allons maintenant montrer qu'à partir de l'équation (I.1), il est possible d'établir une relation entre une mesure instantanée de la différence (Ts-Ta) (écart thermique entre la surface et l'atmosphère) et l'évapotranspiration journalière.

En télédétection spatiale ou aéroportée, il est en effet raisonnable de n'envisager qu'une à deux mesures par jour, le problème était donc d'intégrer dans un même modèle des mesures instantanées de température et des valeurs journalières de flux (Rnj, Gj, LEj).

1.2.1. Analyse théorique :

A un instant i, on peut écrire le bilan d'énergie de la manière suivante :

$$Rn_i + G_i + H_i + LE_i = 0 \qquad (I.7)$$

D'après l'équation n°I.5, il est possible d'estimer à un instant i le flux de chaleur sensible à partir de la température de surface. A l'instant i, le flux H s'écrit alors :

$$H_i = - \rho.C_p.h1.(T_s - T_a) \qquad (I.8)$$

Il est également possible d'intégrer à l'échelle de la journée les différents flux de ce bilan. On a alors:

$$Rn_j + G_j + H_j + LE_j = 0 \qquad (I.9)$$

En supposant connus les paramètres Rn_j , G_j et H_i au moment de la mesure de la température, l'estimation de LE_j nécessite alors de connaitre une relation entre H_i et H_j : A partir de données expérimentales, il a été montré que : (Itier et Riou, 1982)

$$H_j \ / Rn_j \cong H_{13h} / Rn_{13h} \qquad (I.10)$$

Où, H_{13h} et Rn_{13h} représentent respectivement les valeurs instantanées de Rn et de H réalisées à 13 heures (heure solaire). La relation I.10 est surtout vérifiée pour des journées de ciel clair.

Ainsi, à partir des relations (I.8), (I.9) et (I.10) en considérant le flux G négligeable, Le flux de chaleur latente journalierLE_j peut s'écrire :

$$LE_j = Rn_j - \rho \,.\, Cp \,.\, h_1 \,.\, (Ts_{13h} - Ta_{13h}) \,.\, Rn_j / Rn_{13h} \qquad (I.11)$$

1.2.2. Les méthodes simplifiées développées dans le domaine thermique :

De nombreux travaux ont été développés dans le domaine de l'infrarouge thermique pour estimer l'évapotranspiration à partir de T_s. Dans ce chapitre, nous présentons les principaux modèles développés dans ce domaine qui serviront de base de travail pour la suite de l'étude.

1.2.2.1. Méthode développée par Jackson :

Jackson et al (1977) ont établie une relation linéaire reliant directement l'évapotranspiration journalière à une valeur instantanée de T_s - T_a (valeur des flux en $mm.j^{-1}$):

$$ET_j = Rn_j - 0.64.(T_s - T_a) \qquad (I.12)$$

L'expérimentation a été conduite sur une parcelle de blé dur à Phoenix en Arizona. Une régression linéaire à partir de données infrarouge thermiques mesurées chaque jour à 14 heures et de mesures évaporatives au sol ont permis d'obtenir la relation I.12.

Afin d'obtenir un outil simple pour estimer l'évaporation, Jackson a simplifié l'équation I.11. en considérant constant dans le temps le coefficient d'échange turbulent h_1. Jackson a calculé le coefficient d'échange turbulent sur 29 jours de mesures. La régression de h_1 en fonction de la vitesse du vent ayant donné une pente nul, il en a déduit pour son expérimentation que le vent ne jouait pas un role majeur dans la détermination de l'évapotranspiration; il pouvait donc considérer h_1 constant dans le temps. De même, il a considéré le flux de chaleur G négligeable sur 24 heures. Ainsi, les variables d'entrées du modèle sont réduites au maximum. La régression est forcée à l'origine ce qui signifie que pour une différence T_s - T_a nul, ET - Rn doit être nul. La droite obtenue est présentée dans la figure I.3.

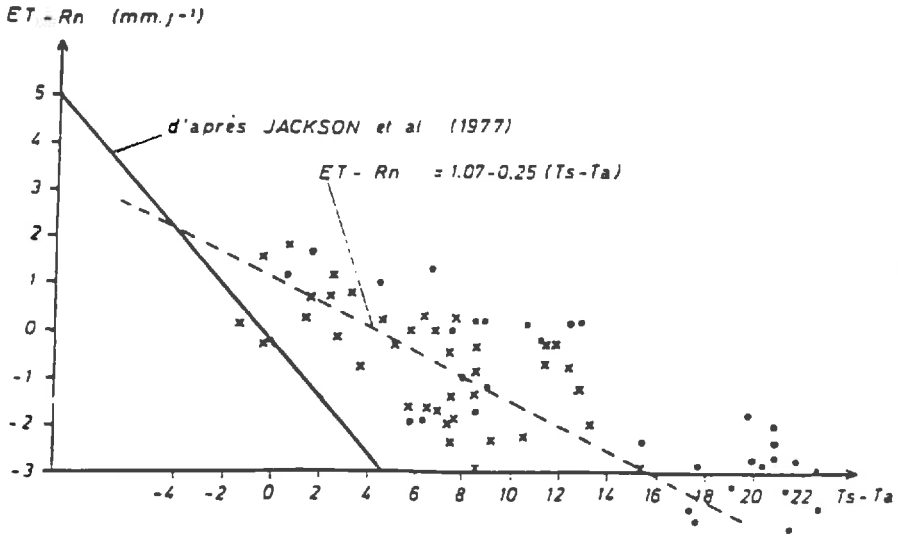


Figure I.3 : Relation entre ET-Rn et (T_S - T_a) pour 32 journées de l'été 1978 sur le site de Crau (x : Crau irriguée, • : Crau Sèche). (d'après Seguin, 1982)

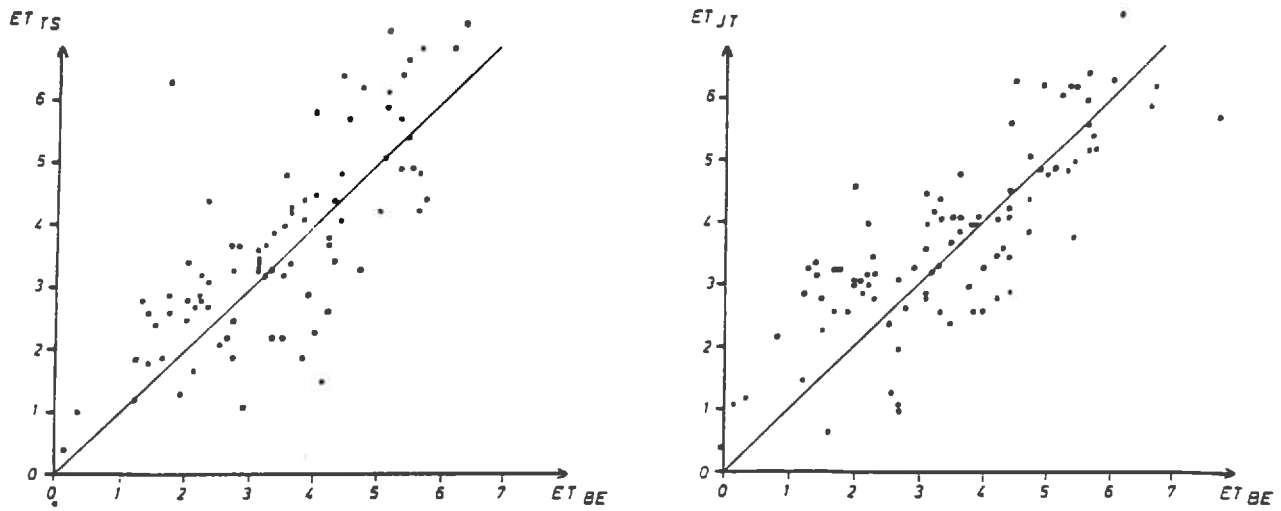


Figure I.4 : Comparaison des valeurs journalières obtenues par les différentes méthodes d'estimation de l'évapotranspiration : (d'après Seguin, 1982)

a) Méthode tenant compte du coefficient d'échange turbulent h_1 : ET_{TS}
b) Méthode simplifiée (coefficient d'échange turbulent constant dans le temps) : ET_{JT}

1.2.2.2 Méthode développée par Seguin :

Seguin et al (1982) à partir de données expérimentales réalisées dans la plaine de Crau (sur prairie en zone sèche et humide) ont repris la démarche de Jackson et établie la relation suivante (valeur des flux en $mm.j^{-1}$) :

$$ET_j = R_{nj} + A - B \,.\, (T_s - T_a) \qquad (I.13)$$

Avec : $A = 1\ mm.j^{-1}$ et $B = 0.25\ mm.j^{-1}$.

Cette relation a été obtenue à partir de données infrarouge thermiques réalisées à 12 heures, heure solaire sur 32 journées . L'évapotranspiration a été estimée au sol par la méthode de Bowen (Cf. partie II. chapitre II.3.1.2.). Le résultat de la régression est reportée dans la figure I.3 . Le coefficient de corrélation est de 67 % et l'incertitude sur l'estimation de l'évapotranspiration journalière est de +/- 1.5 $mm.j^{-1}$ du fait d'une dispersion relativement importante des points autour de la droite. (Cf. graphique I.4.b.)

La relation établie par Seguin est intéressante car elle intègre à la fois des données sur surface humide et sur surface sèche. En outre, elle intégre deux zones très différentes : La Crau "sèche" est constituée d'un sol caillouteux recouvert par une végétation éparse et rase tandis que la Crau "humide" constitue un couvert continu de 10 à 50 cm de hauteur.

En outre, Seguin a essayé d'estimer l'évapotranspiration à partir de la différence T_s-T_a mais en calculant cette fois le coefficient d'échange turbulent h_1. La confrontation des résultats des deux méthodes montre que l'évaluation du coefficient h_1 n'apporte aucune amélioration à l'estimation de l'évapotranspiration (Cf. graphique I.4.a.b.).

1.2.2.3. Atouts et limites des méthodes simplifiés :

a) Méthode facile à mettre en oeuvre :

Les méthodes simplifiées nécessitent un nombre limité de paramètres d'entrée et la plupart de ces paramètres sont fournis par les stations météorologiques régionales. En outre, Seguin et al (1982) ont montré sur 100 jours de mesures que les méthodes simplifiées permettent d'obtenir une estimation satisfaisante de l'évapotranspiration journalière cumulée avec une précision de 10 à 15 %, ce qui est du même ordre de grandeur que la précision sur les mesures d'ETR réalisées au sol.

b) Application des modèles à d'autres sites :

Le graphique I.3. met en évidence une forte divergence entre la relation de Jackson et celle de Seguin. Tout d'abord, la relation de Seguin diffère de celle de Jackson par la présence d'une constante égale à 1 $mm.j^{-1}$ et peut s'expliquer de la manière suivante : Si la condition T_s-T_a=0 implique bien un flux de chaleur sensible nul dans la journée, la période nocturne peut à elle seule introduire un écart entre ET_j et Rn_j de l'ordre de 1 $mm.j^{-1}$ (Seguin et al 1982). Une différence d'ordre climatique entre les sites expérimentaux et une différence entre couverts végétaux peuvent être à l'origine des divergences entre les modèles.

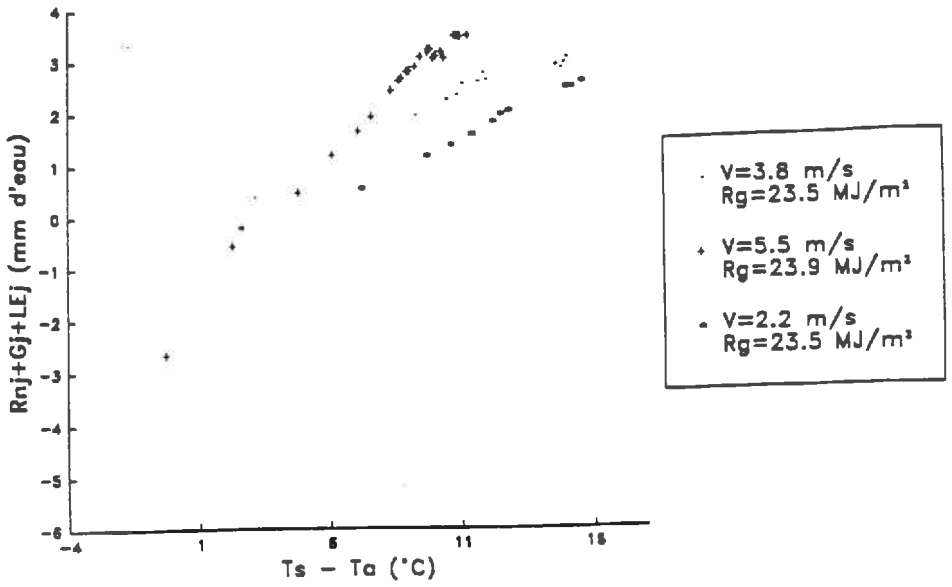


Figure I.5 : Relations entre $Rn_j + G_j + LE_j$ et $(T_s - T_a)_{14h}$ pour 3 journées différentes : (d'après Chanzy, 1991)

Z_0 (cm)	A (mm day^{-1})	B (mm day^{-1} K^{-1})
0·1	0·41	0·145
0·2	0·43	0·166
0·5	0·47	0·204
1·0	0·50	0·244
2·0	0·53	0·296
5·0	0·55	0·394
10·0	0·50	0·498

Tableau I.8 : Evolution des coefficient A et B de la relation simplifiée de Lagouarde en fonction de la longueur de rugosité. (D'après Lagouarde, 1990)

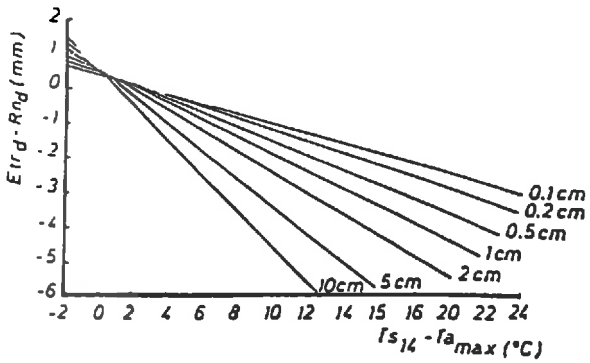


Figure I.9 : Algorithme simplifié de l'estimation de l'évapotranspiration journalière en fonction de la rugosité de la surface : (D'après Lagouarde, 1990)

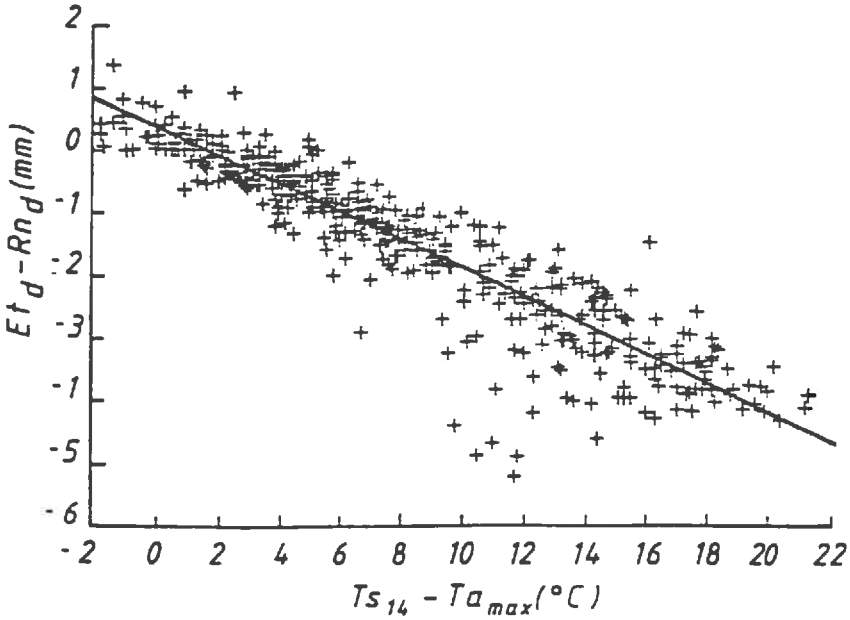


Figure I.6 : Relation entre (ET Rn) journalier et la différence (T_s - T_a) mesurée à 14 heures (heure solaire) : (D'après Lagouarde, 1990)

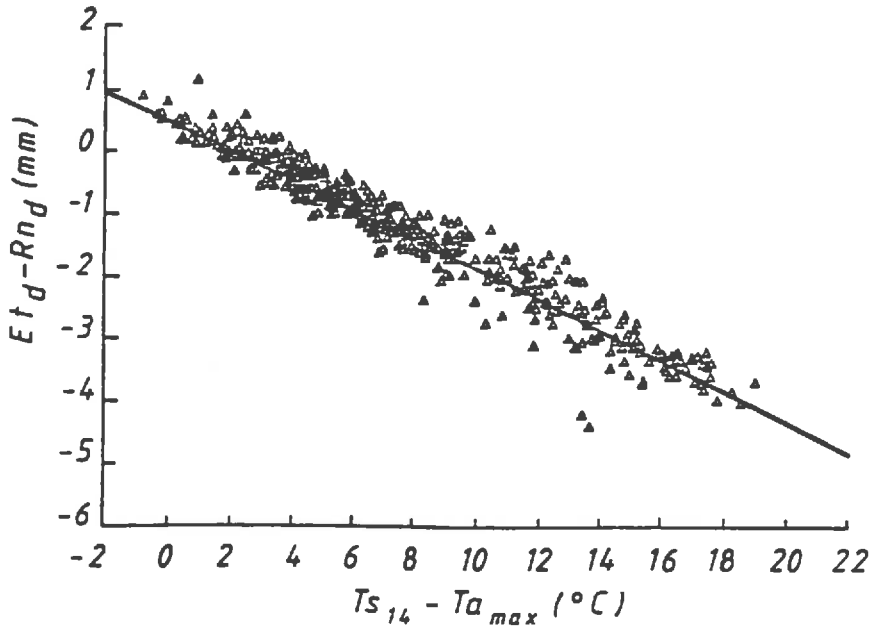


Figure I.7 : Relation entre (ET Rn) et (T_s - T_a) moyennée sur une décade. (D'après Lagouarde, 1990)

- Différence d'ordre climatique : Chanzy (1991) a montré à partir de données simulées que la vitesse du vent pouvait jouer de manière significative sur la pente B (Cf. Figure I.5.). Lagouarde et al (1990) pour améliorer la sensibilité du modèle simplifié préconisent également l'introduction de la vitesse du vent dans l'algorithme de calcul. Lagouarde explique en effet la dispersion plus importante des points à l'échelle journalière (Cf. Figures I.6. et I.7.) du fait de la non prise en compte de la vitesse du vent. A l'échelle décadaire, la vitesse du vent a un poids moins important car, son amplitude de variation ramenée à une moyenne sur 10 jours est beaucoup plus faible.

- Influence du type de couvert : Lagouarde a montré les effets d'une variation de la rugosité sur la pente B. La pente B est estimée à partir de la relation suivante (Lagouarde, 1991) :

$$B = \frac{0.185 \log z_0 + 2.455}{-1.836 \log z_0 + 10}$$

Avec z_0 : Rugosité du couvert égal à 0.1 H_{veg} (H_{veg} : Hauteur de la végétation (en m))

Les résultats indiqués dans le tableau I.8 et représentés sur la figure I.9. montrent que la rugosité de surface intervient peu sur la détermination de la constante A mais, constitue un paramètre majeur dans l'estimation de la pente. Riou et al (1988) ont proposé une relation relativement similaire.

Ces résultats expliquent donc l'écart de pente observé entre la relation de Seguin (établie sur prairie) et celle de Jackson (établie sur du blé).

Conclusion :

En dépit de sa simplicité, l'approche simplifiée semble succeptible de fournir un ordre de grandeur satisfaisant de l'évapotranspiration journalière d'une surface. La méthode développée par Seguin a déjà été appliquée avec succès à l'imagerie satellitaire (Lagouarde, 1990) Néanmoins, pour une application régionale, il est nécessaire étant donné la forte sensibilité du modèle simplifié à la rugosité de surface de disposer d'une carte de végétation permettant une connaissance précise de la rugosité de surface (hauteur de la végétation). En outre, il faut que les températures de l'air soient recueillies sur un réseau suffisamment dense pour pouvoir être interpolé correctement, ce qui n'est pas toujours possible (distances importantes entre les stations météorologiques) (Brunet, 1990).

1.3. Stress hydrique et variation diurne de la température :

Contrairement à d'autres paramètres plus stables tel que la réflectance, la rugosité de surface, les propriétés thermiques des sols varient constamment en fonction des conditions climatiques et hydriques du moment. La plupart des matériaux constituant la surface terrestre sont soumis à des variations de température au cours d'une journée. L'inertie thermique traduit pour un environnement climatique donné la capacité d'une surface de résister à l'augmentation de sa température. Elle constitue la réponse thermique d'un matériau aux variations externes de température. L'inertie thermique commande les températures que peut atteindre la surface du sol sous l'effet des variations diurnes de la température de l'air.

Dans le cas d'un sol nu, l'inertie thermique correspond à la racine du produit de la conductivité thermique par la chaleur spécifique :

$$IT = \sqrt{\rho_s \cdot C \cdot K_T} \qquad (I.14)$$

Avec :

$\rho_s.C$: Chaleur spécifique par unité de volume qui représente la quantité d 'énergie nécessaire pour élever la température dans 1 m^3 de sol de 1 K (en $cal.cm^{-3}.K^{-1}$)

K_T : Conductivité thermique (en $cal.cm^{-1}.s^{-1}.K^{-1}$)

La chaleur spécifique par unité de volume des sol peut être estimée par la relation de De Vries :

$$\rho_s.C = 0.46 \cdot \theta_m + 0.60 \cdot \theta_o + \theta_w$$

Avec :

θ_m : Fraction volumique de matière minérale (sans dim.)
θ_o : Fraction volumique de matière organique (sans dim.)
θ_w : Fraction volumique d'eau (sans dim.)

La relation I.15 exprime bien dans le cas d'un sol nu, la forte dépendance de l'inertie thermique à la teneur en eau d'autant plus que la chaleur spécifique de l'eau est deux fois plus forte que celle du sol. Un sol humide a donc une chaleur spécifique et une conductivité thermique plus élevée qu'un sol sec car l'eau est un meilleur conducteur de chaleur que l'air.

Ce concept de l'inertie thermique a été utilisé par la NASA (National Aeronautic and Space Administration) pour le satellite HCMM (Heat Capacity Mapping Mission) lancé en 1978. Ce satellite prenait sur un même site une image thermique de nuit et une image thermique de jour (bande spectrale 10.5 à 12.5 µm) et une mesure de la réflectance entre 0.5 et 1.1 µm. L'algorithme utilisé sur HCMM pour la production des images d'inertie thermique est :

$$IT_{app} = N.C.\frac{1-a}{\Delta T} \qquad (I.15)$$

Avec :

IT_{app} : Inertie thermique apparente (en K)
a : Albédo, assimilée à la réflectance entre 0.5 et 1.1 µm (sans dim.)
ΔT : Ecart de température jour-nuit de la surface (en K)
C : Constante tenant compte de l'angle solaire (sans dim.)
N : Constante d'étalonnage (sans dim.)

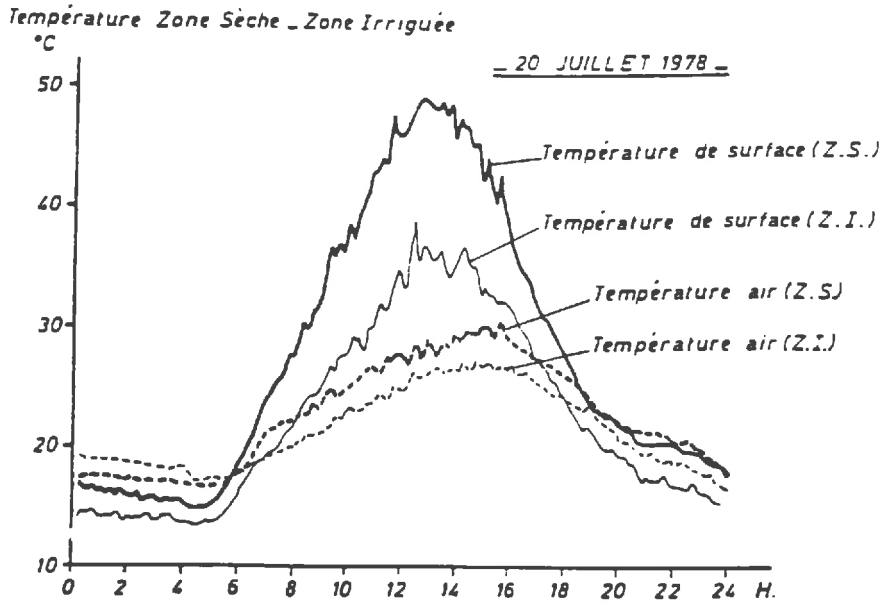


Figure I.10 : Evolution des températures de surface et de l'air sur les deux zones de la plaine de Crau (sèche et humide), le 20 juillet 1978. (D'après Seguin, 1982)

Cette inertie thermique est appelée inertie thermique apparente car elle n'est basée que sur des paramètres de surface. Le facteur (1-a) revient à exprimer approximativement la quantité d'énergie reçue par la surface (en valeur relative). Le facteur ΔT représente la réaction de la surface à la quantité d'énergie reçue.

Cet algorithme a été appliqué avec succès pour repérer des différenciations lithologiques non visibles en région aride (Kahle et al, 1977) ainsi que pour des mesures d'humidité des sols dans des cultures irriguées en zone désertique (Ezra et al, 1982).

Cependant, cette approche présente des limites dans les régions humides, la présence d'une couverture végétale masque en grande partie les températures de surface du sol; la hauteur de la végétation introduit un facteur géométrique dans le profil des températures de l'air et les échanges de chaleur dans le sol ne sont plus uniquement de nature conductive.

Néanmoins, comme l'illustre la figure I.10, l'écart entre la température ΔT jour -nuit peut être relié au stress hydrique de la végétation : Seguin (1982) a réalisé sur une journée une étude comparée du comportement thermique de la Crau sèche et de la Crau irriguée. Le graphique n°I.10. donnant l'évolution des températures de surface et de l'air sur deux zones de la plaine de Crau (sèche et irriguée) permet de constater que la zone sèche apparait nettement plus chaude de jour que la zone irriguée. Par contre, l'écart de température de l'air entre la zone sèche et la zone irriguée est nettement moins marqué. L'écart la nuit est quant à lui inversé mais ne dépasse pas 2°C contrairement à celui de jour qui peut atteindre 20°C. En outre, ce graphique révèle une inertie thermique très disparate entre la Crau "sèche" et la Crau "humide alors que ces deux zones sont soumises à un environnement climatique relativement similaire. C'est donc que l'énergie nette disponible pour les échanges convectifs est utilisée différemment par chacune de ces surfaces. La zone irriguée disposant d'une quantité d'eau suffisante pour satisfaire la demande climatique privilégie le flux de chaleur latente au contraire, la zone sèche ne pouvant satisfaire la demande, évacue son énergie sous forme de chaleur sensible. Ainsi, l'écart de température entre le jour et la nuit est nettement plus marqué dans la zone sèche que dans la zone humide.

Conclusion : Il semble possible de déterminer le niveau de disponibilité en eau des cultures par une mesure différentielle de la température entre le jour et la nuit en développant l'algorithme suivant :

$$\frac{ETR}{ETM} = f\left(\frac{T_{s2} - Ts_1}{T_{a2} - T_{a1}}\right) \qquad (I.16)$$

Avec :

T_{s1} et T_{s2} : Mesures de la température de surface respectivement réalisées le jour et la nuit

T_{a1} et T_{a2} : Mesures de la température de l'air respectivement réalisées le jour et la nuit

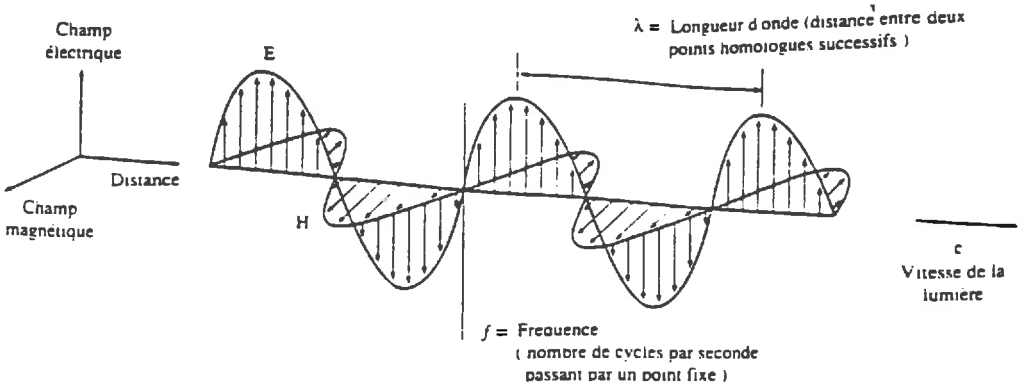


Figure I.11.a : Représentation d'une onde simple : (D'après Bonn, 1992)

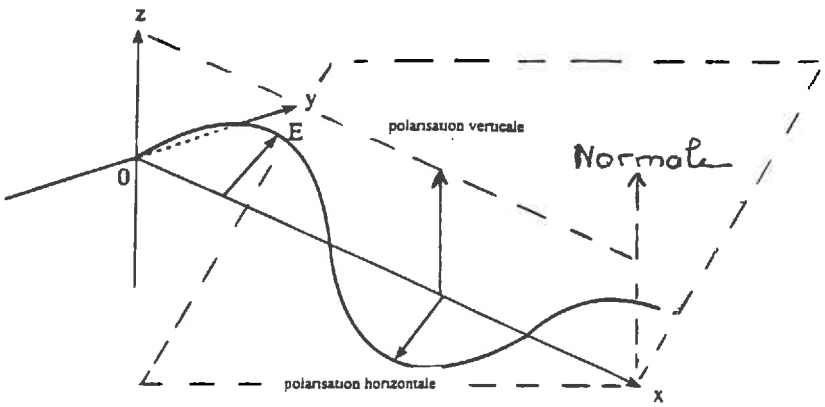


Figure I.11.b : Représentation des différentes polarisations :

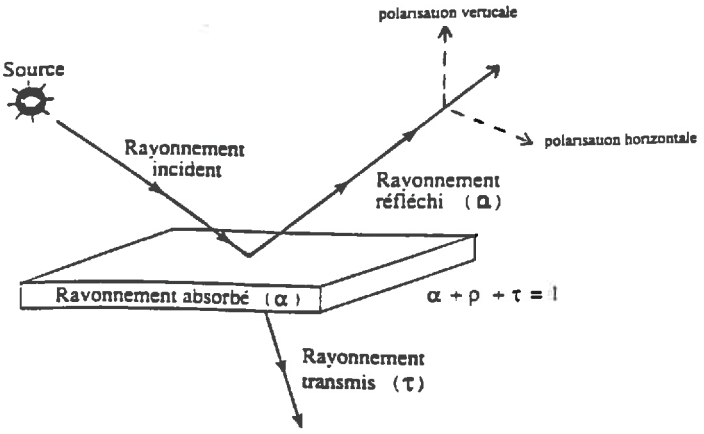


Figure I.11.c : Représentation de l'absorption, de la réflection et de la transmission : (D'après Bonn, 1992)

2. La radiométrie micro-onde passive :

Le domaine des micro-ondes (ou hyperfréquences) se situe entre la bande infrarouge thermique et la bande radio et s'étend de 1 à 100 GHz. Dans les hyperfréquences, on distingue les méthodes "passives", appelées ainsi parce que l'on mesure uniquement l'émission naturelle des surfaces visées, des méthodes "actives" qui consistent à émettre une onde radar sur une surface et à mesurer le signal rétrodiffusé par cette surface, l'émission naturelle est alors totalement masquée. Dans le domaine passif, les manifestations et la physique des phénomènes d'émission ressemble beaucoup à ce que l'on observe dans le domaine thermique ainsi, le signal radiométrique hyperfréquence est sensible à la température de surface.

Dans cette partie, nous présentons tout d'abord les fondements physiques et les bases mathématiques de la télédétection. L'étude des déterminismes de l'émission hyperfréquence nous permettra ensuite de mettre en évidence une forte dépendance de l'émission micro-onde à la température. Nous déterminerons enfin l'ensemble des paramètres de surface qui peuvent perturber la relation entre la température de surface et la mesure radiométrique.

2.1 Bases physiques :

2.1.1. Définition d'une onde électromagnétique :

Selon Maxwell, la radiation électromagnétique est une forme dynamique d'énergie qui ne se manifeste que dans son intéraction avec la matière. Une onde électromagnétique se compose de 2 vecteurs perpendiculaires indissociables, dont l'amplitude varie périodiquement avec le temps : Le champ magnétique (H_m) et le champ électrique (E). La direction de propagation de cette onde est perpendiculaire au plan défini par ces deux vecteurs (Cf. figure I.11.a). Une onde électromagnétique se caractérise par sa fonction d'onde :

$$E = E0 \,.\, \cos(\omega t - kx \,. + \phi_d) \qquad (I.17)$$

Avec :

E0 : Amplitude de l'onde (V)
ω : fréquence angulaire ou pulsation : $\omega = 2 \,.\, \pi \,.\, c / \lambda$ avec λ : longueur d'onde et c la célérité de la lumière. (en $rad.s^{-1}$)
t : temps (s)
k : le nombre d'onde :$k = 2 \,.\, \pi \,.\, \lambda$ (en $rad.m^{-1}$)
x : échelle de l'axe définissant le sens de la propagation (en m)
ϕ_d : le déphasage (en rad)

Une onde électromagnétique est donc caractérisée par 3 paramètres :

- *La longueur d'onde* λ (cm) représente la distance parcourue par l'onde à la vitesse v pendant une période T. Les ondes électromagnétiques se classent de la façon suivante :

  - Ultraviolet : $\lambda < 0.4$ µm
  - Visible : $0.4 < \lambda < 0.7$ µm
  - Proche infrarouge : $0.7 < \lambda < 1.5$ µm
  - Infrarouge moyen : $1.5 < \lambda < 3$ µm
  - Infrarouge thermique : $3 < \lambda < 15$ µm
  - Hyperfréquences : 1 mm $< \lambda <$ 1 m

- L'amplitude E0 exprime l'intensité de l'onde électromagnétique. L'intensité de la radiation est proportionnelle à cette amplitude. C'est cette intensité qui est mesurée par le radiomètre.

- Le déphasage ϕ_d détermine la manière dont le vecteur E se comporte dans le plan y0z définie dans la figure I.11.b : L'axe x définie la direction de la propagation de l'onde électromagnétique (direction d'incidence), Le champ électrique reste toujours perpendiculaire à la direction d'incidence, il évolue donc dans le plan constitué par les axes y et z.Le déphasage détermine la polarisation de l'onde : Si ϕ_d varie de façon aléatoire dans le temps, l'onde est dite non polarisée. Si $\phi_d = 0$, c'est que le vecteur E conserve une direction fixe. L'onde est dites alors polarisée de façon rectiligne : (Cf figure I.11.b.)

On distingue deux types de polarisation rectiligne :

- La polarisation est dite horizontale (polarisation H) lorsque le vecteur E est perpendiculaire au plan formé par la direction du rayonnement incident (direction d'incidence: axe des x) et la normale à la surface N. Il est alors perpendiculaire à l'axe z.

- La polarisation est dite verticale (polarisation V), lorsque le vecteur E se situe dans ce plan. Il est alors parallèle à l'axe z.

La polarité des ondes électromagnétiques est une propriété largement utilisée en télédétection hyperfréquence car elle fournit des informations importantes sur la nature de la surface observée.

2.1.2. Propriétés des ondes électromagnétiques :

(Cf. Figure I.11.c.)

- *Les sources d'émission :* Tout corps dont la température est supérieure au 0 absolue (0 K), émet un rayonnement électromagnétique. Les ondes émises se déplacent en ligne droite tant que l'indice de réfraction du milieu reste constant; la transmission d'une onde électromagnétique obéit en effet aux lois de Descartes. Mais, lorsqu'un corps reçoit un rayonnement électromagnétique, il modifie considérablement les propriétés initiales de cette onde.

- *L'absorption :* Au contact d'un corps, l'onde électromagnétique peut être absorbée en partie par celui-ci et modifier son énergie interne (par exemple en augmentant sa température), ce qui se traduit par une nouvelle émission dans une autre longueur d'onde. On définit alors l'absorptance α comme le rapport entre l'énergie absorbée et l'énergie incidente.

- *La réflexion :* Au contact d'un corps, l'onde électromagnétique peut-être partiellement réfléchie par celui-ci. On définit alors l'albédo (a) ou la réflectance comme le rapport entre l'énergie incidente et l'énergie réfléchie. L'onde au contact du corps (surface terrestre par exemple) subit alors des modifications :

+ La réflection peut être :

-spéculaire (l'angle de reflection est alors égal et opposé à l'angle d'incidence).

- diffuse (La réflexion s'opère dans toutes les directions). Au contact d'un corps microscopique, une partie du rayonnement électromagnétique va être diffusé dans toutes les directions de l'espace (Les rayonnements qui frappent l'extrémité d'un corps sont partiellement déviés). On observe ce phénomène tout particulièrement dans l'atmosphère où 25 % du rayonnement solaire global est diffusé. Cette propriété est gènante en télédétection car elle limite la résolution et la précision des radiomètres; il est donc nécessaire de procéder à des corrections atmosphériques pour supprimer ce "bruit".

- un compromis entre ces deux types de réflexion. C'est celle que l'on observe avec la plupart des surfaces naturelles.

+ Au contact d'un corps, l'onde électromagnétique peut subir des modifications spectrales. C'est ainsi par exemple que les végétaux nous apparaissent de couleur verte dans le visible. En effet, ils absorbent préférentiellement le rayonnement "Rouge" et réfléchissent les autres rayonnements du visible (le rayonnement "jaune" et le rayonnement "bleu"). Cette propriété constitue un outil privilégié de différenciation des surfaces naturels.

- *La transmission :* Au contact d'un corps, une partie de l'onde électromagnétique peut-être transmise. On définit alors la transmittance τ comme le rapport entre l'énergie transmise et l'énergie incidente.

Conclusion :

Cette étude relativement succinte des ondes électromagnétiques montre la complexité de ce phénomène. En outre, les surfaces naturelles étant soumises à de multiples sources d'ondes électromagnétiques, on observe des phénomènes d'intéraction (interférence, champs électriques résultant de plusieurs source d'onde...). Néanmoins, c'est l'étude des propriétés électromagnétiques des surfaces naturelles qui est à la base des nombreuses applications réalisées en télédétection : elles constituent en effet un moyen de distinction des surfaces. Après avoir défini les bases de la télédétection, nous abordons la radiométrie micro-onde :

Dans un premier temps, nous présentons la bande micro-onde et ses principes physiques puis, nous définissons les différents paramètres qui interfèrent sur le signal radiométrique, ce qui permet de définir des limites à la détermination de la température de surface à partir des mesures micro-ondes.

2.2. Les mesures radiométriques dans le domaine des micro-ondes : (Comparaison avec la radiométrie infrarouge thermique)

2.2.1. L'émission des surfaces naturelles :

La majeure partie de l'énergie reçue par la surface terrestre provient des radiations électromagnétiques solaires. Une partie de l'énergie solaire incidente est dispersée et absorbée par l'atmosphère terrestre, le reste est transmis à la surface terrestre. Le rayonnement reçu par la surface est alors dispersé (réflection, diffusion) ou absorbé. En accord avec les principes de la thermodynamiques, l'énergie absorbée est transformée en énergie thermique, et s'accompagne d'une augmentation de la température interne du matériau. Le processus inverse c'est à dire l'émission thermique permet de créer une balance entre l'énergie solaire absorbée et la radiation émise à la surface de la terre. C'est la radiométrie en mesurant les radiations électromagnétiques émises par la surface terrestre qui étudie ces processus de transformation.

a) La notion de corps noir :

Un corps noir correspond à un corps théorique qui absorbe la totalité des radiations incidentes sans transmission, ni réflexion. (α = 1, a= 0, τ = 0). La puissance totale de la radiation émise par un corps noir (Luminance spectrale) est donnée par l'équation de Stephan Boltzmann :

$$L_T = \sigma \, . \, T_{cn}^4 \qquad (I.18)$$

Avec :

L_T : Quantité d'énergie émise par unité de temps ($W.m^{-2}$)

T_{cn} : Température du corps noir (K)

σ : Constante de S. Boltzmann ($5.67\ 10^{-8}\ W.m^{-2}\ K^{-4}$)

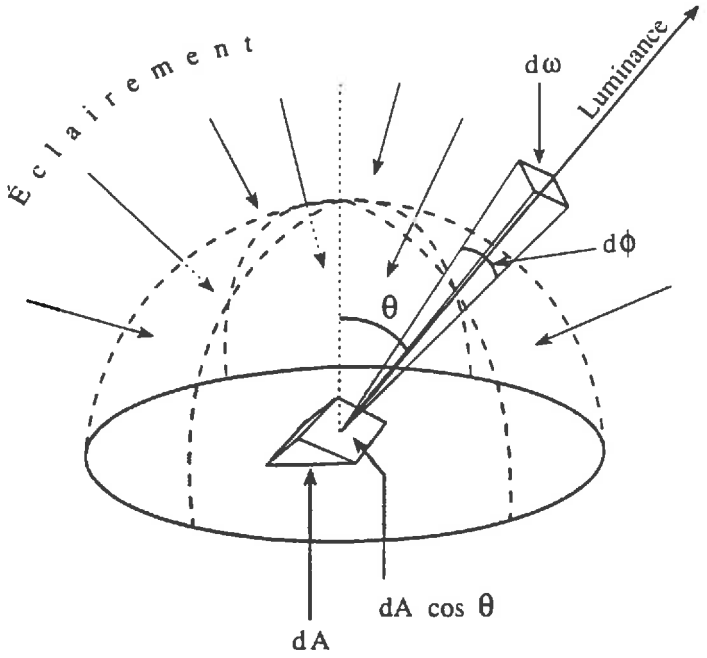


Figure I.12. : Schéma illustrant la notion de luminance énergétique :
(D'après Bonn, 1992)

Les mesures radiométriques en général ne sont pas réalisées sur l'ensemble du spectre mais seulement sur des "fenêtres". Le rayonnement émis par un corps noir n'est pas constant sur l'ensemble du spectre électromagnétique. La loi de Planck définie la luminance spectrale L_f ($W.m^{-2}.sr^{-1}.Hz^{-1}$) en fonction de la température T_{cn} et de la fréquence f de la manière suivante :

$$L_f = \frac{2.h.f^3}{c^2} . \left(\exp\left(\frac{h.f}{k_b.T_{cn}}\right) - 1\right)^{-1} \qquad (I.19)$$

Avec :

h : Constante de Planck ($6.63.10^{-34}$ J)

k_b : Constante de Boltzmann ($1.38\ 10^{-23}\ J.K^{-1}$)

c : Vitesse de la lumière ($3\ 10^8\ m.s^{-1}$)

La luminance spectrale correspond pour une fréquence donnée à l'intensité émise ou réfléchie par unité de surface apparente selon la direction donnée θ° pour une source non ponctuelle de superficie dA rayonnant à travers un angle solide ω (Cf figure I.12). C'est cette Luminance spectrale qui est mesurée par un radiomètre.

La loi de Stephan Boltzmann définie dans l'équation I.18 peut être déduite par intégration de la loi de Planck sur l'ensemble du spectre :

$$L_T = \int_0^{\infty} L_f . df = \sigma . T_{cn}^4 \qquad (I.20)$$

b) L'approximation de Rayleigh Jeans :

Dans le domaine des hyperfréquences, bien que les phénomènes physiques soient similaires au domaine thermique, on peut appliquer l'approximation de Rayleign Jeans lorsque la température est inférieure à 300 K et la fréquence inférieure à 300 GHz. La luminace spectrale s'écrit alors :

$$L_f = \frac{2.k_b.T_{cn}}{\lambda^2} = C.T_{cn} \qquad (I.21)$$

$$\text{Avec : } C = \frac{2.k_b}{\lambda^2} \qquad (I.22)$$

La température de brillance T_B est le rapport de la luminance spectrale sur la constante C. Ainsi, dans le domaine des micro-ondes, la température de brillance est égale à la température du corps noir T_{cn}.

c) La notion d'émissivité :

La plupart des surfaces naturelles ne correspondent pas à la définition du corps noir c'est à dire qu'elles n'absorbent pas la totalité du rayonnement solaire. Sur la terre, Les corps généralement qualifiés de corps gris, n'ont pas les même propriétés qu'un corps noir; ils n'absorbent pas le rayonnement direct dans sa totalité, et transmettent ou/et réfléchissent une partie de celui-ci. Pour un corps gris à la température T, la loi de Stephan-Boltzmann s'écrit alors:

$L_T = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4$ (dans le domaine de l'infrarouge thermique) (I.23)

$L_T = \varepsilon \cdot C \cdot T$ (dans le domaine des micro-ondes) (I.24)

Avec :

ε : Emissivité de la surface : l'émissivité représente le rapport entre l'émission thermique émise par unité de surface d'un corps gris à l'émission thermique émise par unité de surface d'un corps noir à la même température (sans dimension). L'émissivité est comprise entre 0 et 1 et évolue de manière différente dans l'infrarouge thermique et dans le domaine des hyperfréquences.

2.2.2. Signification du signal radiométrique mesuré :

Dans le domaine de l'infrarouge thermique, un radiothermomètre indique la température équivalente de corps noir (ou température de brillance T_B) de la surface visée c'est à dire, la température qu'aurait la surface si elle répondait à la définition du corps noir. Si l'on tient compte des effets atmosphériques, la relation entre la température de brillance (T_B) mesurée par un radiothermomètre et la température effective de la surface (T_s) s'écrit d'après les équations I.20 et I.23 :

$$\sigma . T_B^4 = \varepsilon . \sigma T_s^4 + (1-\varepsilon) . R_a \qquad (I.25)$$

Avec :

σ : Constante de Stephan-Boltzmann ($W.m^{-2} K^{-4}$)
T_B : Température de Brillance mesurée par le radiomètre (K)
ε : Emissivité de la surface (sans dimension)
T_s : Température de la surface visée (K)
R_a : Rayonnement atmosphérique ($W.m^{-2}$)

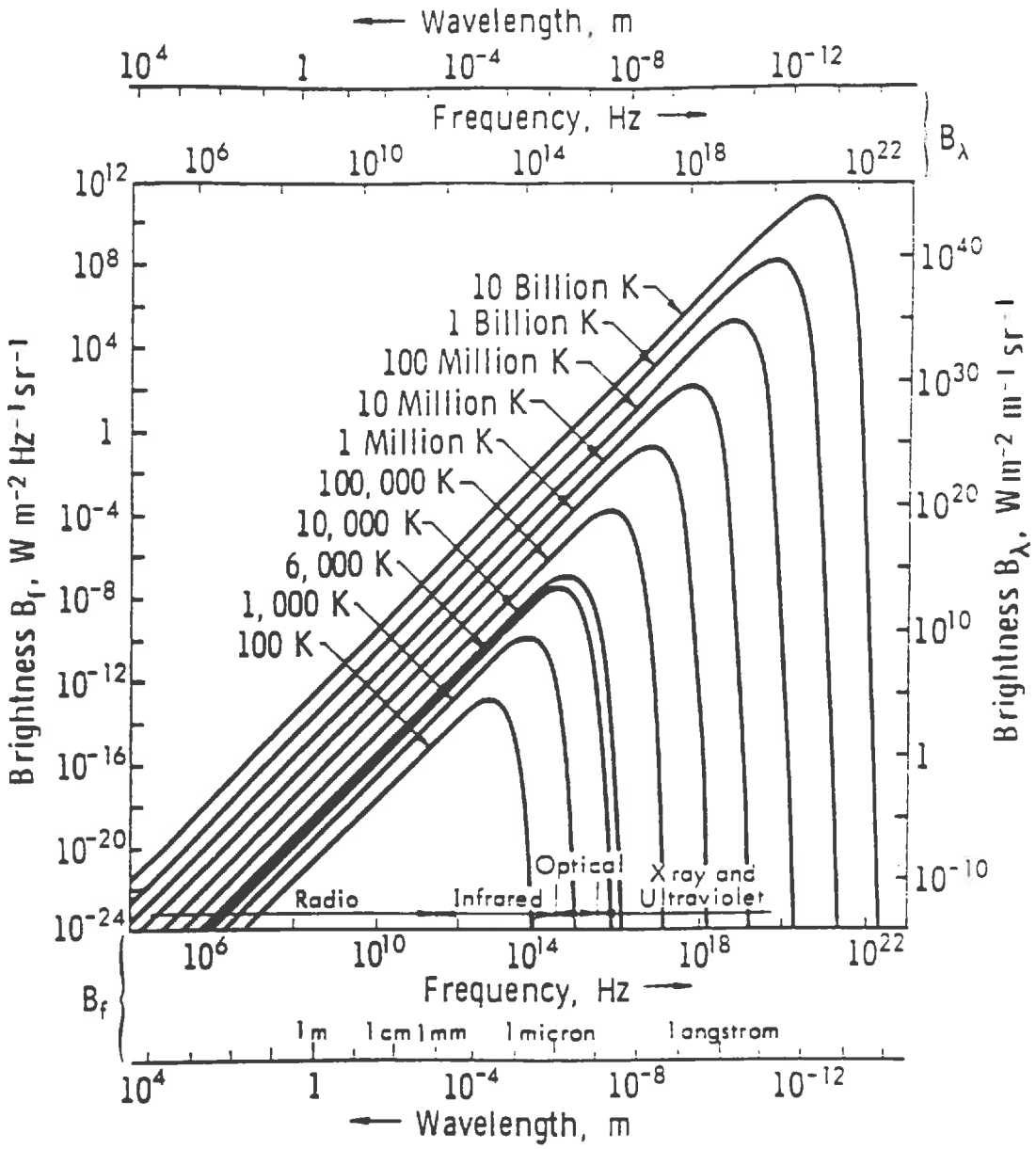


Figure I.13. : Emission du corps noir selon la loi de Planck (d'après Ulaby, 1981)

Dans le domaine des hyperfréquences passives, comme nous l'avons montré dans le chapitre I.2.2.1.b, le signal radiométrique peut être transformé en une donnée de température. La température de brillance s'écrit comme la somme des termes suivants :

$$T_B = \tau_{atm} \cdot (\varepsilon\, T_{eff} + (1-\varepsilon)\, T_a) + T_{atm} \qquad (I.26)$$

Avec :

τ_{atm} : Transmitivité de la couche atmosphérique entre la surface et le capteur (sans dimension)

ε : Emissivité de la surface (sans dimension)

$(1-\varepsilon) \cdot T_a$: Contribution atmosphèrique indirecte (en K) : représente la part du rayonnement atmosphérique descendant qui est réfléchie par la surface.

T_{eff} : Température de brillance efficace de la surface (Sol + Végétation) (en K)

T_{atm} : Contribution atmosphérique dirrecte (en K) : représente lerayonnement atmosphérique direct ascendant (entre la surface et le capteur).

On remarque que la température de surface n'apparait pas dans l'équation I.25 car, dans le domaine des hyperfréquences, la contribution du sol ne se limite pas à sa surface. La température efficace est une moyenne pondérée du profil vertical de température entre la surface et des couches de sols plus profondes. L'épaisseur de sol participant à l'émission micro-onde est fonction de la longueur d'onde et des caractéristiques physiques de surface.

En outre, les équations I.25 et I.26 montrent que l'émissivité en hyperfréquence a un rôle plus important que dans le domaine de l'infrarouge thermique : Dans le domaine thermique la racine quatrième de l'émissivité est presque toujours voisine de 1 et l'interprétation des données thermiques se base uniquement sur les variations de la température de surface. En revanche, dans les hyperfréquences, la température de brillance est beaucoup plus sensible à la variation de l'émissivité et l'interprétation est donc basée avant tout sur les variations d'émissivité. Ces observations mettent en évidence une limite à la détermination de la température de surface à partir des données radiométriques micro-ondes car, la moindre incertitude dans l'estimation de l'émissivité engendre une erreur importante sur l'estimation de la température de surface. Par exemple en prenant une émissivité de 0.98 avec une incertitude de +/- 0.01 et une température de brillance de 300 K, l'erreur dans la détermination de la température de surface est de +/- 3.1 K dans le domaine des micro-ondes contre +/- 0.8 K dans le domaine thermique. Par conséquent, la température de surface ne pourra être estimée à partir de la température de brillance dans le domaine des hyperfréquences si l'émissivité varie fortement au cours du temps.

2.2.3. La Configuration de la mesure et ses effets sur le signal radiométrique :

Le signal radiométrique enregistré par un capteur est sensible aux paramètres instrumentaux qui configurent la mesure. La fréquence, la polarisation, l'angle d'incidence utilisés constituent les paramètres principaux de configuration.

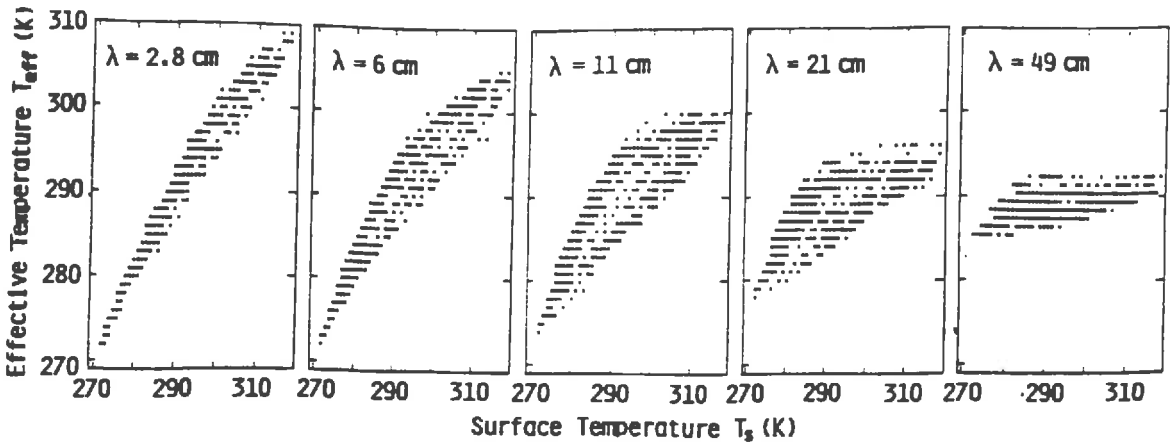


Figure I.14. : Dispersion des mesures de la température autour de la température de surface effective pour différentes longueurs d'ondes (λ = 2.8 cm ⇔ 10.65 GHz - λ = 21 cm ⇔ 1.4 GHz). (D'après Choudhury, 1982)

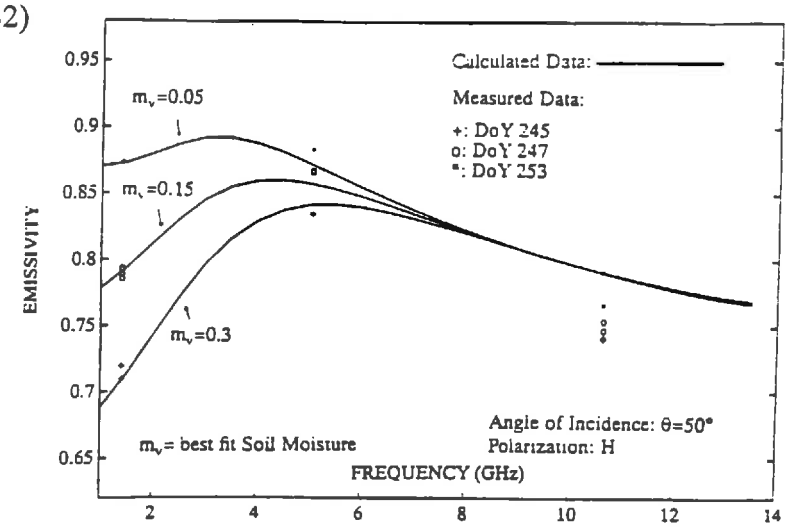


Figure I.15. : Evolution de l'émissivité simulée et mesurée en fonction de la fréquence : (Sur Soja). (D'après Wigneron, 1993).

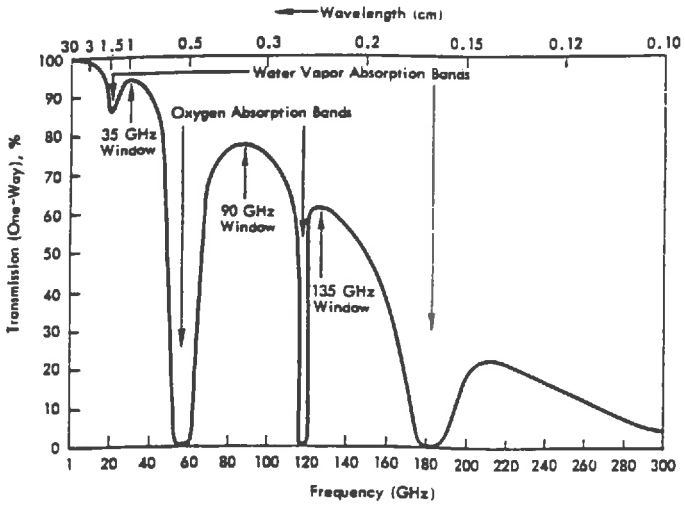


Figure I.16. : Pourcentage de transmission à travers la couche atmosphèrique sous une direction verticale : (D'après Ulaby, 1981)

a) La fréquence :

La fréquence constitue le "filtre" majeur de l'émission micro-onde : En effet, le signal émis par une surface n'est pas constant sur l'ensemble du spectre. (Cf. figure I.13)

- L'épaisseur de sol qui participe à l'émission micro-onde est variable et dépend de la fréquence. Wilheit (1978) et Newton (1982) estiment que la température de brillance dépend uniquement de la couche superficielle du sol entre 0 et 2 cm et que la contribution des couches plus profondes s'exprime simplement parce que l'humidité en profondeur est fortement corrélée à celle de la surface. Ils concluent que la couche de sol participant à l'émission pour des longueurs d'onde λ comprises entre 2 et 21 cm est de 0.1 . λ. Choudhury et al (1982), proposent une relation empirique reliant la température efficace à la température de surface T_S et à $T\infty$ qui correspond à la température de la couche limite participant à l'émission :

$$Teff = T\infty + (To - T\infty) . c \qquad (I.27)$$

Avec :

Teff : Température efficace (K)
To : Température de la surface (K)
$T\infty$: Température en profondeur (K)
c : facteur d'atténuation qui dépend de la longueur d'onde et à moindre degré du type de sol. (sans dimension)

Choudhury et al (1982) à partir de données expérimentales réalisées sur sol nu ont observée la distribution de T_{eff} en fonction de T_S pour 5 longueurs d'onde. (Cf. Figures I.14.a,b,c,d,e.). Les profils obtenus mettent en évidence que pour une longueur d'onde de 2.8 cm, la température efficace est fortement gouvernée par la température de surface et dépend peu de l'humidité du sol et du profil vertical de température; Choudhury considère alors qu'en première approximation on peut considérer T_{eff} égale à T_S pour des fréquences supérieures à 10 GHz.

Lorsque la surface du sol est couverte par de la végétation, la relation I.27 peut être appliquée mais, le facteur d'atténuation et la profondeur de pénétration dépendent alors du coefficient d'atténuation du couvert qui dépend lui-même de la biomasse (densité et teneur en eau). Le graphique I.15 affiche l'évolution de l'émissivité en fonction de la fréquence, les courbes d'émissivité obtenues montrent d'une part l'influence de la fréquence sur le signal radiométrique mesuré et met en évidence la diminution progressive de la sensibilité du capteur à l'émission du sol au fur et à mesure que la fréquence augmente : L'effet sol est très marquant à 1.4 GHz, on distingue très nettement l'émissivité du sol à 0.05 m^3 m^{-3} d'humidité volumique de l'émissivité du sol à 0.30 m^3 m^{-3} d'humidité volumique. Au contraire, pour les fréquences supérieures à 8 GHz, il n'est plus possible de distinguer l'effet de l'humidité du sol, ce qui signifie que l'émission du sol n'est quasiment plus perçue par le capteur.

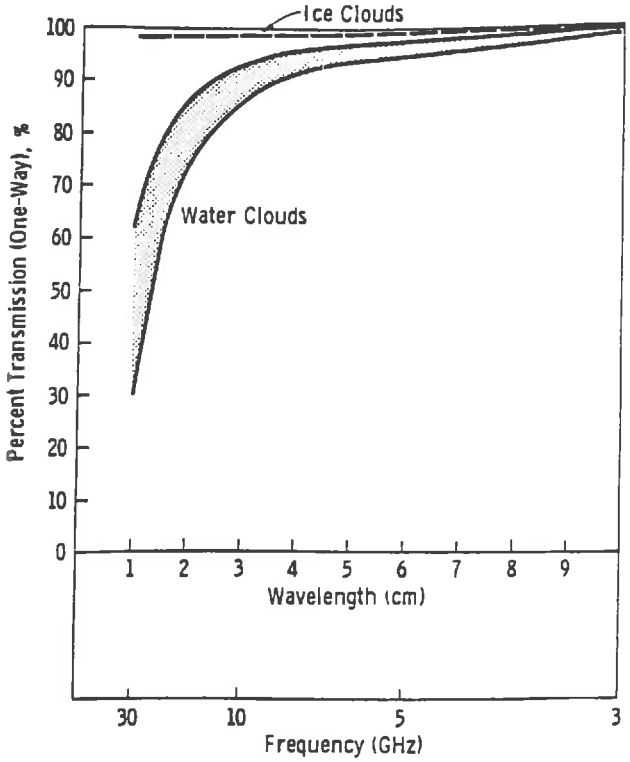


Figure I.17. *:* Effet des nuages sur la transmission hyperfréquence entre l'espace et le sol en fonction de la fréquence : (D'après Ulaby, 1981)

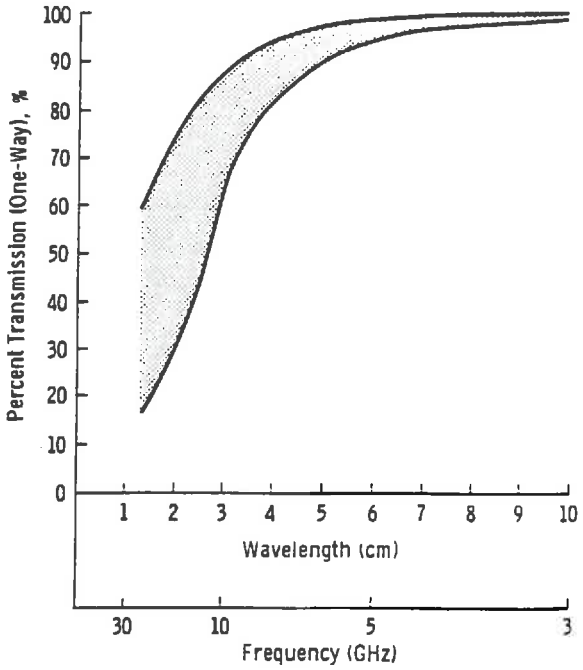


Figure I.18 *:* Effet de la pluie sur la transmission hyperfréquence entre l'espace et le sol en fonction de la fréquence : (D'après Ulaby, 1981)

- La fréquence peut intervenir de manière indirecte sur le signal : comme le montre la figure I.16 la transmission atmosphérique n'est pas constante sur l'ensemble de la bande spectrale micro-onde. On constate en effet qu'il existe des fréquences pour lesquelle l'atmosphère est opaque, l'émission micro-onde est alors fortement absorbée par la vapeur d'eau ou l'oxygène. Par conséquent, en télédétection, on utilise des fréquences qui sont peu perturbées par l'effet atmosphérique, les fréquences exploitées se situent au niveau des fenètres atmosphériques (1 GHz, 10 GHz, 36.6 GHz, 90 GHz...). Ainsi, On peut simplifier l'équation (I.24) en négligeant les contributions atmosphériques (Ta, Tatm, τatm) lorsque les fréquences sont inférieures à 10 GHz (Jackson et Schmugge, 1988). Pour des fréquences supérieures à 10 GHz, il est nécessaire de procéder à une correction atmosphérique. Après correction, on a alors (Jackson et Schmugge, 1988) :

$$T_B = \varepsilon \, . \, T_{eff} \qquad (I.28)$$

En outre, la transmittivité atmosphérique est dépendante de la pluie et de la couche nuageuse comme le montre les figures I.17 et I.18 On observe que la pluie et la couverture nuageuse sont "transparentes" pour des fréquences inférieures à 5 GHz; à partir de 10 GHz, ils perturbent le signal de façon significative.

Conclusion : Les observations faites dans ce chapitre montrent que la bande "10 GHz" constitue une fréquence intéressante pour estimer de la température de surface à partir de mesures micro-onde

- D'une part, elle permet d'approcher la température de surface de manière assez précise, ce qui n'est pas le cas des basses fréquences. (Cf. Figures I.14.a.b.c.d.e)
- D'autre part, lorsque la couverture végétale est bien développée, l'émissivité à 10 GHz n'est pas sensible à l'émission du sol (Cf figure I.15).
- Enfin, la fréquence 10 GHz est peu perturbé par les paramètres atmosphériques, ce qui n'est pas le cas des hautes fréquences (Cf. figures I.16, I.17, I.18).

b) Polarisation et angle d'incidence:

Le signal radiométrique polarisé est sensible à l'angle d'incidence, à la structure et à la texture et à l'humidité de la surface visée. Le graphique I.19 met en évidence les effets de la polarisation et de l'angle d'incidence sur un couvert de soja : L'émissivité en polarisation verticale augmente avec l'angle d'incidence tandis que l'émissivité en polarisation horizontale a tendance à diminuer.

2.3. Emission micro-onde des surfaces naturelles :

Dans un premier temps, nous mettons en évidence les différents paramètres du sol qui peuvent influencer le signal micro-onde émis par un sol "nu". Ensuite, nous étudions les effets spécifiques au couvert végétal et observons les modifications qu'engendrent la présence d'une couverture végétale sur l'émission du sol.

2.3.1. La contribution du sol :

Dans ce chapitre, nous mettons en évidence les effets de la contributions du sol sur un sol nu.

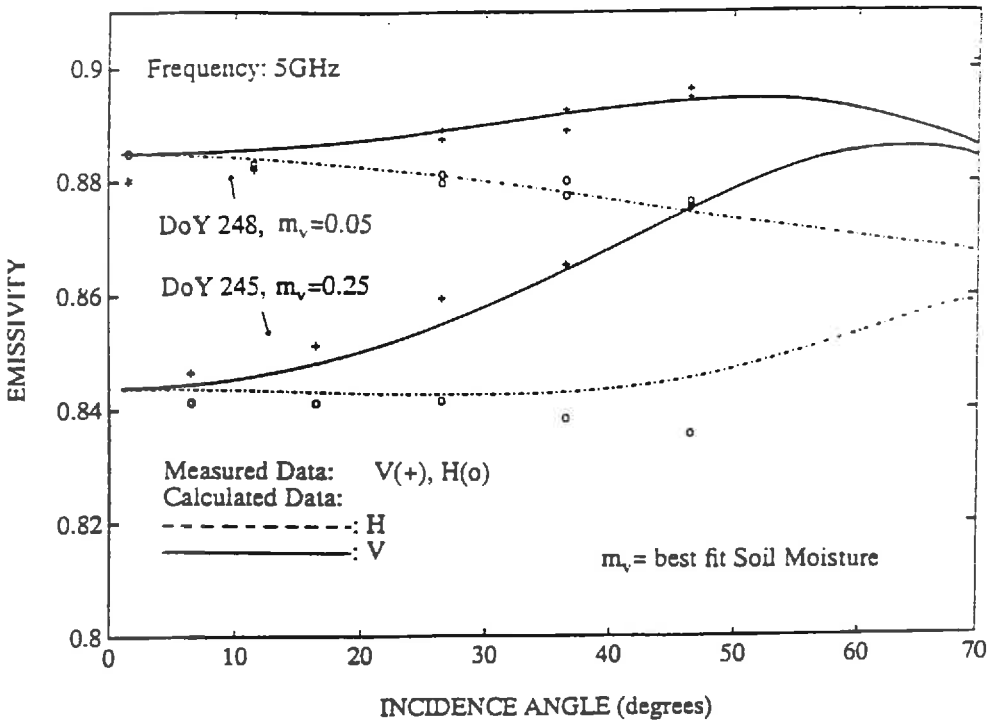


Figure I.19 : Evolution de l'émissivité en polarisation verticale ou horizontale en fonction de l'angle d'incidence (mesures calculées et simulées - mesures sur Soja) : (D'après Wigneron, 1993)

Material	Frequency (GHz)	k'	k''	e
Water at 20°C	1	80	4.5	0.36
Water at 20°C	20	35	40	0.39
Dry soil	1.4	2.8	~0	0.94
Wet soil	1.4	19.6	4.8	0.59
Granite (ρ = 2.6)	10	4.4	0.03	0.88
Limestone (ρ = 2.6)	14	8.2–8.6	0.02–0.04	0.77
Ice (pure)		3.2	<0.01	

Figure I.20 : valeurs de la constante diélectrique pour divers matériaux : (D'après Jackson, 1988)

2.3.1.1. Effets des propriétés physiques du sol :

Ce sont essentiellement les propriétés diélectriques du sol qui influencent le signal micro-onde émis par le sol. La constante diélectrique caractérise les mouvements de charge électrique d'un matériau soumis à un champ électrique. Elle exprime le rapport de la permittivité du milieu à celle du vide. La constante diélectrique se décompose en deux parties : une partie réelle k' et une partie imaginaire k". La partie réelle commande la vitesse de propagation de l'onde alors que la partie imaginaire commande la perte d'énergie c'est à dire l'absorption de l'onde par le sol.

L'importante différence qui existe entre la constante diélectrique de l'eau et celle d'un sol sec (Cf. Tableau I.20) permet de déterminer les humidités de surface à partir de données hyperfréquences (Cf. Graphique I.21). Cette différence s'explique par la propriété qu'ont les molécules d'eau libre de pouvoir aligner leur dipole le long d'un champ électrique appliqué. (L'eau est une molécule polaire). La permittivité diélectrique de la fraction d'eau liée à la phase solide (adsorption d'eau sur les particules argileuses) est beaucoup plus faible que celle de l'eau libre. En effet, les molécules d'eau liées au sol ne peuvent plus s'orienter sous l'effet du champ électrique. Par conséquent, la constante diélectrique d'un sol est fonction de sa teneur en eau dans une moindre mesure à :

- *sa température* : L'augmentation de la température entraine quant à elle une diminution de k en provoquant une agitation thermique qui gène l'alignement des dipoles.
- *sa texture* : Une particule d'argile de par sa structure en feuillets est plus fortement liée à une molécule d'eau qu'une particule de sable.
- *sa salinité* :

De ces observations, Schmugge (1980), conclue que la relation entre l'humidité et la permittivité dépend du sol. Il montre par ailleurs que la caractérisation de l'humidité du sol en fonction du pourcentage de sa capacité au champ permet de normaliser cette humidité pour différents type de sol.

<u>Conclusion</u> : Le contraste important entre la constante diélectrique de l'eau et celle du sol entraine une forte variation de l'émissivité avec l'humidité volumique du sol. Ainsi, la variation d'émissivité peut atteindre 0.4 entre un sol sec (0.05 $m^3.m^{-3}$ d'humidité volumique) et un sol humide (0.50 $m^3.m^{-3}$ d'humidité volumique). (Cf Figure I.21). Un tel contraste a une importante répercution sur la température de brillance; une variation de l'humidité volumique de 1 % se traduit par une variation de la température de brillance en hyperfréquences de l'ordre de +/- 3 K . Par conséquent, l'importante sensibilité de l'émissivité à la variation de l'humidité volumique du sol ne permet pas d'estimer la température de surface d'un sol nu sans la connaissance précise de son émissivité.

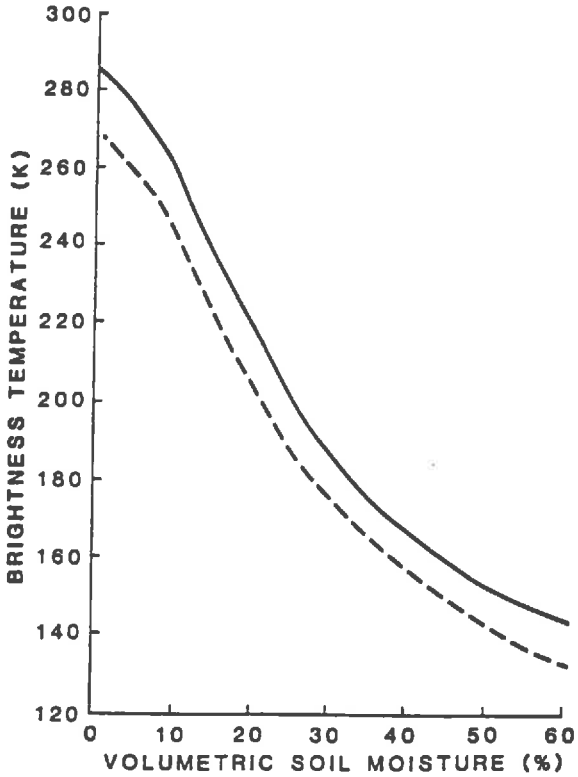


Figure I.21 : Température de brillance calculée en fonction de l'humidité volumique pour un sol lisse de type sableux (polarisation horizontale, fréquence : 1.4 GHz, T_{eff} = 310 K (ligne continue), T_{eff} = 290 K (ligne pointillée)) : (D'après Jackson et Schmugge, 1988)

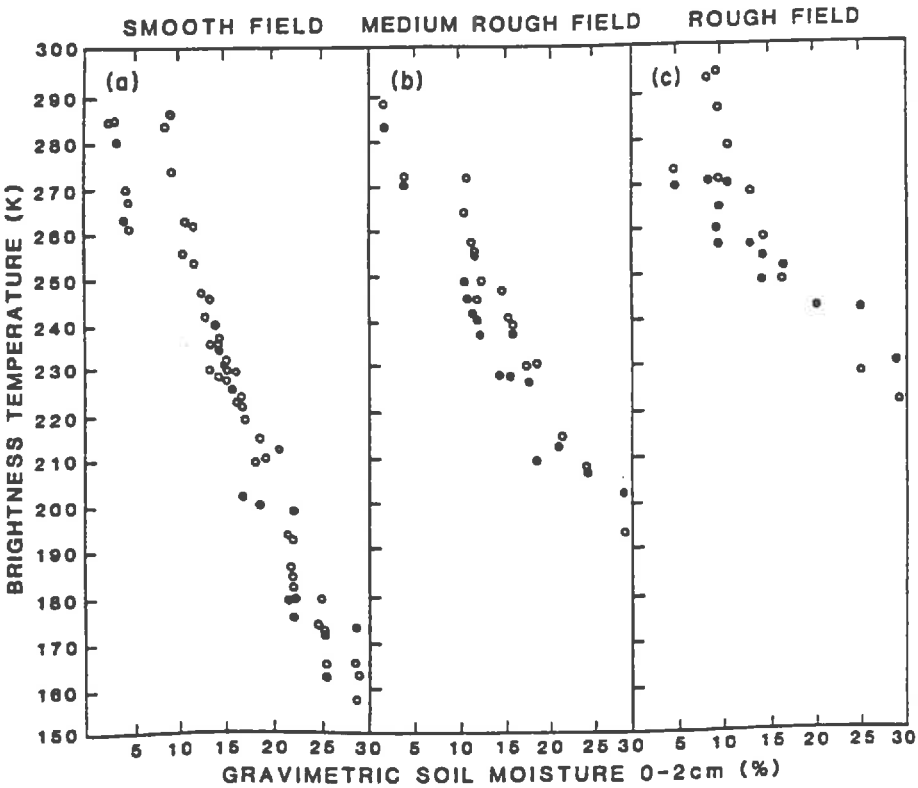


Figure I.22 : Influence de la rugosité sur l'émission micro-onde : (D'après Choudhury, 1979)

2.3.1.2. Effets de la rugosité de surface :

Les effets de la rugosité sur la température sont connus mais difficilement estimables actuellement. Des études doctorales sur la rugosité sont en cours à l'INRA de Montfavet.

L'augmentation de la rugosité d'un sol conduit à un accroissement de l'émissivité (Cf. figure I.22). L'augmentation de la surface de sol qui interfère avec l'air peut expliquer ce phénomène car il y a alors une meilleure transmission de l'énergie. Actuellement, la rugosité est prise en compte par des modèles semi-empiriques : (Choudhury et al, 1979).

$$\Delta\varepsilon = ro \, . \, [\, 1 - \exp(-h) \,] \qquad (I.29)$$

Avec :

ro : réflectance de la surface du sol lisse (fonction de la constante diélectrique)
h : paramètre empirique dont le déterminisme n'est pas encore bien maitrisé à l'heure actuelle.

Pour les sols secs, une variation de la rugosité a une faible incidence sur l'émissivité. Ce qui n'est pas le cas pour un sol humide. D'après Choudhury, pour un sol sec (inférieur à 5 % d'humidité volumique), la différence de température T_B entre un sol lisse et un sol à forte rugosité est de l'ordre de 10 K, alors qu'elle peut atteindre 60 K pour un sol humide à 30 % d'humidité volumique.

Newton et al (1982) ont développé des modèles pour mesurer l'effet de la rugosité. Ces modèles sont basés sur 2 paramètres : la racine carrée de la hauteur moyenne de rugosité et la longueur de corrélation horizontale (dimension horizontale de la rugosité).

Les effets de rang ont été étudiés par Wang (1980). Une relation entre la direction du labour, l'angle d'incidence, la fréquence, la polarisation du radiomètre et l'humidité du sol a été éllaboré. Il a montré pour la bande X (f = 9.6 GHz) que :

- la différence de T_B normalisée dûe à l'orientation des rangs est négligeable
-La polarisation V est beaucoup moins sensible à l'effet rangée.
- Cette différence décroit avec la teneur en eau.
- Les courtes longueurs d'onde sont plus sensibles à l'effet rugosité que les grandes longueurs d'onde.

Conclusion :

L'étude de l'émission micro-onde d'un sol nu a permis de mettre en évidence que le sol constitue un paramètre gènant pour estimer la température de surface à partir de données hyperfréquences. En effet, les caractéristiques physiques du sol (humidité, rugosité) ont une influence importante dans l'émission et elles ne sont pas stable dans le temps. Ainsi, il est impossible de prendre une émissivité constante pour déterminer la température de surface à partir d'une mesure radiométrique. Fort heureusement, la présence d'un couvert végétal peut fortement atténuer cette contribution...

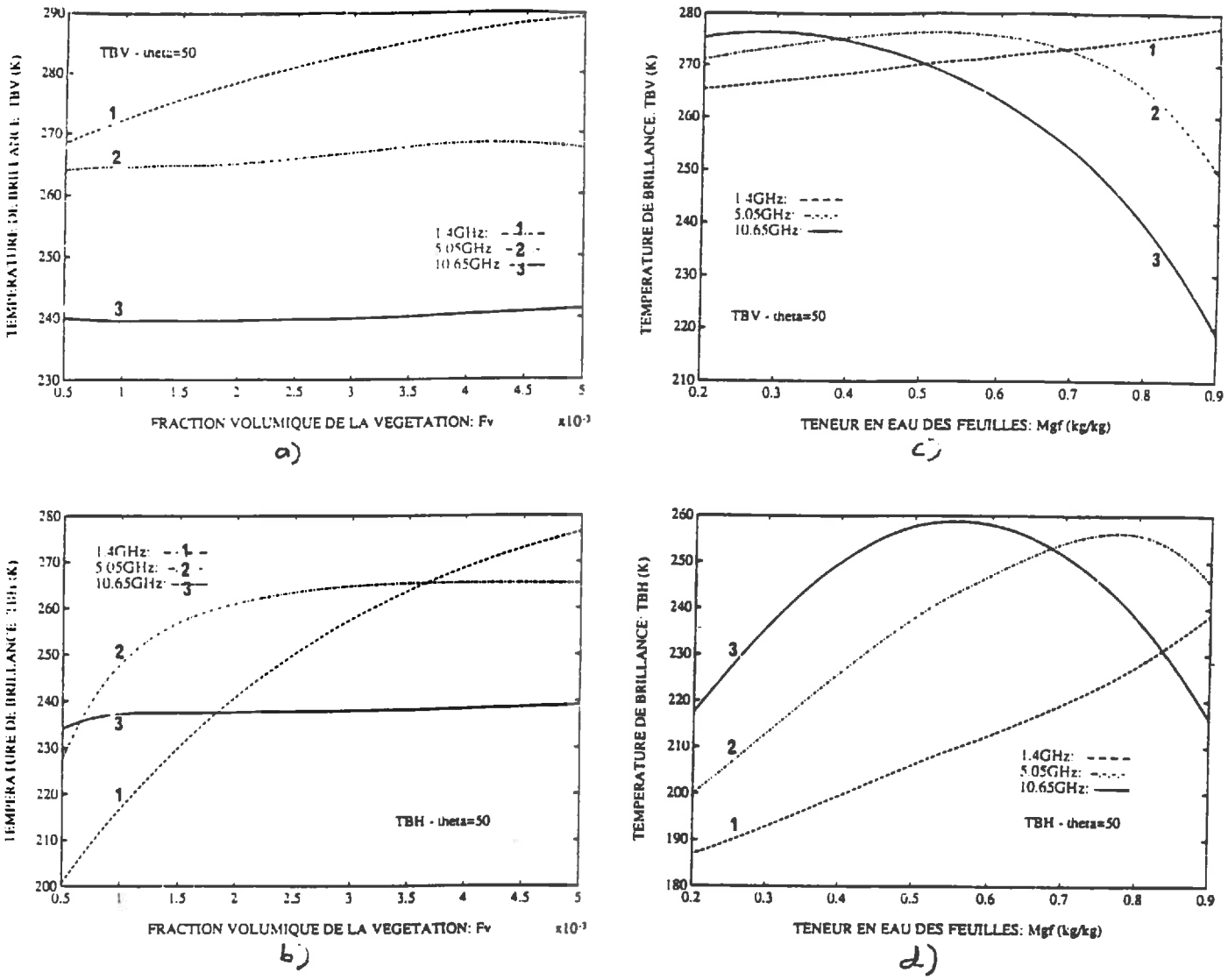


Figure I.23 : Température de brillance T_B en fonction de :
(d'après Wigneron, 1993)

a) la fraction volumique de végétation à 1.4, 5.05 et 10.65 GHz. (Polar V.)
b) la fraction volumique de végétation à 1.4, 5.05 et 10.65 GHz. (Polar H.)
c) la teneur en eau des feuilles à 1.4, 5.05 et 10.65 GHz. (Polar V.)
d) la teneur en eau des feuilles à 1.4, 5.05 et 10.65 GHz. (Polar H.)

2.3.2. La couverture végétale et ses effets :

La présence d'un couvert végétal sur une surface atténue l'émission du sol et ajoute à la radiation totale sa propre émission. La complexité de sa description en vue d'une modélisation limite sa compréhension.

Lorsque la surface est couverte par de la végétation, la relation I.27 s'applique toujours mais, la profondeur de pénétration et le coefficient C dépendent alors du coefficient d'atténuation de la végétation qui lui même est fonction de la biomasse végétale (densité et teneur en eau). Le signal émis est là encore très dépendant de la constante diélectrique de la couverture végétale. Cependant, la constante diélectrique d'un couvert végétal est fonction de sa teneur en eau et est délicate à évaluer. Il faut en effet définir les propriétés diélectriques des différents constituants du végétal ainsi que leur importance relative (Somme de différentes constantes diélectriques). Il faut également tenir compte du port et de la morphologie de la plante.

Njoku et al (1993) analyse l'émission d'un couvert végétal en développant le modèle de transfert radiatif. Dans ce modèle, la végétation est considérée comme une simple couche absorbante. En considérant que le couvert végétal est à la même température que la surface du sol Njoku et al (1993) ont montré que la température de brillance peut être décrite connaissant l'opacité de la végétation τ_c et l'émissivité de la surface du sol ε_s :

$$T_B = T_a.[1-\exp(-\tau_a)].[1+(1-\varepsilon).\exp(\tau_a-2\tau_c)] + T_{eff}.\exp(\tau_a).[1-(1-\varepsilon).\exp(-2\tau_c)] \qquad (I.30)$$

où $$\tau_c = (A.\frac{k_v''}{\lambda}.W) \ / \ \cos\theta_i \qquad (I.31)$$

Avec :

A : Coefficient qui dépend du type de végétation (en cm^{-1})
k_v'' : Partie imaginaire de la constante diélectrique de la végétation (sans dimension)
λ : Longueur d'onde considérée (en cm)
W : Teneur en eau de la végétation (en %)
θ_i : Angle d'incidence (en degré)

La relation I.31 permet de mettre en évidence le poids important de la fréquence sur l'opacité du couvert végétal : L'opacité de la couverture végétale est dix fois plus grande pour une fréquence à 10.65 GHz (λ=2.8 cm) par rapport à τ_c à 1.4 GHz et explique la diminution de la sensibilité de l'émissivité à la variation de l'humidité volumique du sol au fur et à mesure que la fréquence augmente (Cf. figure I.15). Par conséquent, pour des fréquences supérieures à 10 GHz, lorsque la végétation est bien développée, l'émission du sol joue peu sur le signal radiométrique mesurée. La sensibilité de l'émissivité à des variations importantes de l'humidité volumique du sol est alors fortement réduite.

Cependant, un végétal ne constitue pas un composant inerte, il subit des modifications morphologiques et physiologiques au cours du temps qui peuvent modifier l'émission micro-onde et par conséquent l'émissivité de la surface. Wigneron (1993) a étudié la sensibilité de l'émission micro-onde d'un couvert de soja à des variations de la fraction volumique de végétation et de la teneur en eau des feuilles (W_f). La fraction volumique de végétation (f_v) correspond au volume total d'éléments végétaux par unité de volume (en $m^3.m^{-3}$). Les figures I.23.a.b.c.d. montrent que les basses fréquences (1.4 et 5.05 GHz) sont sensibles aux variations de la fraction volumique de végétation particulièrement en polarisation horizontale tandis que le canal à 10.65 GHz est peu affecté. En ce qui concerne la teneur en eau des feuilles, les 3 bandes sont sensibles à des variations de W_f (à l'exeption de la bande 1.4 GHz en polarisation verticale).

Conclusion :

Dans le domaine des hyperfréquences, l'émissivité a un impact majeur sur la température et constitue une limite à la détermination de la température de surface à partir de mesures radiométriques micro-ondes; rappelons qu'une variation de l'émissivité de 0.01 conduit à une modification de la température de brillance de l'ordre de +/- 3 K. Pour limiter les effets de l'émissivité, deux stratégies peuvent être développées :

- La première stratégie consiste à "maitriser" l'émissivité (limiter les variations de l'émissivité au cours du temps) : L'étude des différents paramètres intervenant sur le signal radiométrique micro-onde ont permis de mettre en évidence l'intérêt de la bande 10.65 GHz qui semble minimiser les variations de l'émissivité au cours du temps : Sous couvert végétal, cette fréquence est peu sensible à l'émission du sol qui représente le facteur de variation majeur de l'émissivité; en outre, le signal radiométrique à cette fréquence est peu perturbé par les phénomènes atmosphériques. Pour une surface donnée (une surface de blé dans le cas de notre étude), l' étude de la relation $T_B = f(T_S)$ au cours du temps à une échelle horaire et à une échelle journalière doit permettre de juger la pertinence de cette stratégie. Elle constitue l'un des objectif de cet écrit. (Cf. Chapitre III.2)

- La seconde stratégie consiste à limiter les effets de l'émissivité sur la température en travaillant sur une mesure de ΔT (mesure différentielle de données radiométriques réalisées au cours d'une journée) Elle reprend le concept de l'inertie thermique et comme le montre le calcul d'erreur suivant, cette méthode permet de limiter l'incertitude engendrée par une imprécision dans l'estimation de l'émissivité : (Cf. Annexe 1)

En prenant $T_{B2} = 285$ K
$T_{B1} = 280$ K
$\varepsilon_{min} = 0.95$
$\varepsilon_{max} = 0.98$

Les incertitude sur T_{s1} et sur T_{s2} en considérant l'émissivité constante sur la période considérée sont respectivement de +/- 4.5 K et 4.6 K tandis que l'incertitude sur T_{s1} - T_{s2} reste inférieure à +/- 0.2 K.

A l'incertitude sur (T_{s1} - T_{s2}), il convient d'ajouter l'erreur engendrée par l'imprécision dans l'estimation de l'émissivité à l'échelle de la journée. L'étude de $T_B = f(T_s)$ à une échelle de temps horaire permettra de définir cette erreur (Cf. Chapitre III.2). Par conséquent, le bien-fondé de cette méthode dépend directement du degré de stabilité de l'émissivité au cours d'une journée.

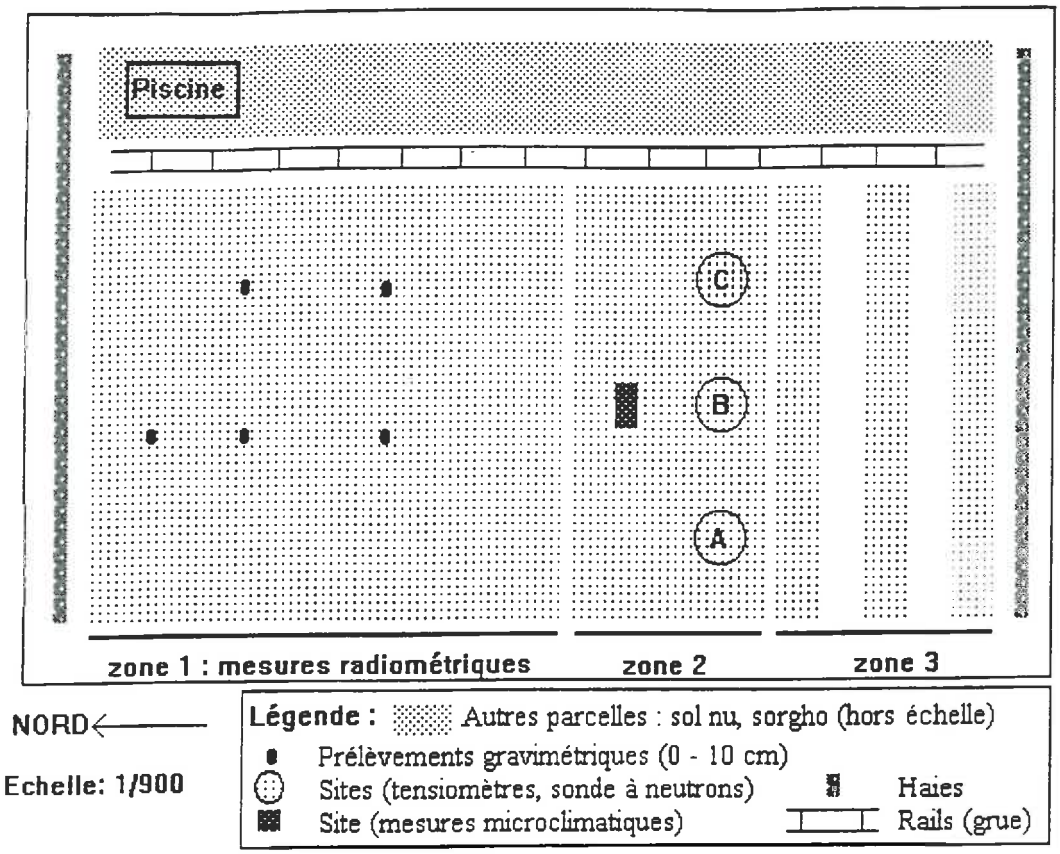


Figure II.1 : Plan du dispositif expérimental :

PARTIE 2 : Le dispositif expérimental :

Rappel des objectif :

L'objectif de l'étude rappelons-le est de coupler des mesures de températures de surface avec l'ETR journalière. Il est donc nécessaire de définir l'évapotranspiration de manière précise tout au long de la campagne. De nombreuses méthodes ont été développées pour estimer ce paramètre. Cependant, chacune d'elles affiche des limites : Le bilan hydrique est une méthode fiable mais, pose des problèmes à l'échelle de temps journalière. Les méthodes microclimatiques quant à elle sont fiables à une échelle de temps horaire mais, sont sensibles à l'advection qui représente vraisemblablement une contrainte au niveau de la parcelle expérimentale. En effet, cette parcelle est assez exigue et est bordée au nord et au sud, de haies coupe-vent d'environ 3 mètres de hauteur. Par conséquent, on a été amené à combiner ces deux types de mesures. En plus du bilan hydrique, nous avons donc développé deux méthodes : Le rapport de Bowen et la méthode des fluctuations :

- Le rapport de Bowen a pour avantage l'obtention de mesures en continu du fait d'une instrumentation pouvant être mise en place par tous les temps. Cette méthode souffre néanmoins d'hypothèses simplificatrices qui peuvent affecter la qualité des résultats.
- La méthode des fluctuations donne une mesure précise du flux de chaleur latente LE et du flux de chaleur sensible H mais est assez délicate à mettre en place car son instrumentation très fragile est sensible à la pluie. Dans ce travail, nous développerons deux méthodes : L'estimation directe du flux LE à partir des mesures des fluctuations de vapeur d'eau et une mesure indirecte de LE déduite du bilan d'énergie avec H mesuré par la méthode des fluctuations. Le flux H couplé au bilan d'énergie est une méthode bien connue au laboratoire de Sciences du Sol d'Avignon. L'estimation directe du flux LE constitue au contraire une méthode prospective qui n'a jamais été développée sur le site.

La confrontation des résultats du bilan hydrique avec les mesures microclimatiques devrait alors nous permettre d'obtenir une estimation de l'ETR journalière fiable et continue sur l'ensemble de la campagne.

1. Présentation du site expérimental : (cf figure II.1)

L'expérimentation s'est déroulée de fin avril à fin juin 1993 au domaine I.N.R.A. de Saint-Paul à Montfavet située dans la plaine alluviale de la Basse Vallée de la Durance.

La parcelle expérimentale représente une superficie d'environ 7500 m² subdivisée en 7 parcelles de taille inégale.

La texture du sol est argilo-limoneuse.(Cf. Annexe 2). Elle est assez battante. Sa structure de surface se dégrade donc rapidement sous l'effet de fortes pluies. Cette propriété a pour conséquence une rugosité du sol peu prononcée, tout au long de l'expérimentation.

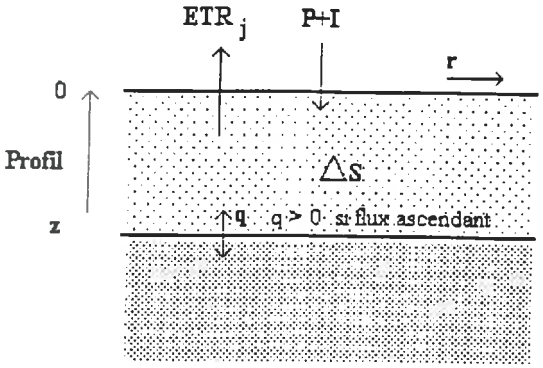


Figure II.2 : Présentation des différents paramètres intervenant dans le calcul du bilan hydrique:

La surface couverte par le blé représentait 3000 m² divisée en 3 zones:

- *zone 1 :* Partie sans instruments utilisée pour les mesures radiométriques.
- *zone 2 :* Partie occupée par 3 sites de mesures pour le bilan hydrique (sonde à neutrons, tensiomètres...) et un site pour les mesure microclimatiques.
- *zone 3 :* Partie couverte qu'à 50 % par le blé (alternance de bandes cultivées et de bandes de sol nu pour mesurer l'effet sol).

2. Le bilan hydrique: (Vachaud et al, 1978)

2.1. Présentation du bilan :

Le bilan hydrique est basée sur la loi de conservation de la masse dans une couche de sol et revient à poser l'équation suivante (Cf. Figure II.2) :

$$\Delta S_{0\ (j,j+1)}^{z} = (P_r + I_r) - ETR_j + q.\Delta t_{(j,j+1)} - r.\Delta t_{(j,j+1)} \qquad (II.1)$$

Avec :

$\Delta S_{0\ (j,j+1)}^{z}$: Variation de stock d'eau entre 0 et z cm sur 24 heures (en mm)

P_r et I_r : Pluie et Irrigation (en mm)

ETR_j : Evapotranspiration journalière (en mm)

q : Flux hydrique en profondeur (en $mm.s^{-1}$)

r : Flux d'eau moyen ruisselant en surface (en $mm.s^{-1}$)

$\Delta t_{(j,j+1)}$: Intervalle de temps entre le jour j et le jour (j+1) (en s)

Présentation des paramètres intervenant dans le bilan hydrique :

- Les paramètres Précipitation (P_r) et Irrigation (I_r) ne sont pas pris en compte dans notre étude. Le bilan hydrique est réinitialisée après chaque précipitation car, nous ne disposons pas de méthode pour estimer le ruissellement de surface. D'autre part, le sol riche en argile se fissure fortement pendant sa dessication, la pénétration de l'eau lors de précipitations abondantes est alors très irrégulière et rend imprécis la méthode du bilan hydrique.

- Les variations de stock : Elles représentent la quantité d'eau cédée par le sol entre le jour j et le jour (j+1). Le stock d'eau est calculée par tranche de 10 cm jusqu'à une profondeur de 140 cm. A cette profondeur, les racines sont totalement absentes, on est donc assuré de ne pas sous-estimer les variations de stock.

- Le flux hydrique en profondeur (q) : C'est un paramètre délicat à mesurer; deux méthodes peuvent être développées pour estimer ce flux :

La première méthode (Variante 1) consiste à estimer directement le flux hydrique en profondeur.

La deuxième méthode (variante 2) consiste à localiser un plan de flux nul. Un plan de flux nul correspond à un niveau du sol pour lequel le flux hydrique en profondeur est nul. La localisation d'un plan de flux nul permet alors de simplifier l'équation du bilan hydrique car, il suffit de mesurer les variations de stock jusqu'au plan de flux nul pour déterminer l'évapotranspiration. Cette méthode n'est cependant pas toujours applicable car, d'une part, il n'est pas toujours possible de localiser un plan de flux nul, d'autre part, le plan de flux nul peut se situer sous la zone d'exploration du sol par les racines; la présence de racines sous le plan de flux nul conduit alors à une sous-estimation de l'ETR car la quantité d'eau puisée par ces racines n'est pas pris en compte dans le calcul des variations de stock.

2.2. La mesure des termes du bilan :

2.2.1. La détermination du flux en profondeur :

Les flux d'eau dans le sol sont décrits par la loi de Darcy :

$$q = - K(\theta) . (d\psi_T / dz) \qquad (II.2)$$

Avec :

$K(\theta)$: Conductivité hydraulique en fonction de la teneur en eau volumique θ (en $mm.s^{-1}$)
$d\psi_T$: différence de potentiel en eau total (en m)
dz : différence de cote. (en m)

La généralisation de la loi de Darcy indique qu'il est possible de déterminer le flux hydrique à une cote z à condition de connaitre la différence de potentiel total et le terme $K(\theta)$ à cette profondeur. La difficulté repose alors dans la connaissance de la loi liant la conductivité hydraulique à l'humidité volumique θ qui dépend des caractéristiques physiques du sol. Le gradient de potentiel total quant à lui peut être calculé à partir d'une série de mesures tensiométriques.

2.1.1.1. les mesures tensiométriques :

Le potentiel hydrique total est défini comme la somme de 3 termes :

$$\psi_T = \psi_m + \psi_g + \psi_{osm} \qquad (II.3)$$

Avec :

ψ_m : *Le potentiel matriciel :* il traduit l'énergie de rétention de l'eau par les particules solides du sol. Par définition, le potentiel matriciel est proportionnel à la différence de pression effective de l'eau par rapport à une pression de référence (pression atmosphérique)

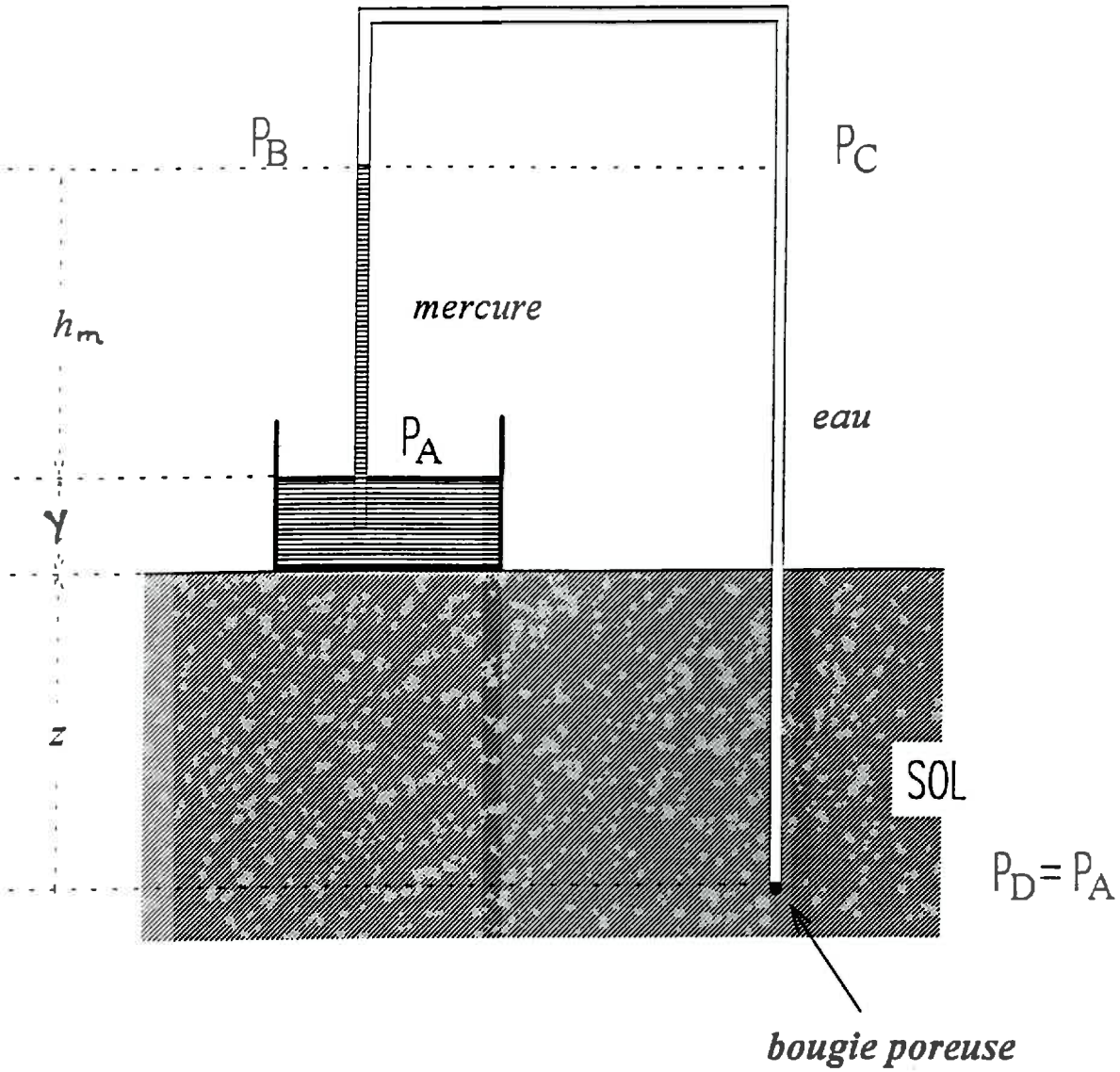


Figure II.3 : Schéma d'un tensiomètre à mercure :

$$\Psi_m = \frac{P_w - P_0}{\rho_w \cdot g} \qquad (II.4)$$

Avec :

ψ_m : Potentiel matriciel (en m)
P_w : Pression de l'eau dans le sol (en Pa)
P_0 : Pression de référence (pression atmosphérique en Pa)
ρ_w : masse volumique de l'eau (en kg . m^{-3})
g : Accélération de la pesanteur (en $m.s^{-2}$)

ψ_g : *Le potentiel gravitationnel :* il traduit la force du champ de pesanteur qui s'exerce sur l'eau contenue dans le sol. Il est dépendant de la hauteur. Par convention, le potentiel gravitationnel est nul en surface. Avec cette convention, il est alors négatif en profondeur :

$$\psi_g = - z \qquad (II.5)$$

Avec
ψ_g : Potentiel gravitationnel (en m)
z : Profondeur par rapport à la surface, l'axe 0z étant orienté vers le bas (en m).

ψ_{osm} : *Le potentiel osmotique :* il est en général négligé dans les sols à faible salinité.

Les potentiels hydriques sont en général exprimés par une hauteur d'eau équivalente. Le potentiel hydrique total est mesuré par un tensiomètre. Celui-ci est composé d'une céramique poreuse saturée en eau reliée à un manomètre à mercure par un circuit hydraulique étanche. Lorsque la bougie poreuse est introduite dans le sol, l'eau diffuse à travers la paroi jusqu'à ce que le système soit en équilibre. Le départ de l'eau dans la bougie engendre une dépression qui est mesurée par le manomètre. Le calcul d'hydrostatique suivant permet d'établir les équations suivantes (Cf. Figure II.3) :

Le mercure à la surface du réservoir (point A) est soumis à la pression atmosphérique P_0, on a donc :

$$P_A = P_0 \qquad (II.6)$$

La pression au point B situé à la hauteur h par rapport à la surface du réservoir de mercure peut alors être définie de la manière suivante :

$$P_B = P_A + h_m \cdot \rho_m \cdot g \qquad (II.7)$$

Avec ρ_m : masse volumique du mercure (en $kg.m^{-3}$)

Les point B et C étant à la même hauteur, ils sont donc soumis à la même pression. On a alors :

$$P_B = P_C \qquad \text{(II.8)}$$

La pression au point D correspond au potentiel matriciel ψ_m définie plus haut. Le point C se trouve à la hauteur ($h_m + Y + z$) dans la colonne d'eau par rapport au point D, ψ_m peut donc être défini de la manière suivante :

$$\psi_m = P_C + (h_m + Y + z) \cdot \rho_w \cdot g \qquad \text{(II.9)}$$

D'après les équations II.4, II.6, II.7, II.8 et II.9, il vient alors :

$$\psi_m = \frac{P_w - P_0}{\rho_w \cdot g} = P_w = P_0 - h_m \cdot \rho_m \cdot g + (h_m+Y+z) \cdot \rho_w \cdot g$$

$$\Leftrightarrow \psi_m = - h_m \cdot (\rho_m / \rho_w) + (h_m + Y + z) = - h_m \cdot [(\rho_m / \rho_w) -1] + (Y+z) \qquad \text{(II.10)}$$

Le potentiel total vaut donc :

$$\begin{aligned} \psi_T &= \psi_m - z = - h_m \cdot [(\rho_m / \rho_w) -1] + Y \\ &= -12.6 \cdot h_m + Y \end{aligned} \qquad \text{(II.11)}$$

Critiques relatives aux mesures tensiomètriques :

- *Précision de la mesure :* Les incertitudes sur les mesures du potentiel total sont les suivantes:

  - La longueur de la bougie poreuse étant de 6 cm, l'incertitude sur la cote z est donc de +/- 3 cm.
  - La lecture du niveau de mercure dans le tube capillaire se fait avec une précision d'au mieux +/- 0.1 cm soit 1.26 cm sur ψ_T.
  - Une remontée du mercure dans les 5 tubes capillaires entraine une variation du niveau de mercure dans le réservoir. Par exemple, une remontée de 10 cm du mercure dans les 5 tubes entraine une diminution du niveau du réservoir de 0.2 cm soit 2.5 cm sur ψ_T. Néanmoins, cette erreur n'intervient pas lorsqu'on recherche les gradients du potentiel hydrique en profondeur car les tensiomètres sont fixés sur le même manomètre à mercure.

Ainsi, l'imprécision sur la mesure de ψ_T s'élève à +/- 0.068 m. Ce qui pour une gamme de potentiels compris entre -0.5 et -8 m correspond à une incertitude relative sur la mesure oscillant de 13.6 à 0.9 % . On constate que pour un potentiel élevé, l'incertitude est importante mais, lorsque l'on détermine un plan de flux nul ou un flux en profondeur, les potentiels sont toujours inférieur à -3.5 m; ce qui correspond à une incertitude relative maximum de 1.9 % .

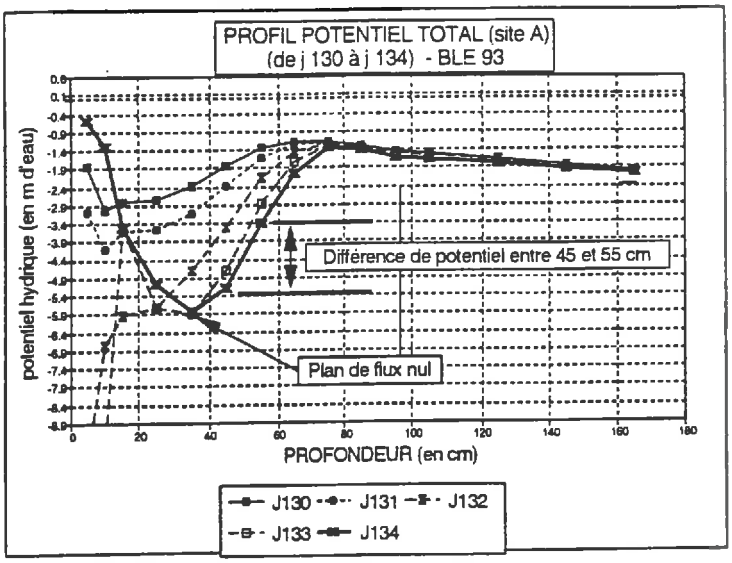


Figure II.4 : Un exemple de profil tensiométrique :

- *Limites du tensiomètre :* La limite du tensiomètre est la pression atmosphérique. En effet, on ne peut élever une colonne de mercure au delà de cette pression. Ainsi, lorsque la pression atmosphérique est atteinte (pression équivalent à - 10 m), la colonne de mercure s'effondre. Le "décrochage" est rapide en surface car, le potentiel varie rapidement et fortement en surface; en profondeur au contraire, l'intervalle de temps entre le moment où l'on atteint la pression atmosphérique et le moment où la colonne de mercure s'effondre peut-être assez long. La colonne de mercure reste alors stable et le potentiel mesuré est faux. Par conséquent, les mesures de potentiels au delà de - 6.5 m doivent être écartées.

En outre, dans des sols secs, la mise en équilibre du tensiomètre avec le milieu peut être longue. En effet, la mise en équilibre du tensiomètre dépend de la conductivité hydraulique du sol qui diminue au fur et à mesure que le sol s'assèche : La réponse de l'instrument est d'autant plus longue que le sol est sec. Par conséquent, le potentiel mesuré sur le tensiomètre ne correspond pas toujours au potentiel réel.

Protocole expérimental appliqué :

Nous avons utilisé des tensiomètres à mercure de type DMT 5000 NARDEUX. Les mesures ont été effectuées sur les 3 sites représentés sur la figure n°II.1. Chaque site disposait de 15 tensiomètres placés aux profondeurs suivantes :

5 cm	10 cm	15 cm	25 cm	35 cm
45 cm	55 cm	65 cm	75 cm	85 cm
95 cm	105 cm	125 cm	145 cm	165 cm

Les mesures tensiométriques ont été effectuées le matin à 11 heures en moyenne avec une variabilité dans l'heure de la mesure de +/- 2 heures. Le week-end, les mesures tensiométriques n'ont pas été réalisées.

2.1.1.2. La détermination des plans de flux nul :

D'après la loi de Darcy généralisée (équation I.2), un gradient de potentiel hydrique nul implique la présence d'un plan de flux nul car, le flux hydrique en profondeur est alors inexistant. C'est donc l'étude des profils tensiométriques qui va permettre de déterminer un plan de flux car, le gradient $d\psi_T / dz$ est nul lorsque la courbe ψ_T (z) sur un profil tensiométrique présente un extremum. (Cf. figure II.4)

Lorsque l'on a repéré un plan de flux nul à une cote z_0, il est nécessaire de contrôler qu'il n'y a pas présence de racines sous cette cote sans quoi, l'ETR sera sous-estimée. Pour permettre ce contrôle, nous avons réalisé des profils racinaires tout au long de la campagne.

- Evolution de la profondeur occupée par les racines :

Méthode d'observation : Pour estimer la profondeur maximum occupée par les racines, nous avons réalisé tous les 10 jours un comptage racinaire sur le profil, à l'aide d'une grille métallique (constituée de 225 mailles de 2cm de coté). Nous avons effectué 3 répétitions à chaque fois pour intégrer la variabilité spatiale de ce paramètre. La profondeur maximum de sol explorée par les racines est obtenue lorsque la fréquence de présence racinaire passe sous le seuil de 5 %.

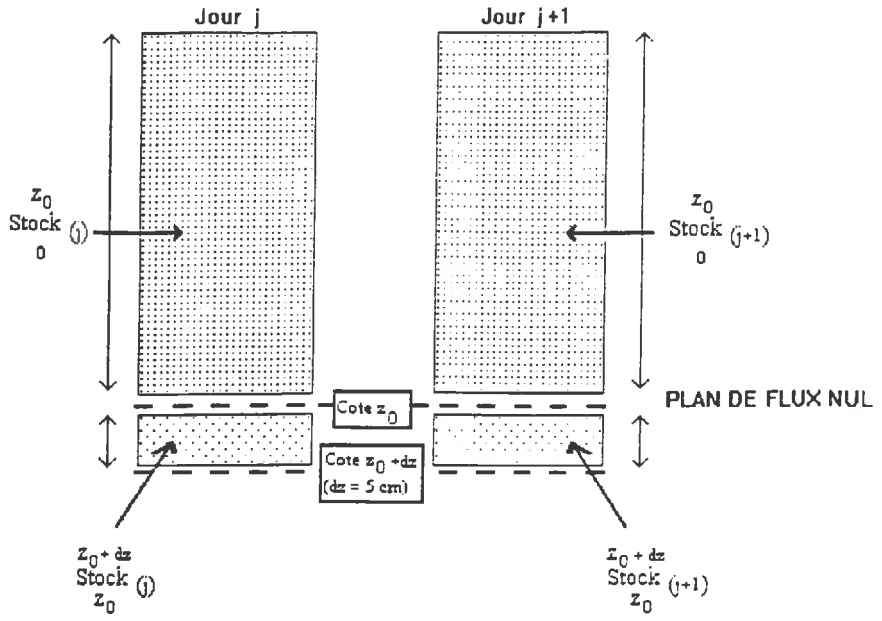


Figure II.5 : Estimation de l'ETR après localisation du plan de flux nul :

Critiques relatives à l'estimation du profil racinaire : L'évaluation du front d'exploration par les racines a été réalisée dans la zone 3 (Cf Figure II.1) alors que les mesures du bilan hydrique ont été réalisées dans la zone 2. Or, ce paramètre a une forte variabilité spatiale.

En outre, entre deux profils racinaires, nous avons considéré que la croissance des racines était constante dans le temps, ce qui est rarement le cas.

- Prise en compte des déplacements du plan de flux nul entre deux lectures :

-Lorsque le plan de flux nul évolue de la cote z_1 à z_2 entre le jour j et le jour (j+1), L'épaisseur de sol considérée pour le calcul des variations de stock entre j et j+1 est alors de $(z_1+z_2)/2$.

La critique que l'on peut formuler à cette méthode repose dans la détermination de la profondeur du plan de flux nul. En effet, les tensiomètres étant placés tous les 10 ou 20 cm, la précision dans l'estimation du plan de flux nul est donc de +/- 5 cm ou +/- 10 cm, pour estimer l'erreur qu'elle induit sur les variations de stock, nous avons développé le calcul suivant : (Cf. Figure n°II.5)

Variation de stock calculée après estimation du plan de flux nul :

$$\Delta S_{0\,(j,j+1)}^{z0} = \mathrm{Stock}_{0\,(j+1)}^{z_0} - \mathrm{Stock}_{0\,(j)}^{z_0} \qquad \text{(II.12)}$$

Incertitude moyenne sur les variation de stocks :

$$\text{Incertitude} = \Delta S_{z_0\,(j+1)}^{z_0+dz} = \mathrm{Stock}_{z_0\,(j+1)}^{z_0+dz} - \mathrm{Stock}_{z_0\,(j)}^{z_0+dz} \qquad \text{(II.13)}$$

Incertitude moyenne sur le site A du jour 112 au jour 181 =

$$+/- \frac{1}{(181-112)} \sum_{j=112}^{181} \Delta S_{z_0\,(j)}^{z_0+dz} = +/- \ 0.08 \text{ mm} \qquad \text{(II.14)}$$

$$\text{Incertitude relative moyenne (en \%)} = \frac{1}{(181-112)}.100. \sum_{j=112}^{181} \frac{\Delta S_{z_0\,(j)}^{z_0+dz}}{\Delta S_{0\,(j)}^{z_0}} = 2.1\ \% \qquad \text{(II.15)}$$

Il est important de préciser que l'incertitude établie à partir de ce calcul ne constitue pas à proprement parlé un calcul d'erreur car, elle est dépendante de l'évolution du plan de flux nul observée sur le site A (l'imprécision sur la localisation du plan de flux nul peut être de +/- 5 cm ou +/- 10 cm selon la profondeur considérée). L'incertitude semble toutefois négligeable et ne remet donc pas en cause la méthode.

2.1.1.3. Estimation du flux hydrique en profondeur :

Nous avons estimé le flux hydrique en profondeur à partir de la méthode suivante :

- le bilan hydrique jusqu'au plan de flux nul s'écrit :

$$ETR1_{(j+1)} = \overset{z_0}{\underset{0}{Stock}}_{(j+1)} - \overset{z_0}{\underset{0}{Stock}}_{(j)} - q(z_0) \qquad (II.16)$$

Avec :

$ETR1_{(j+1)}$: Evapotranspiration au jour $(j+1)$ (en mm)

z_0 : Profondeur du plan de flux nul (en m)

$\overset{z_0}{\underset{0}{Stock}}_{(j+1)}$: Stock d'eau entre la surface et le plan de flux nul au jour $(j+1)$ (en mm)

$\overset{z_0}{\underset{0}{Stock}}_{(j)}$: Stock d'eau entre la surface et le plan de flux nul au jour (j) (en mm)

$q(z_0)$: Flux hydrique en profondeur à la cote z_0 $(= 0)$

- le bilan hydrique jusqu'au fond du profil s'écrit :

$$ETR2_{(j+1)} = \overset{z_{max}}{\underset{0}{Stock}}_{(j+1)} - \overset{z_{max}}{\underset{0}{Stock}}_{(j)} - q(z_{max}) \qquad (II.17)$$

Avec :

$ETR2_{(j+1)}$: Evapotranspiration au jour $(j+1)$ (en mm)

z_{max} : Profondeur du profil (en m)

$\overset{z_{max}}{\underset{0}{Stock}}_{(j+1)}$: Stock d'eau entre la surface et le fond du profil au jour $(j+1)$ (en mm)

$\overset{z_{0\,max}}{\underset{0}{Stock}}_{(j)}$: Stock d'eau entre la surface et le fond du profil au jour (j) (en mm)

$q(z_{max})$: Flux en profondeur à la profondeur z_{max} (en mm)

- Par différence des équations II.12 et II.13, il vient :

$$ETR2_{(j+1)} - ETR1_{(j+1)} = \overset{z_{max}}{\underset{z_0}{Stock}}_{(j+1)} - \overset{z_{max}}{\underset{z_0}{Stock}}_{(j)} - q(z_{max}) \qquad (II.18)$$

Aux erreurs de mesures près, les 2 méthodes sont équivalentes; on a donc ETR1=ETR2. D'après la loi de Darcy (équation II.2), il vient alors :

$$\Delta \mathrm{Stock}_{z_0\ (j+1)}^{z_{max}} = -\,q(z_{max}) = -\,K(\theta)\,.\,\left(\frac{d\Psi_{mat}}{dz} - 1\right).\,\Delta t \qquad \text{(II.19)}$$

$$\Leftrightarrow K(\theta) = -\,\Delta \mathrm{Stock}_{z_0\ (j+1)}^{z_{max}} \Big/ \left(\frac{d\Psi_{mat}}{dz} - 1\right).\,\Delta t \qquad \text{(II.20)}$$

Avec :

$K(\theta)$: Conductivité hydraulique (en $m.s^{-1}$)

$\Delta \mathrm{Stock}_{z_0\ (j+1)}^{z_{max}}$: Variation de stock sur la couche (z_0, z_{max}) entre j et j+1 (en mm)

$\frac{dP_{mat}}{dz}$: Gradient de Potentiel matriciel (sans dim.)

Δt : intervalle de temps entre la mesure du stock d'eau du jour j et et celle du jour (j+1) (en s)

La principale critique que l'on peut formuler à cette méthode est qu'à l'erreur engendrée par une imprécision dans la localisation du plan de flux nul s'ajoute une erreur liée à l'imprécision dans l'estimation de la différence de potentiel. (Cf. Chapitre II.2.1.1.1.).

2.2.2. Les variations de stock :

Le stock en eau est calculé quotidiennement à partir des données d'humidité volumique du sol. L'humidité volumique est estimée indirectement à partir de comptages neutroniques réalisée par une sonde à neutrons de type SOLO 40 . La méthode neutronique est basée sur la propriété qu'ont les molécules d'eau de rallentir un flux de neutrons rapides. Les neutrons perdent en effet de l'énergie par suite de collisions avec les molécules d'eau du sol.

La sonde à neutrons émet un flux connu de neutrons rapides dans un volume de sol et comptabilise ensuite les neutrons lents. On obtient ainsi une relation linéaire entre le comptage neutronique et l'humidité volumique. (Cf. Schéma de la sonde à neutrons en annexe 3)

Cette méthode a l'avantage de ne pas être destructive. Cela permet d'avoir des mesures de variations de stock locales qui ne sont pas affectées par des erreurs de mesures liées à la variabilité spatiale. Mais, le problème de la variabilité spatiale demeure entre les sites de mesure.

2.2.2.1. Protocole expérimental appliqué :

Les mesures ont été effectués chaque jour à 11 heures en moyenne (à +/- 2 heures près), sur trois sites de mesures (représentés sur la figure II.1). La sonde procède à des comptages de 0 à 140 cm par pas de 10 cm, avec une durée de comptage de 2 minutes pour chaque profondeur.

L'enchainement sur les sites a toujours été le même afin de minimiser les variations dans l'heure de la mesure : site A ----> site B ----> site C

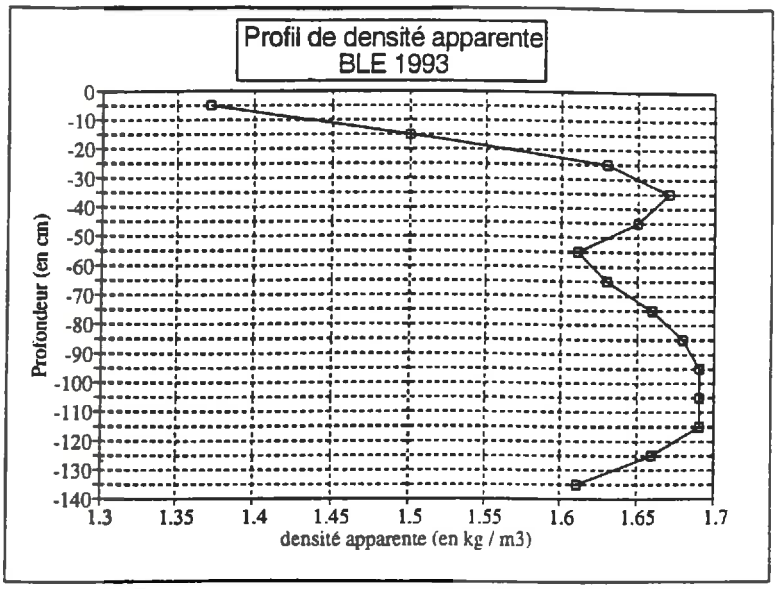


Figure II.6 : Profil de densité apparente de la parcelle expérimentale :

2.2.2.2. Principe de l'étalonnage :

Pour étalonner la sonde, nous avons divisé le sol en 3 zones :

- 0-10 cm
- 10-20 cm
- 20-140 cm

Ceci pour 3 raisons :

- en surface la mesure est perturbée par des fuites neutroniques vers l'atmosphère; le comptage neutronique est donc sous évalué.

- entre 10 et 20 cm, les fuites vers la surface sont moins importantes; il faut donc définir une régression spécifique à cette profondeur. C'est une zone transitoire entre la couche de surface et la couche plus profonde (> 20 cm).

- Pour des profondeurs supérieures à 20 cm, les fuites neutroniques sont négligeables et ne viennent plus perturber la mesure.

La théorie de la diffusion neutronique détermine la relation suivante :

$$Cpta = (a \cdot \rho_d + b) \cdot \theta + c \cdot \rho_d + d \qquad (II.21)$$

Avec :

Cpta : Comptage neutronique (coups / s)
ρ_d : Densité apparente (sans dimension)
θ : Humidité volumique ($m^3.m^{-3}$)
a, b, c, d : constantes d'étalonnage.

La densité apparente étant quasiment constante dans chacune des zones déterminées précédemment (Cf. figure II.6), l'équation (II.7) peut se simplifier de la façon suivante:

$$\theta = a' \cdot Cpta + b' \qquad (II.22)$$

Avec a' et b' : constantes d'étalonnage

Bien que certaines mesures gravimétriques aient été effectuées à proximité des sites neutroniques, nous avons conservé un étalonnage moyen (tous sites confondus). Ceci pour deux raisons :

- Un étalonnage pour chaque site a été effectué et n'a pas montré d'écart significatifs.
- Plus l'échantillonnage est important, meilleur est le résultat de la régression en terme de confiance.

2.2.2.3. Etalonnage de la sonde :

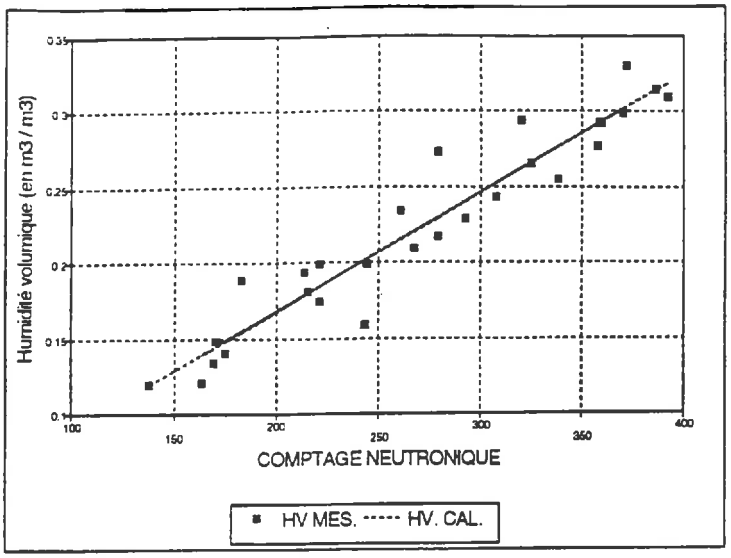


Figure II.8 : Droite d'étalonnage de la sonde à neutrons entre 0 et 10 cm :
(tous sites confondus)

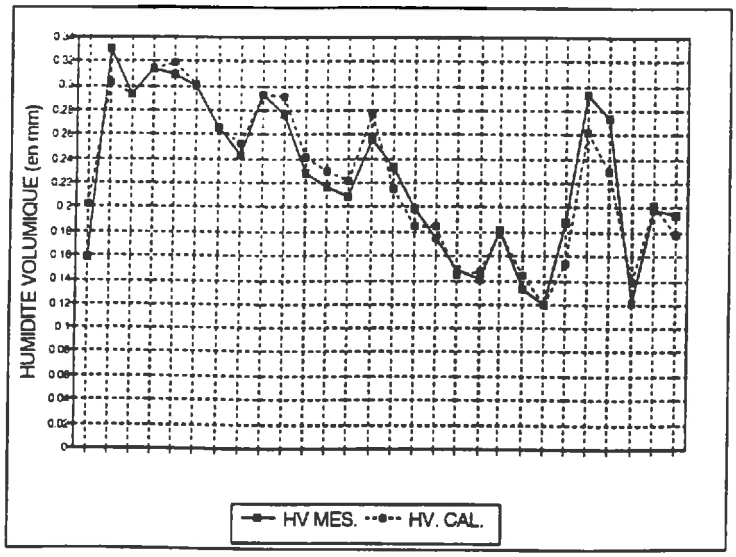


Figure II.9 : Corrélation entre l'humidité volumique mesurée HV MES (mesure gravimétrique) et l'humidité volumique calculée HV CAL (mesure neutronique) entre 0 et 10 cm :

- Etalonnage entre 0 et 10 cm

Pour étalonner la sonde à neutron entre 0 et 10 cm nous avons utilisé des données gravimétriques mesurées quasiment tous les jours, aux profondeurs suivantes :

0-1 cm	2-3 cm	4-5 cm	7-10 cm	1.2 cm	3-4 cm	5-7 cm

Les mesures gravimétriques ont été réalisées dans la zone 1 (Cf figure n°II.1). Elles sont donc assez éloignées des sites de mesures neutroniques, ce qui peut expliquer une certaine dispersion autour de la droite d'étalonnage. Néanmoins, afin de limiter les effets de la variabilité spatiale de l'humidité de surface, 5 répétitions ont été réalisées sur l'ensemble de la zone puis ont été moyennées. Afin d'approcher au mieux l'humidité sur l'horizon 0-10 cm :

- Nous avons pris la moyenne pondérée de ces données.
- Le décalage entre l'heure de la mesure neutronique et l'heure de la mesure gravimétrique peut entrainer un biais dans l'étalonnage (une sur ou sous estimation de l'humidité estimée à partir des données neutroniques). Les mesures neutroniques étant effectuées quasiment tous les jours, il est alors possible d'estimer le comptage neutronique à l'heure de la mesure gravimétrique (cf routine en annexe).

A partir de 34 points de mesures avec 6 données atypiques écartées (J112, J130, J153, J155, J168, J181), on obtient la table de régression suivante :

Résultat de la régression :	
Coefficient a'	0.000786
Coefficient b'	0.0102
Coefficient de corrélation R^2	91.5 %
Nombre de degré de liberté	26
Ecart-type résiduel	+/- 0.0190 $m^3.m^{-3}$

Tableau II.7. : Etalonnage de la sonde à neutrons entre 0 et 10 cm de profondeur :
(Table de régression)

Le tableau II.7 et la figure II.8, montrent que l'étalonnage est satisfaisant. En effet, la dispersion des mesures est relativement faible et le nuage de points autour de la droite est bien équilibré (Il y a un bon équilibre entre les faibles et les fortes humidités). l'erreur sur l'estimation de la pente est donc réduite; les écart entre les humidités calculées et mesurées sont d'ailleurs relativement faibles. (Cf figure II.9)

- Etalonnage entre 10 et 20 cm

Pour l'étalonnage entre 10 et 20 cm : Nous avons utilisé :

- des prélèvements gravimétriques réalisés 2 fois par semaine autour des 3 sites neutroniques (du 23 avril au 25 mai), entre 10 et 15 cm et entre 15 et 20 cm.
3 répétitions ont été effectuées pour chaque site.
- des prélèvements gravimétriques effectués de 0--->170 cm de 10 en 10 cm.

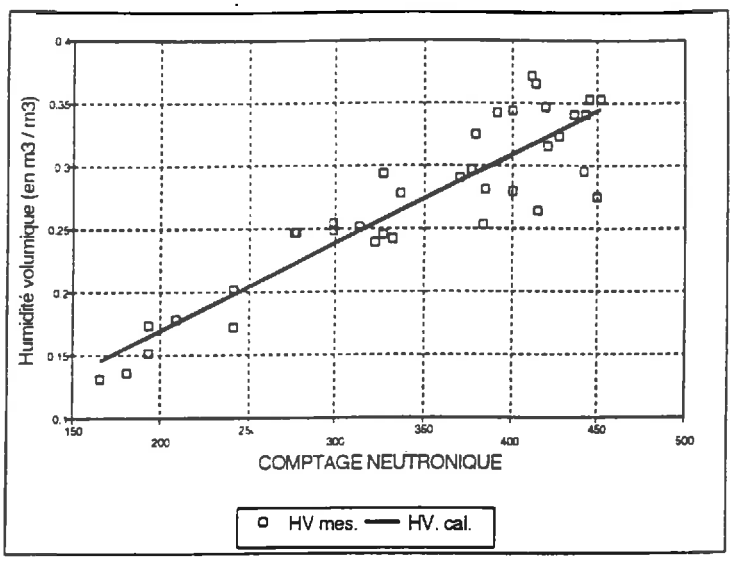


Figure II.11 : Droite d'étalonnage de la sonde à neutrons entre 10 et 20 cm :
(tous sites confondus)

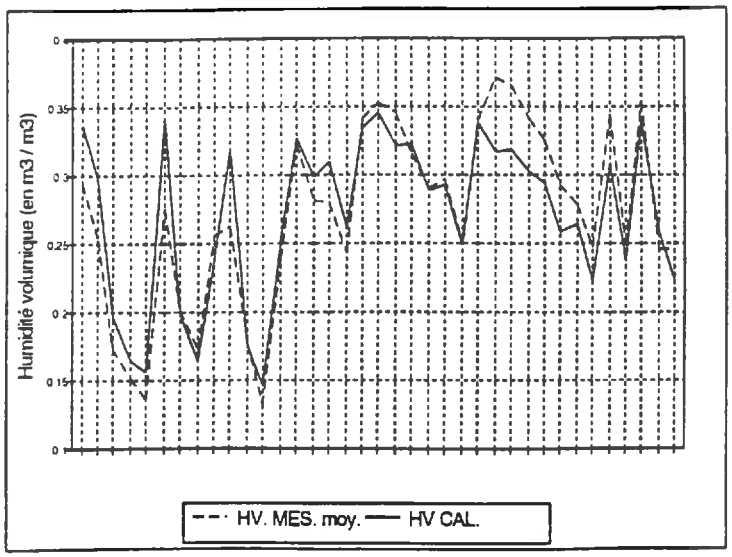


Figure II.12 : Corrélation entre l'humidité volumique mesurée HV MES (mesure gravimétrique) et l'humidité volumique calculée HV CAL (mesure neutronique) entre 10 et 20 cm :

Afin d'approcher au mieux l'humidité sur l'horizon 10-20 cm, nous avons effectué une correction des comptages du fait du décalage de l'heure de la mesure neutronique avec l'heure du prélèvement gravimétrique et avons pris la moyenne pondérée de ces données.

A partir de 42 points de mesures avec 8 données écartées, on obtient la table de régression suivante :

Résultat de la régression :	
Coefficient a'	0.000697
Coefficient b'	0.0296
Coefficient de corrélation R^2	81 %
Nombre de degré de liberté	32
Ecart-type résiduel	+/- 0.0291 $m^3.m^{-3}$

Tableau II.10. : Etalonnage de la sonde à neutrons entre 10 et 20 cm de profondeur :
(Table de régression)

La figure II.11. montre une dispersion relativement marquée du nuage de points pour de fortes humidités. Ceci a pour conséquence un écart non négligeable entre les valeurs calculées et mesurées pour des humidités importantes. (Cf figure II.12). Les prélèvements ayant été réalisés pendant une période relativement pluvieuse, la variabilité spatiale de l'humidité de surface peut expliquer en partie ces écarts (Infiltration et écoulement d'eau par ruissellement très hétérogène dans l'espace car, le sol est généralement fissuré).

- Etalonnage entre 20 et 140 cm :

Pour l'étalonnage entre 20 et 140 cm, nous avons utilisé 3 profils gravimétriques réalisés de 10 en 10 cm jusqu'à 170 cm de profondeur à proximité de chaque site neutronique.

A partir de 83 points de mesures avec deux mesures écartées, nous obtenons alors la table de régression suivante :

Résultat de la régression :	
Coefficient a'	0.000562
Coefficient b'	0.0331
Coefficient de corrélation R^2	82.5 %
Nombre de degré de liberté	81
Ecart-type résiduel	+/- 0.0205 $m^3.m^{-3}$

Tableau II.13. : Etalonnage de la sonde à neutrons entre 20 et 140 cm de profondeur :
(Table de régression)

Comme pour l'étalonnage entre 10 et 20 cm, on observe une certaine dispersion des données autour de la droite (Cf figures II.14 et II.15). Ce constat est peu surprenant puisque l'on a utilisé la même méthode d'échantillonnage.

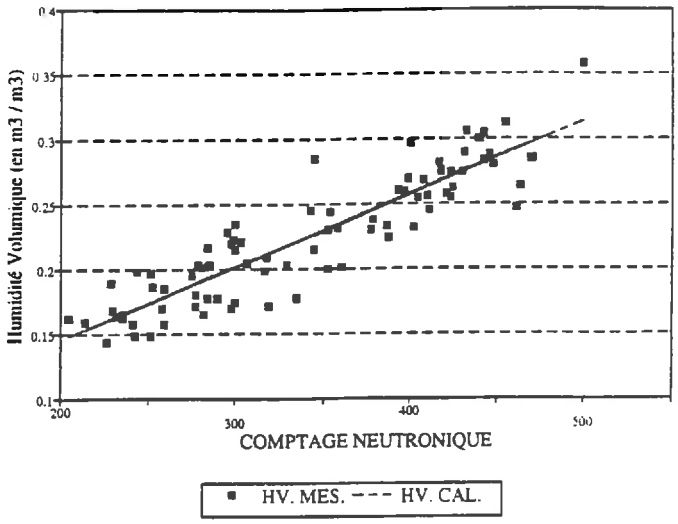


Figure II.14 : Droite d'étalonnage de la sonde à neutrons entre 20 et 140 cm :
(tous sites confondus)

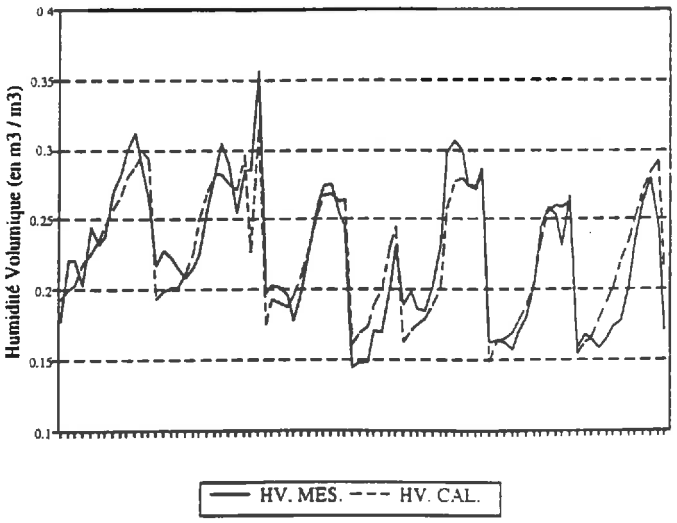


Figure II.15 : Corrélation entre l'humidité volumique mesurée HV MES (mesure gravimétrique) et l'humidité volumique calculée HV CAL (mesure neutronique) entre 20 et 140 cm :

2.2.2.4. Critiques des mesures neutroniques :

L'humidité volumique évoluant rapidement dans l'espace, la premiere critique à formuler est l'utilisation pour l'étalonnage de prélèvements gravimétriques réalisés autour des sites. C'est d'ailleurs l'effet de la variabilité spatiale qui semble jouer le plus sur l'incertitude de l'étalonnage. Néanmoins, cette erreur est en partie moyennée par l'étalonnage. En outre, les erreurs engendrées par l'étalonnage vont peu jouer sur l'estimation des variations de stock, car, elles induisent une erreur sur l'estimation du stock d'eau mais, restent relativement constantes dans le temps; elles vont donc s'annuler en grande partie lors du calcul de la différence de stock. Au problème de l'étalonnage, il convient d'ajouter les imprécisions relatives au comptage neutronique (le volume de sol sous l'influence de la sonde est assez imprécis ainsi que la profondeur effective de la mesure). Le constructeur garantit une précision de +/-0.4 % (INC_{sonde}) sur la mesure neutronique. Ce qui entraine pour un comptage neutronique de 500 coups / s, une incertitude sur l'humidité volumique de :

. +/- 0.0016 $m^3.m^{-3}$ entre 0 et 10 cm de profondeur.
(incertitude relative : 0.40 %)
. +/- 0.0014 $m^3.m^{-3}$ entre 10 et 20 cm
(incertitude relative : 0.37 %)
. +/- 0.0011 $m^3.m^{-3}$ entre 20 et 140 cm
(incertitude relative : 0.35 %)

On remarque que l'erreur introduite par l'imprécision sur le comptage est minime et ne peut pas expliquer les écarts observés lors de l'étalonnage. C'est donc la variabilité spatiale de l'humidité volumique qui explique les écarts-types observés. C'est pourquoi lors du calcul d'incertitude sur les variations de stock, nous ne tenons pas compte des erreurs liées à l'étalonnage de la sonde et prenons simplement l'erreur engendrée par l'imprécision dans le comptage neutronique.

2.2.2.5. Estimation de l'incertitude engendrée par l'imprécision de la mesure neutronique :

- *Incertitude moyenne pondérée engendrée par l'imprécision de la mesure neutronique :*

$INC_{sonde} = 0.00116\ m^3.m^{-3}$

- *Incertitude sur la variation de stock :* La variation de stock jusqu'au fond du profil s'écrit :

$$\Delta \overset{z_{max}}{\underset{0}{Stock}}_{(j+1)} = \overset{z_{max}}{\underset{0}{Stock}}_{(j+1)} - \overset{z_{max}}{\underset{0}{Stock}}_{(j)} \qquad (II.23)$$

$$\Leftrightarrow \frac{d\,(\Delta \overset{z_{max}}{\underset{0}{Stock}}_{(j+1)})}{(\Delta \overset{z_{max}}{\underset{0}{Stock}}_{(j+1)})} = \frac{d\,(\overset{z_{max}}{\underset{0}{Stock}}_{(j+1)} - \overset{z_{max}}{\underset{0}{Stock}}_{(j)})}{(\overset{z_{max}}{\underset{0}{Stock}}_{(j+1)} - \overset{z_{max}}{\underset{0}{Stock}}_{(j)})} \qquad (II.24)$$

$$\Leftrightarrow \text{Incertitude relative} = \frac{\Delta\,(\Delta \overset{z_{max}}{\underset{0}{Stock}}_{(j+1)})}{(\Delta \overset{z_{max}}{\underset{0}{Stock}}_{(j+1)})} = \frac{\Delta\,(\overset{z_{max}}{\underset{0}{Stock}}_{(j+1)}) + \Delta\,(\overset{z_{max}}{\underset{0}{Stock}}_{(j)})}{(\overset{z_{max}}{\underset{0}{Stock}}_{(j+1)} - \overset{z_{max}}{\underset{0}{Stock}}_{(j)})} \qquad (II.25)$$

Avec :

$\Delta\,(\Delta \overset{z_{max}}{\underset{0}{Stock}})$: Incertitude sur la variation de stock (en mm)

$\Delta\,(\overset{z_{max}}{\underset{0}{Stock}})$: Incertitude sur le stock d'eau (en mm)

$\Delta \overset{z_{max}}{\underset{0}{Stock}}_{(j+1)}$: Variation de stock entre le jour j et le jour $(j+1)$ (en mm)

z_{max} : Profondeur du profil (en m)

$\overset{z_{max}}{\underset{0}{Stock}}_{(j+1)}$: Stock d'eau entre la surface et le fond du profil au jour $(j+1)$ (en mm)

$\overset{z_{0\,max}}{\underset{0}{Stock}}_{(j)}$: Stock d'eau entre la surface et le fond du profil au jour (j) (en mm)

- Procédure de calcul de $\Delta\left(\overset{z_{max}}{\underset{0}{Stock}}_{(j+1)}\right)$ *(en mm) :*

$$\Delta\left(\overset{z_{max}}{\underset{0}{Stock}}_{(j-1)}\right) = \sum_{z=1}^{14} \left((a'.(INC_{sonde} \,.\, Cpta) + b') \,.\, 100 \right) \qquad (II.26)$$

Où:

a' et b' : Constantes d'étalonnage de la sonde (sans dimension).

$\sum_{z=1}^{14} \left((a'.(INC_{sonde} \,.\, Cpta) + b') \,.\, 100 \right)$: représente la somme des stocks de chaque couche unitaire (de 10 cm) entre la surface et le fond du profil (140 cm).

Le multiplicateur 100 permet la conversion de l'humidité volumique en mm.

Remarque : Il est important de noter que ces calculs d'incertitude sont extrémisés dans la mesure où la compensation des erreurs au sein du même profil ne sont pas pris en compte.

Pour estimer l'incertitude sur les variations de stock, nous allons prendre deux situations : Cas 1 : Variation de stock sur un intervalle de temps de 24 heures- Cas 2 : variation de stock sur un intervalle de temps de 5 jours.

Cas 1 :

jour 153 : stock hydrique : 327.71 mm (incertitude : +/- 1.15 mm)
jour 154 : stock hydrique : 323.42 mm (incertitude : +/- 1.13 mm)

Variation de stock entre le jour 153 et le jour 154 : 4.29 mm
Incertitude absolue sur la variation de stock : +/-2.27 mm
(incertitude relative de 52.9 %)

Cas 2 :

jour 153 : stock hydrique : 327.71 mm (incertitude : +/- 1.15 mm)
jour 158 : stock hydrique : 300.82 mm (incertitude : +/- 1.05 mm)

Variation de stock entre le jour 153 et le jour 154 : 26.89 mm
Incertitude absolue sur la variation de stock : +/- 2.2 mm (incertitude relative de 8.2 %)

Les résultats obtenus sont intéressants car ils mettent bien en évidence la limite de cette méthode, c'est à dire l'impossibilité d'obtenir une estimation fiable de l'ETR à l'échelle de la journée. Ils montrent en revanche que le bilan hydrique donne de bons résultats à une échelle de temps de 5 jours mais, l'incertitude induite par l'imprécision du comptage neutronique reste importante par rapport à l'incertitude engendrée par l'imprécision dans la localisation du plan de flux nul (+/- 0.08 $mm.j^{-1}$).

3. Les méthodes microclimatiques :

3.1. Présentation des méthodes :

3.1.1. La Méthode des fluctuations :

Elle permet de calculer à partir de la loi des transferts verticaux le flux convectif de chaleur latente (L.E.). Un flux vertical d'énergie ou de matière ϕ peut s'écrire :

$$\phi = q_V \cdot w \qquad (I.27)$$

Avec :

q_V : grandeur transférée (matière ou énergie)
w : vitesse verticale du vent. ($m.s^{-1}$)

Sur un intervalle de temps donné, le flux ϕ subit des fluctuations importantes, il importe en fait de connaitre la valeur moyenne de ce flux qui peut s'exprimer : que l'on peut exprimer par rapport à une valeur moyenne. On a alors :

$$\bar{\phi} = \overline{q_v \cdot w} \qquad (II.28)$$

Soit q_V' et w' , les fluctuations de q_V et w autour de leur valeur moyenne, on peut alors écrire :

$$w = w' + \bar{w} \qquad (I.29) \qquad \text{et} \qquad q_V = q_V' + \bar{q_V} \qquad (I.30)$$

Avec

$\bar{w}$ et $\bar{q_V}$: valeur moyenne des paramètres w et q_V.
w' et q_V' : Fluctuations de w et q_V autour de leur valeurs moyennes.

sur une intervalle de temps donné, les moyennes des fluctuations sont nulles. D'après, les relations II.28, II.29 et II.30, il vient :

$$\bar{\phi} = \overline{(\bar{q}_v + q_v') \cdot (\bar{w} + w')} \qquad (II.31)$$

$$= \overline{\bar{q}_v \cdot \bar{w} + \bar{q}_v \cdot w' + q_v' \cdot \bar{w} + q_v' \cdot w'} \qquad (II.32)$$

Sachant que la moyenne d'une somme est la somme des moyennes :

$$\bar{\phi} = \overline{\bar{q}_v \cdot \bar{w}} + \overline{\bar{q}_v \cdot w'} + \overline{q_v' \cdot \bar{w}} + \overline{q_v' \cdot w'}$$

$$= \bar{q}_v \cdot \bar{w} + \bar{q}_v \cdot \overline{w'} + \overline{q_v'} \cdot \bar{w} + \overline{q_v' \cdot w'}$$

$$= \bar{q}_v \cdot \bar{w} + \overline{q_v' \cdot w'} \qquad \text{car, } \overline{q_v'} = \overline{w'} = 0 \qquad (II.33)$$

Il a été montré que sur une période suffisamment longue (Baille et Chiapale, 1977):

$$\phi = \overline{q_v' . w'} \qquad (II.34)$$

Si on applique cette relation au flux de vapeur d'eau, on peut alors écrire :

$$\bar{E} = \rho . \overline{\theta'_w . w'} \qquad (II.35)$$

Avec :

ρ : masse volumique de l'air ($kg.m^{-3}$)
θ'_w : Fluctuation de la concentration massique en vapeur d'eau (ss dimension)
w' : fluctuation verticale du vent ($m.s^{-1}$)

De la même façon le flux de chaleur sensible H peut s'écrire :

$$H = \rho . Cp . \overline{T' . w'} \qquad (I.36)$$

Avec :

ρ : Masse volumique de l'air ($kg.m^{-3}$)
Cp : Capacité calorifique massique de l'air.($J.kg^{-1}.K^{-1}$)

Dans le cas où on mesure le flux H par la méthode des fluctuations, on peut retrouver LE à partir du bilan d'énergie (Equation I.). Cette méthode appelée dans la suite de l'étude "bilan d'énergie" constitue une méthode indirecte de calcul du flux LE car, c'est la détermination de Rn, G et H qui va permettre l'estimation de l'ETR.

3.1.2. Le rapport de Bowen :

Si on suppose que les coefficients d'échange turbulent de H et LE sont égaux (Cf. équation I.5 et I.6), le rapport de Bowen $\beta = H / LE$ s'écrit :

$$\beta = \frac{H}{LE} = \frac{Cp \,.\, (T_1 - T_2)}{L \,.\, (\theta_{w1} - \theta_{w2})} \qquad (II.37)$$

La concentration massique en vapeur d'eau peut encore s'écrire :

$$\theta_w = \frac{\rho_w}{\rho} \qquad (II.38)$$

Avec :

ρ_W : Masse volumique de l'eau (en $kg.m^{-3}$)
ρ : Masse volumique de l'air (en $kg.m^{-3}$)

D'après la loi des gaz parfaits :

$$P \,.\, V = \frac{m}{M} \,.\, R \,.\, T \qquad (II.38)$$

On peut donc écrire :

$$\frac{m}{V} = \rho_w = \frac{P \,.\, M}{R \,.\, T} \qquad (II.40)$$

Avec :

P : Pression du gaz (Pa)
V : Volume occupé par le gaz (en m^3)
m : Masse du gaz (en kg)
M : Masse molaire du gaz (en kg)
R : Constante des gaz parfaits (8.31 $Pa.m^3.K^{-1}$)

D'après les équations II.38 et II.40, on a :

$$\theta_w = \frac{P \,.\, M}{\rho \,.\, R \,.\, T} \qquad (II.41)$$

Le rapport de Bowen devient alors :

$$\beta = \frac{H}{LE} = \frac{Cp \,.\, \rho \,.\, R \,.\, T}{L \,.\, M} \,.\, \frac{(T_1 - T_2)}{(P_1 - P_2)} \qquad (II.42)$$

Avec :

$\gamma = \frac{Cp \,.\, \rho \,.\, R \,.\, T}{L \,.\, M}$: Constante psychrométrique (en $Pa.K^{-1}$)

T_1 et T_2, : Température moyenne de l'air à deux niveaux au dessus du couvert (en K)

P_1 et P_2 : Pression de vapeur d'eau mesurées au même niveaux que les températures (en Pa)

En couplant $\beta = H / LE$ avec l'équation (I.4) du bilan d'énergie, il vient :

$$LE = 1 / (1 + \beta) . (Rn + G) \quad (II.43)$$
$$H = \beta / (1 + \beta) . (Rn + G) \quad (II.44)$$

3.2. Les mesures réalisées :

3.2.1. Le rayonnement net Rn :

Il a été mesuré par un pyrradiomètre différentiel (type CAMPBELL). La centrale d'acquisition de type Campbell effectuait une mesure toutes les 15 secondes et enregistrait toutes les 10 minutes, la moyenne des mesures effectuées.

3.2.2. Le flux de chaleur sensible H par la méthode des fluctuations:

L'estimation du flux H par la méthode des fluctuations nécessite :

- un anémomètre sonique monodimensionnel pour la mesure des fluctuations verticales du vent.
- un montage de différentiel de thermocouples "cuivre-constantan" pour la mesure des fluctuations de la température.

Le tout est relié à une centrale d'acquisition de type Campbell. Une mesure est réalisée tous les dizièmes de seconde et on stocke la moyenne des mesures effectuées toutes les dix minutes (Bertuzzi, 1989). L'anémomètre sonique se compose de deux embouts soniques placés à une distance de 10 cm. La mise en oeuvre est facile sur le terrain néanmoins, la sensibilité des embouts soniques à l'humidité limite l'utilisation de ce capteur à des périodes sèches. En effet la formation d'un film d'eau sur les embouts soniques affecte la réponse de l'instrument et constitue une source potentielle de détérioration. Il est donc nécessaire de retirer l'anémomètre sonique pendant les périodes pluvieuses ou de forte rosée. Le principe développé avec cette méthode est que le son se propage plus vite dans le sens du vent que dans le sens opposé. L'anémomètre sonique mesure donc le temps de transit des ondes accoustiques émises dans deux directions verticales de sens opposé. Les mesures des fluctuations de la température de l'air quant à elles sont réalisées au moyen de deux thermocouples "Cuivre-constantan"de 0.08 mm de diamètre. Ils sont associés à deux autres thermocouples "Cuivre-constantan" de plus gros diamètre (0.2 mm) placés dans une enveloppe isolée thermiquement qui servent de référence : Ils permettent ainsi d'attribuer aux seules fluctuations de la température de l'air la variabilité de la mesure.

Une correction de la masse volumique de l'air qui intervient dans l'estimation du flux H a été réalisée (Cf équation II.36). La mesure du flux H sur le terrain est en effet calculée avec une densité de l'air constante de 1200 $g.m^{-3}$, ce qui correspond à une mesure réalisée à l'altitude 0 m et à une température de 21,5 °C. On ne peut pas conserver une telle densité car d'une part, le site expérimental de l'INRA de Montfavet se situe à une altitude de 24 m, d'autre part, la température de l'air n'est pas constante dans le temps. La correction de la densité de l'air s'est opérée de la façon suivante :

$$\tau = \frac{1200}{\rho_{corr}} \qquad (II.45)$$

$$\text{Où : } \rho_{corr} = \frac{P.M}{R.T} = \frac{(P_0.(1 - A_1 / 44308)^{5.2568}.1000).M}{R.T} \qquad (II.46)$$

Avec :

τ : Coefficient correcteur appliqué au flux H (sans dimension)

ρ_{corr} : Densité de l'air corrigée (en $g.m^{-3}$)

P : Pression de l'air (en Pa)

P_0 : Pression de l'air au niveau de la mer (101.3 kPa)

A_1 : Altitude du site de mesure (en m)

T : Température de l'air au moment de la mesure (en K)

3.2.3. Le flux de chaleur dans le sol :

Un fluxmètre est constitué d'une plaque comportant un ensemble de thermocouples montés en série. Le fluxmètre mesure le flux de chaleur dans le sol à la profondeur d'installation de la plaquette. Pour des raisons pratiques, les plaques de flux ne sont pas strictement placées à la surface mais à une profondeur comprise entre 1 et 4 cm. Il est donc nécessaire de procéder à une correction du flux mesurée. Celle-ci prend en compte les variation de stock thermique entre le niveau de la mesure et la surface. Ainsi, on peut écrire :

$$G = G_{mes} + \Delta Q_s \qquad (II.47)$$

$$\text{Où} \quad \Delta Q_s = \{C_{H2O} . m_{H2O} . [T_{s(i)}-T_{s(i-1)}] + C_{sol} . m_{sol} . [T_{s(i)}-T_{s(i-1)}]\} / \Delta t \qquad (II.48)$$

Avec :

G : Flux de chaleur à la surface du sol (en $W.m^{-2}$)

G_{mes} : Flux de chaleur mesuré par le fluxmètre (en $W.m^{-2}$)

ΔQ_s : Variation du stock énergétique entre le fluxmètre et la surface du sol (en $W.m^{-2}$)

C_{H2O} : Chaleur massique de l'eau (en $J.kg^{-1}.K^{-1}$)

C_{sol} : Capacité calorifique de la fraction solide du sol (en $J.kg^{-1}.K^{-1}$)

m_{H2O} : Masse d'eau contenue entre la surface et le fluxmètre pour 1 m^2 de sol (en $kg.m^{-2}$)

$m_{H2O} = \theta . z . 1000$

avec θ : humidité volumique (en $m^3.m^{-3}$)

z : profondeur du fluxmètre (en m)

m_{sol} : Masse de sol contenue entre la surface et le fluxmètre pour 1 m^2 de sol (en $kg.m^{-2}$)

$m_{sol} = \rho_d . 1 . z$

avec ρ_d : densité apparente du sol (en $kg.m^{-3}$)

z : profondeur du fluxmètre (en m)

$T_{s(i)}$ et $T_{s(i-1)}$: Température du sol entre la surface et le fluxmètre respectivement au temps (i) et au temps (i-1) (en°C)

Δt : intervalle de temps entre 2 acquisitions de données (en secondes)

La correction du flux G nécessite donc la connaissance de l'humidité volumique moyenne entre la surface et le fluxmètre. Ne disposant au maximum que d'une valeur d'humidité par jour, on a considéré l'humidité constante entre deux mesures. De plus, pour les jours où il n'y a pas eu de mesures d'humidité, elle a été estimé par extrapolation ou interpolation linéaire selon les cas.

Nous disposions de 6 fluxmètres placés respectivement à 1.25 - 2.5 - 3 - 3.5 - 3.5 et 4 cm de profondeur. La correction maximum apportée à une mesure ne dépasse pas +/- 25 $W.m^{-2}$ et la correction apportée au flux G journalier n'excède pas - 1 $W.m^{-2}$. La correction du flux de chaleur demeure donc négligeable mais, nous avons tout de même tenu compte de ces corrections. (Cf. correction détaillée du flux de chaleur dans le sol, en Annexe)

3.2.4. Le flux de chaleur latente L.E. :

- la méthode des fluctuations : Elle utilise en plus de l'anémomètre sonique déjà utilisé pour la mesure du flux H (Cf. chapitre II.3.2.2.) un hygromètre de type Krypton KH20 qui mesure les fluctuations de la concentration massique en vapeur d'eau. C'est un hygromètre de précision à absorption dans l'ultraviolet. Il ne réalise pas une mesure de la pression de vapeur d'eau mais évalue les fluctuations de ce paramètre autour d'une moyenne. Une source émet des rayonnements dans les longueurs d'onde 123.6 et 116.49 nm (domaine des ultraviolets) et un récepteur mesure l'intensité du rayonnement reçu dans ces même longueurs d'onde.

- le rapport de Bowen :

L'estimation des flux H et LE par la méthode de Bowen nécessite les mesures du rayonnement net, du flux de chaleur, et de mesure de Températures et de pressions de vapeur d'eau à 2 cotes z_1 et z_2 au dessus de la surface du couvert.

Le dispositif de mesure du rapport de Bowen est constitué d'un capteur d'humidité relative de type HUMICAP HMP 35 A unique pour les deux niveaux de mesure, ce qui évite l'erreur d'estimation de ΔP_v lié à une petite différence d'étalonnage des deux capteurs. A l'intérieur de l'enceinte du capteur, une sonde platine permet de connaitre la température de l'air simultanément avec l'humidité relative H_r et ainsi de déterminer la pression de vapeur saturante P_{vs} à la température considérée $T_{enceinte}$. De H_r et P_{vs}, on peut en déduire la pression de vapeur par la relation suivante :

$$Pv = H_r \times P_{vs}(T_{enceinte}) \qquad \text{(II.49)}$$

Deux pompes prélèvent l'air en alternance à deux niveaux et le transmettent jusqu'à l'hygromètre. Simultanément un montage de thermocouples "chromel-alumel" mesure la différence de température entre les deux niveaux.

Ce dispositif placé dans un boitier étanche peut fonctionner par temps pluvieux, ce qui présente un net avantage par rapport au dispositif des fluctuations.

l'ensemble est relié à une centrale d'acquisition de type Campbell qui active les pompes et enregistre les mesures. Le prélèvement d'air pour chaque niveau s'effectue pendant 105 secondes. Entre chaque phase de prélèvement, on purge le système pendant 45 secondes.

Toutes les dix minutes, on enregistre la moyenne des mesures effectuées.

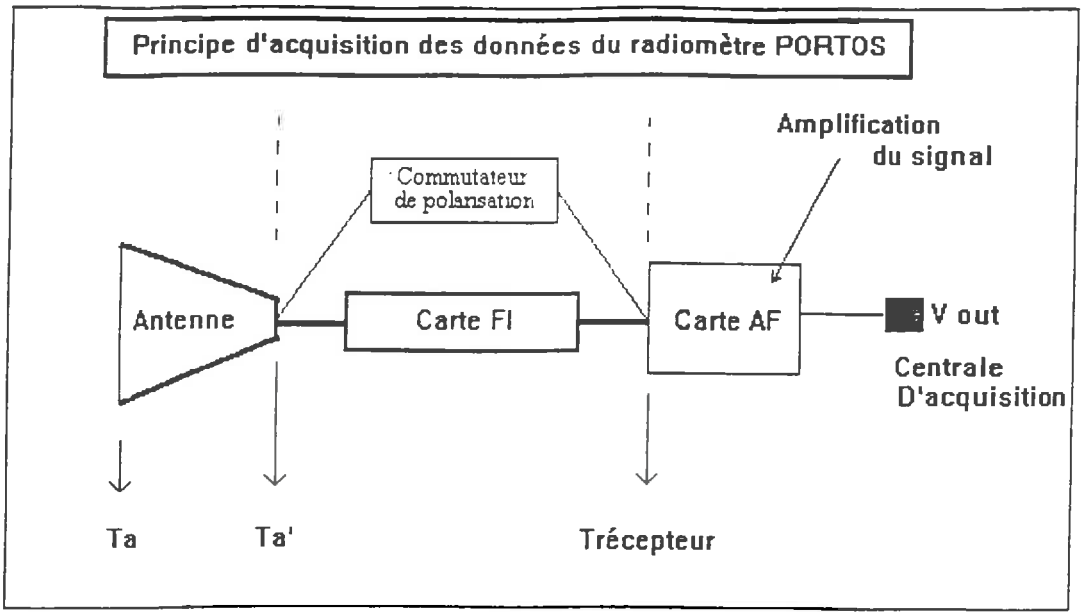


Figure II.16 : Principe de fonctionnement du radiomètre PORTOS :

3.3. Critique des mesures microclimatiques

- *Critiques des mesures de Rn, de G et de H fluctuation:* L'erreur sur l'estimation des flux dépend à la fois de conditions inhérentes à l'appareil. (sensibilité, fréquence de calcul du flux ...) et de conditions liés à la mise en place de l'appareil (hauteur par rapport au couvert, environnement de la mesure...). L'erreur est toutefois difficilement quantifiable. D'après Bertuzzi (1989), elle ne devrait pas excéder 5 %.

La confrontation des différentes méthodes d'estimation de l'évapotranspiration constituera le meilleur moyen d'évaluer ses erreurs.

4. Les mesures radiométriques avec PORTOS :

4.1. Le radiomètre PORTOS :

L'instrument Portos est un radiomètre micro-onde multifréquence de type sondeur construit par le CNES et MATRA ESPACE. Il peut fonctionner sur de installations de terrain ou en mode aéroporté. Le radiomètre PORTOS contient 6 canaux hyperfréquences dont les fréquences sont les suivantes :

1.4 GHz	5.05 GHz	10.65 GHz
23.8 GHz	36.5 GHz	90 GHz

Pour les fréquences 5.05, 10.65 et 90 GHz, le radiomètre peut réaliser simultanément les mesures en polarisations verticale et horizontale, contrairement aux fréquences 23.8 et 36.5 GHz où il est nécessaire de commuter les polarisations. Pour la fréquence 1.4 GHz, le changement de polarisation s'effectue par une rotation d'antenne de 90°.

- Principe de fonctionnement du radiomètre :

Le principe d'acquisition de la mesure est fondé sur la modulation de Dicke (Skou, 1989). Les signaux des antennes enregistrées sur la centrale d'acquisition sont stockés et échantillonnés (toutes les 25 ms) sous forme analogique (V_{out}) après avoir été amplifiés et filtrés par les cartes FI. La figure II.16 indique schématiquement le principe d'acquisition des données radiométriques. A 23.8 et 36.5 GHz, un commutateur de polarisation permet la sélection de la polarisation verticale ou horizontale. Le signal V_{out} est relié à la température de brillance de l'antenne T_a' par la relation suivante :

$$V_{out} = 1/2 \,.\, Ga \,.\, (T_{ref} - T_{ant}') \qquad \text{(II.50)}$$

Avec :

V_{out} : Tension fournie par les carte AF
Ga : le gain de la chaine complète de l'ordre de 100 dB.
T_{ant}' : Température de brillance de l'antenne (K)
T_{ref} : Charge de référence interne à l'instrument de l'ordre de 320 K

La sensibilité et la précision du capteur découle de cette relation. La résolution radiométrique est fonction de l'efficacité du contrôle des fluctuations du gain et de la

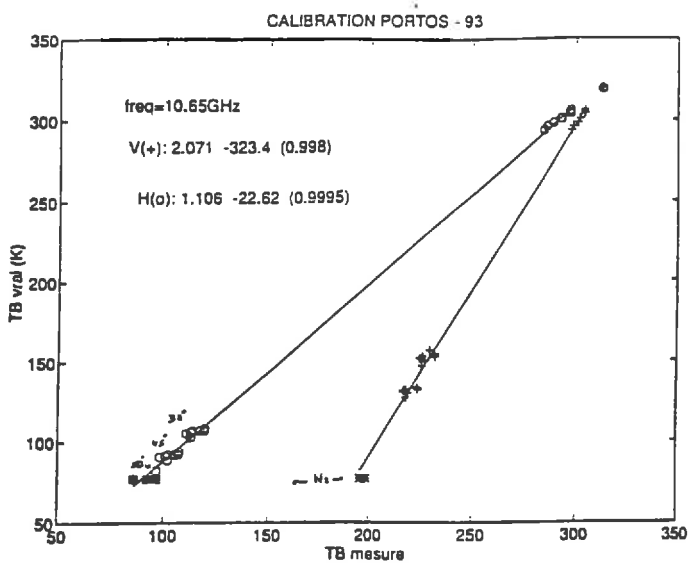


Figure II.17 : Droites de calibration du radiomètre PORTOS à 10.65 GHz.

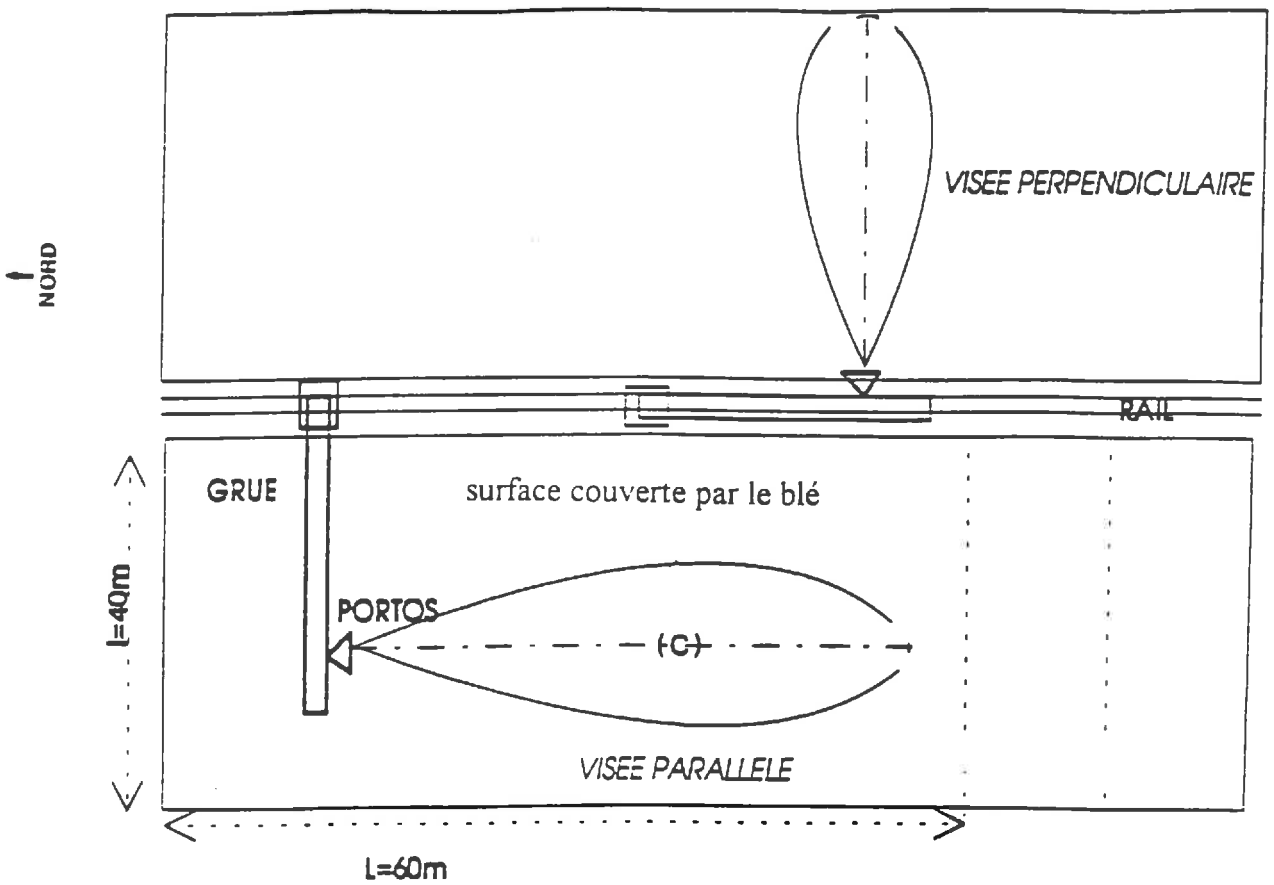


Figure II.18 : Les différents types de visées réalisées sur le couvert de blé :

température de référence. Pour limiter les erreurs liées à une dérive thermique de l'instrument, la température interne du radiomètre est controlée et se stabilise autour de 50°C à +/- 0.5 °C près, la résolution radiométrique est alors de 2 K. En outre, la température de l'antenne T_a' intègre l'intensité de la radiation incidente sur le capteur (celle que l'on désire mesurer) pondéré par le diagramme de l'antenne et l'intensité auto-émise par le capteur. La précision radiométrique absolue est donc directement reliée aux performances de l'antenne.

4.2 Etalonnage du radiomètre :

L'étalonnage du radiomètre est réalisé sur des cibles de température de brillance :

- Etalonnage sur charge chaude : L'antenne du radiomètre vise un panneau d'absorbant pyramidaux dont l'émissivité est très voisine de 1 Par conséquent, la température de brillance du radiomètre est très voisine de celle de l'air ambiant (environ 300 K). L'épaisseur du panneau doit être proportionnelle à la longueur d'onde du canal étalonné (épaisseur = 4 ou 5 λ).

- Etalonnage sur charge froide : L'antenne vise un panneau d'absorbants pyramidaux immergé dans de l'azote liquide dont la température avoisine 77 K.

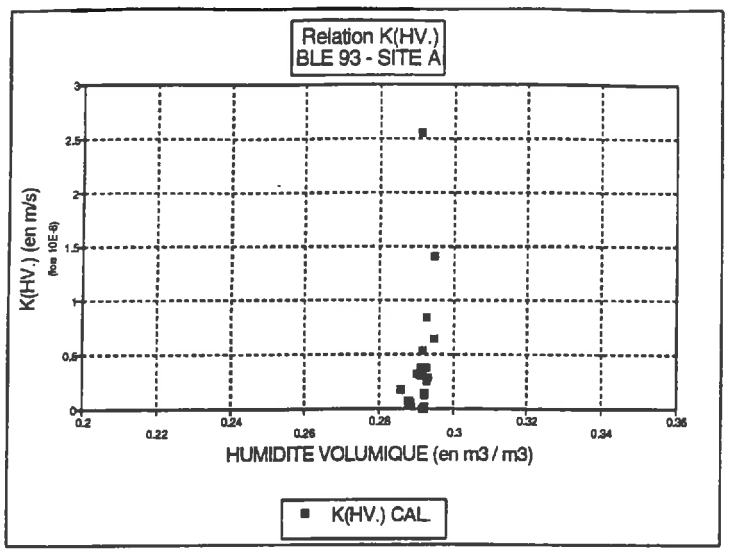
- Etalonnage sur piscine : L'antenne vise un plan d'eau mais avec un angle d'incidence supérieur à 10 ° (pour les autres étalonnages, l'angle d'incidence est nul) pour limiter la mesure de radiation auto-émise par l'antenne et réfléchie par la surface. Pour cette étalonnage, il est nécessaire de tenir compte de l'émission atmosphérique qui est réfléchie par le plan d'eau.

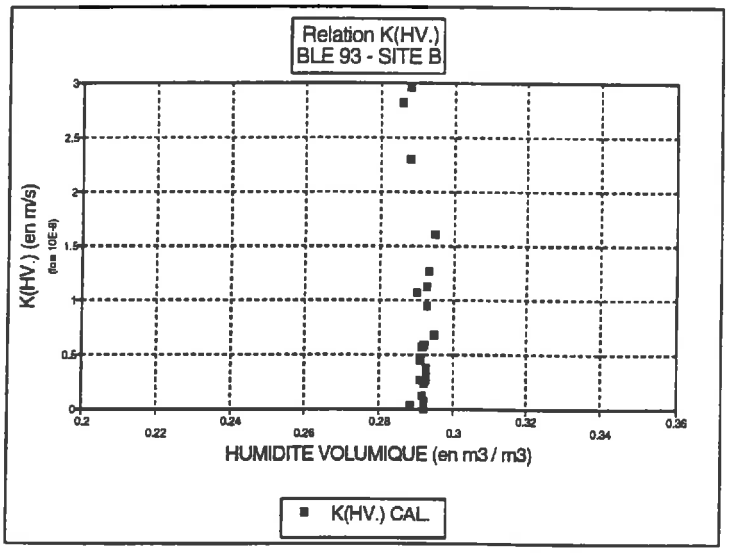
Ainsi, nous obtenons un étalonnage sur "3 points" qui couvre une gamme de mesure importante (de 77 K à 300 K). Les résultats des étalonnages pour chaque fréquence sont indiqués dans les figures II.17.a.b.c.

4.3 Protocole expérimental appliqué :

Lors de l'expérimentation, le radiomètre PORTOS était suspendu à une flèche de grue de 20 mètres de hauteur capable de se déplacer latéralement sur un rail. Les mesures étaient réalisées soit parallèlement aux rang de la culture (visée parallèle) soit perpendiculairement au rang (visée orthogonale) (Cf. figure n°II.18). Les mesures ont été effectuées à des angles d'incidences compris entre 0 et 50° en visée parallèle et entre 20 et 50° en visée orthogonale avec un incrément de 5 ou 10°. Un radiothermomètre installé sur la platine de PORTOS permettait l'obtention de la température de surface simultanément à la réalisation des mesures hyperfréquences; ainsi, à chaque donnée de température PORTOS est associée une température de surface.

La périodicité des mesures sur le blé est quasi-quotidienne, ce qui donne sur la période J 118-J 168 un bilan global de 43 journées de mesure sur le blé. En outre, nous disposons de 5 journées pour lesquelles les mesures ont été conduites de façon intensive (toutes les heures en moyenne). Ces journées seront très intéressantes pour analyser la sensibilité de la mesure radiométrique à la variation instantanée de la température de surface.





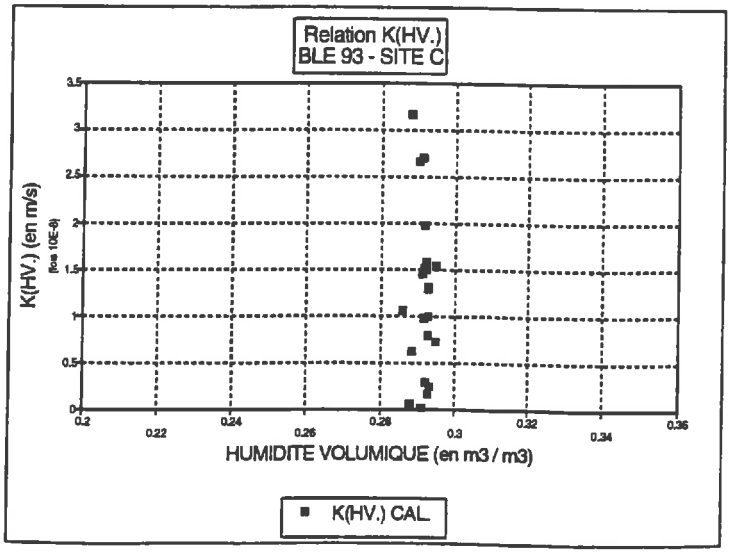


Figure III.1 : Relation entre la conductivité hydraulique K(θ) et l'humidité volumique θ :

a) site A
b) site B
c) site C

PARTIE 3 : RESULTATS ET DISCUSSION :

1. Présentation des mesures d'évaporation :

Dans un premier temps nous présentons les résultats obtenus par chacune des méthodes d'estimation de l'ETR. Nous effectuerons ensuite une analyse comparée des résultats, afin de déterminer la méthode la plus fiable.

1.1. Le bilan hydrique :

Nous allons tout d'abord comparer les méthodes du bilan hydrique avec estimation du flux en profondeur (Variante 1) et avec localisation du plan de flux nul (Variante 2).

1.1.1. Une estimation du flux en profondeur peu précise :

Le calcul du flux hydrique en profondeur à 135 cm de profondeur a été réalisé du jour 113 au jour 158 seulement. Après cette date, le seul plan de flux nul localisé sous le front d'exploration racinaire étant situé à une profondeur de 145 cm, il n'a pas été possible d'estimer ce flux.

Etant donnée la faible variation de l'humidité volumique entre 130 et 140 cm (elle est de 0.01 $m^3.m^{-3}$ sur la période considérée), nous n'avons pas pû établir de relations entre la conductivité hydraulique et la teneur en eau du sol. Nous avons donc pris une conductivité hydraulique moyenne. Les valeurs de conductivité hydraulique obtenues à 135 cm pour chaque site sont affichées dans le tableau ci-dessous (cf graphiques n° III.1 a b c) :

	SITE A	SITE B	SITE C
K(θ) moyen	0.4555 10E-8	0.834 10E-8	1.23 10E-8
Ecart type de K(θ)	0.575 10E-8	0.823 10E-8	0.829 10E-8

Tableau III.2 : Estimation du flux hydrique en profondeur par site :

Les écarts-types sont du même ordre de grandeur que la conductivité hydraulique. Cet écart important est lié à la non prise en compte de l'évolution de l'humidité volumique dans l'estimation de K(θ). Une estimation peu précise du gradient de potentiel à 135 cm et des variations de stock entre le fond du profil et le plan de flux nul peuvent également expliquer ces écarts :

- Le gradient de potentiel est calculé à partir des mesures tensiométriques réalisées à 125 et 145 cm de profondeur. Le gradient de potentiel n'évoluant pas de manière linéaire avec la profondeur, il n'est pas possible de connaitre de façon précise le gradient de potentiel à 135 cm de profondeur. (Cf. Annexe 4)

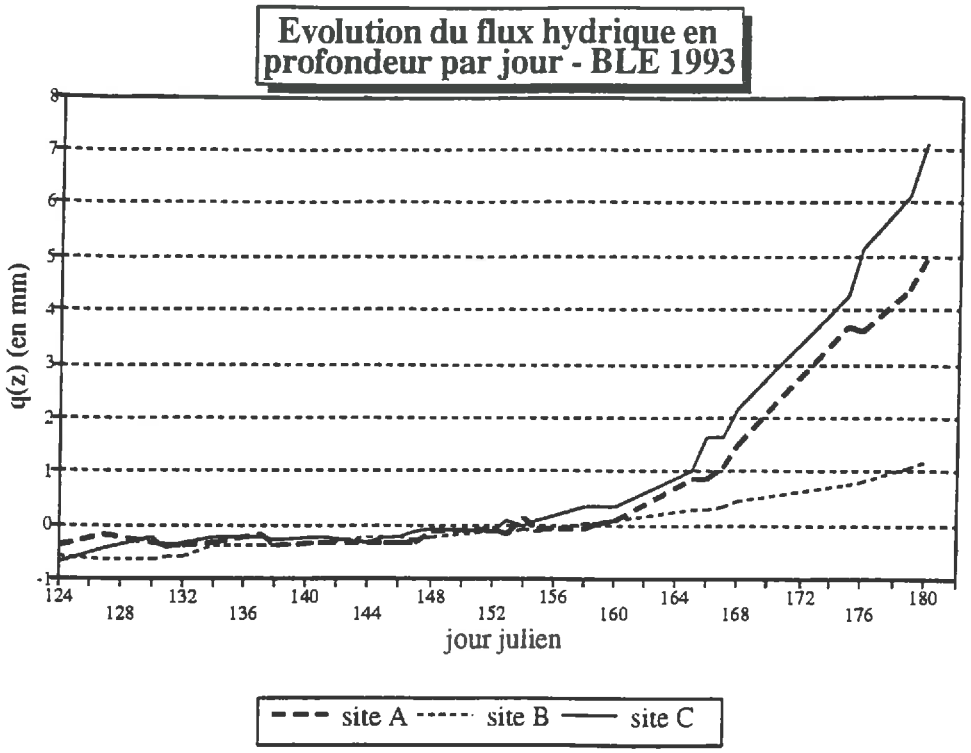
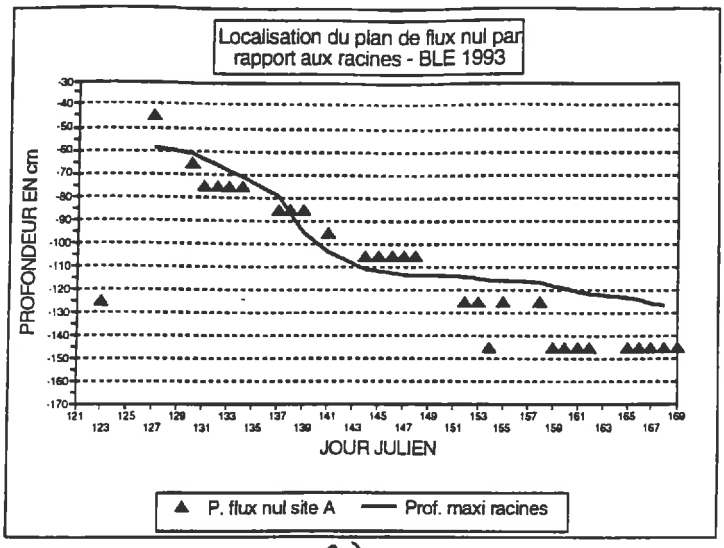
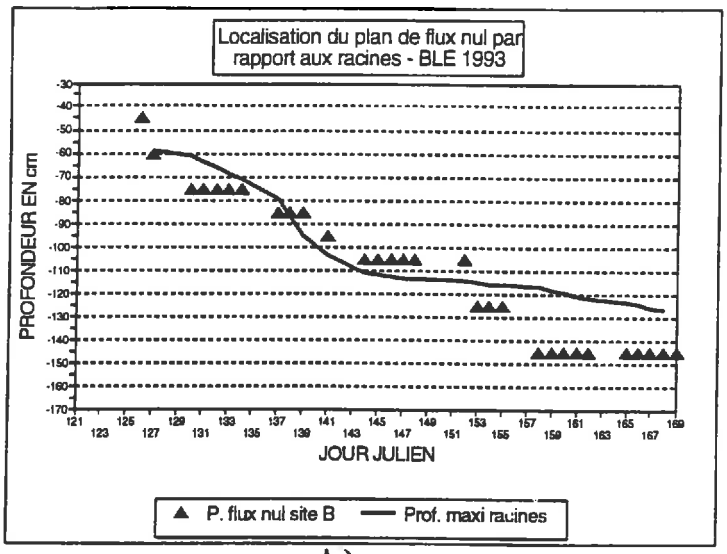


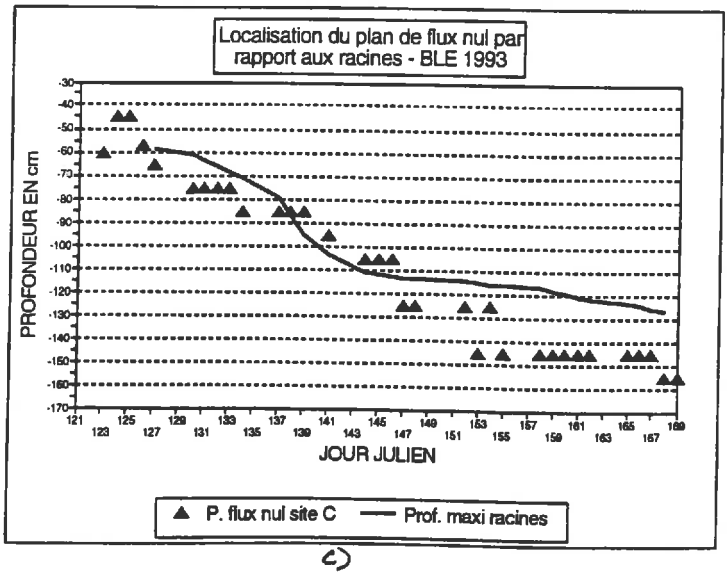
Figure III.3 : Evolution du flux hydrique en profondeur :



a)



b)



c)

Figure III.4 : Localisation du plan de flux nul par rapport au front racinaire :

a) site A
b) site B
c) site C

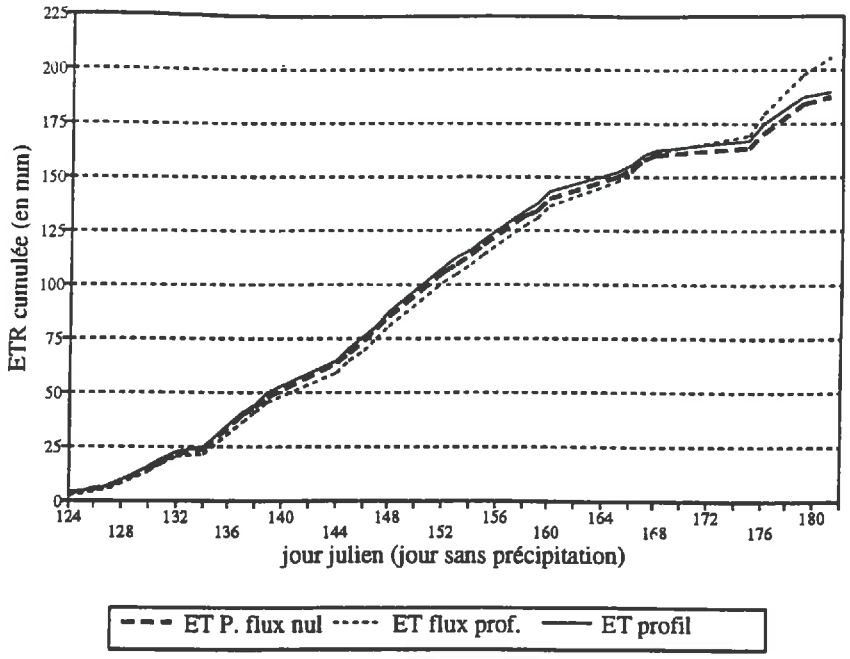


Figure III.5 : ETR cumulées (Bilan hydrique : variante 1 et variante 2) entre le jour 124 et le jour 179 :(moyenne des 3 sites - jours sans précipitation)

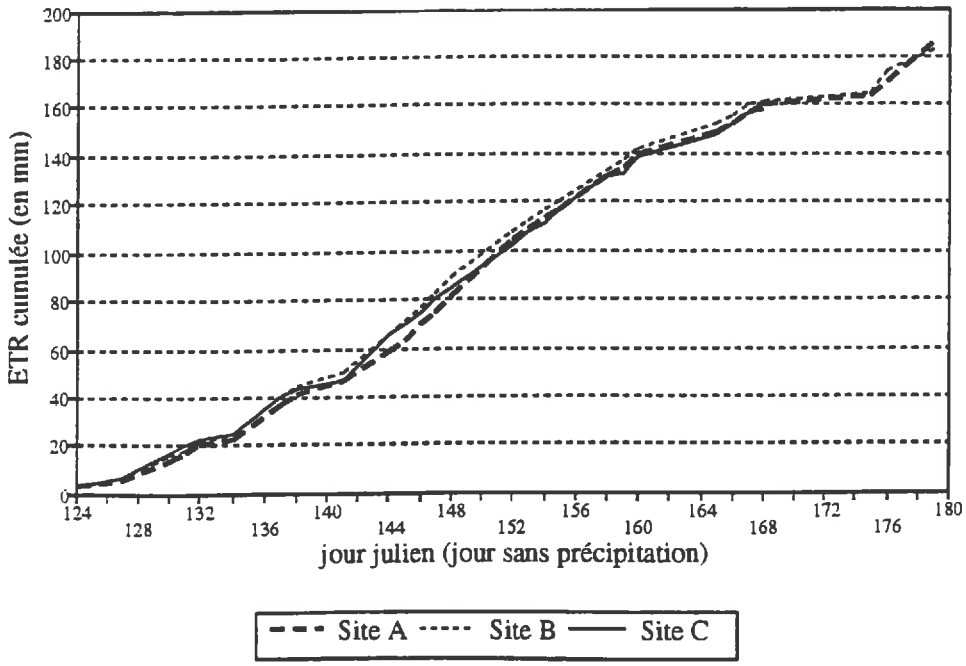


Figure III.6 : ETR cumulées (Bilan hydrique : variante 2) entre le jour 124 et le jour 179 (méthode du bilan hydrique) : (jours sans précipitation)

- Le plan de flux nul ne pouvant être localisée qu'à +- 5 ou 10 cm près, il n'est pas possible d'estimer de façon précise les variations de stock. Le poids de cet incertitude est d'autant plus important que les variations de stock entre le plan de flux nul et le fond du profil sont généralement faibles.

Ainsi, l'incertitude absolue est du même ordre de grandeur que le flux. Mais, comme le montre la figure III.3, le flux hydrique journalier reste inférieur à +/- 0.5 $mm.j^{-1}$ pendant les 2/3 de l'expérimentation (entre le jour 128 et le jour 164), la précision dans l'estimation de l'ETR est donc peu affectée par ce flux.

A partir du jour 160, le gradient de potentiel hydrique croit très fortement ce qui provoque une augmentation importante et excessive du flux hydrique en profondeur. Seul le flux mesuré sur le site B reste inférieur à 1 $mm.j^{-1}$. Le comportement du flux hydrique en profondeur à partir du jour 160 n'est pas surprenant puisque la conductivité hydraulique après ce jour n'a pas pû être estimée.

1.1.2. Evolution du plan de flux nul:

On présente sur les figures III.4. a b c, la position des plans de flux nul par rapport à la zone explorée par les racines.

Nous disposons de plan de flux nul quasiment sur l'ensemble de la période. Mais, leur profondeur ne se situe pas toujours sous la zone d'exploration du sol par les racines. Ainsi, entre les jours 118 et 126 et les jours 138 et 147, cette méthode n'est pas applicable. Le reste du temps, elle peut être utilisée sans risque puisque le plan de flux nul se situe toujours à 10 cm sous la zone d'exploration par les racines.

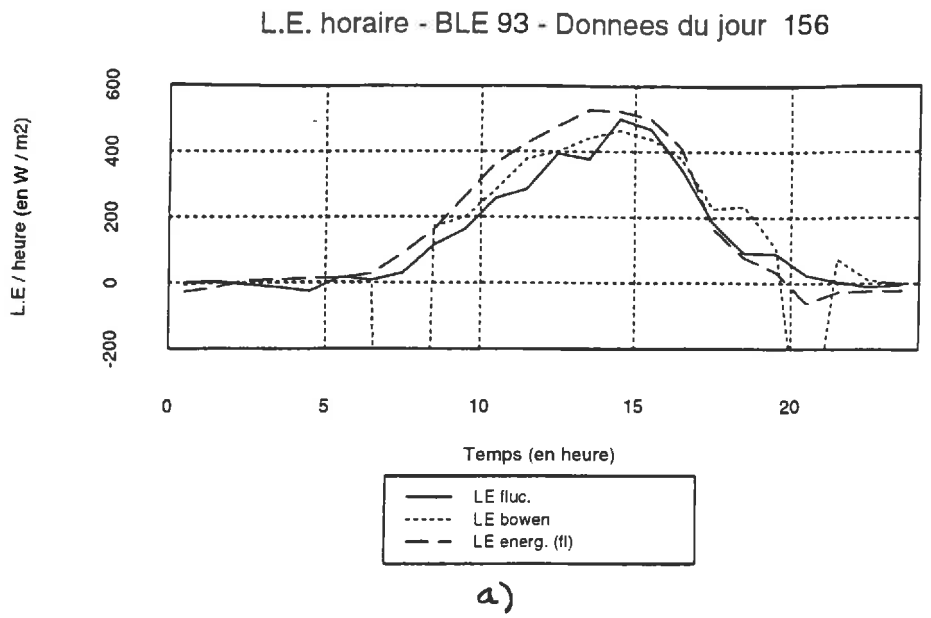
Cette méthode étant plus simple à mettre en oeuvre, nous la préfèrerons à la variante 1, les jours où elle peut être appliquée.

1.1.3. Comparaison des ETR issues du bilan hydrique (ETR_{bh}) : (variante 1 et variante 2) :

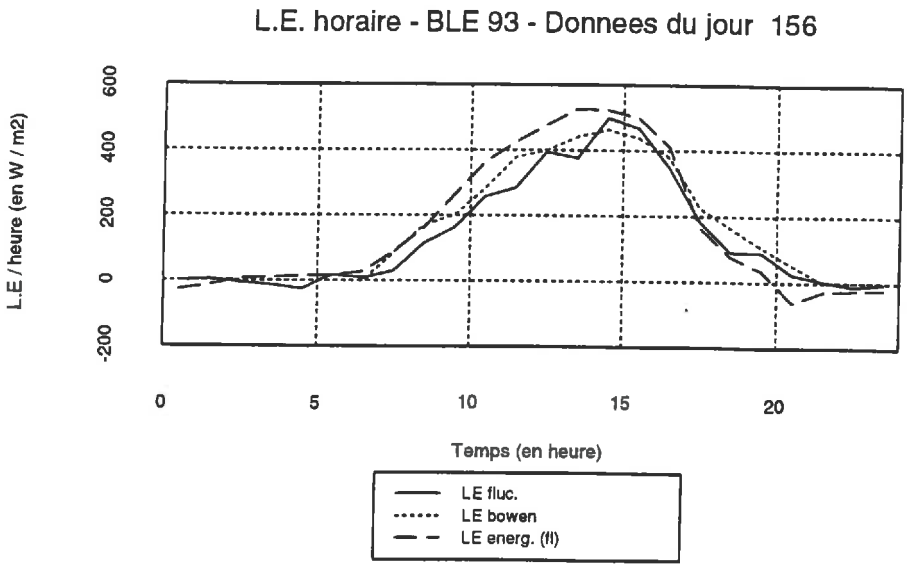
La figure III.5 donnant l'ETR cumulée des jours sans précipitation, montre que les méthodes du bilan hydrique sont peu différentes. En effet, 42 jours de mesures (du jour 120 au jour 175) conduisent à une différence de 4.5 mm seulement.

De J 118 à J126 et de J138 à J 147, l'ETR calculée à partir du plan de flux nul, continue à suivre l'ETR estimée à partir du flux en profondeur, on peut donc raisonnablement conserver les résultats de la variante 2. La localisation du front d'exploration racinaire à ces périodes a pû être surestimée dû fait de la forte variabilité spatiale de ce paramètre. La localisation peu précise du plan de flux nul (estimée à +/- 5 ou 10 cm) et la faible extraction de l'eau par les racines au voisinage du plan de flux nul peuvent aussi expliquer cette situation.

La figure III.6. donnant les ETR cumulées sur la même période pour chacun des sites, montre une faible variabilité spatiale de ce flux. Sur 42 jours de mesure, l'écart entre les sites ne représente que 1.7 mm . Cette faible variabilité inter-site est plutôt rassurante quant à la qualité des données du bilan hydrique.



a)



b)

Figure III.8 : Evolution du flux de chaleur latente (méthode de Bowen) sur une journée :

a) avant correction du flux LE Bowen.
b) après correction du flux LE Bowen.

1.2. L'évapotranspiration estimée à partir des méthodes microclimatiques :

1.2.1. Présentation des mesures "microclimatiques":

1.2.1.1. Le flux de chaleur dans le sol :

Les mesures du flux de conduction dans le sol sont continues du jour 118 au jour 157. Après cette période, on ne dispose de mesure de ce flux qu'aux jours 159 et 166, suite à des problèmes sur la centrale d'acquisition.

Les corrections effectuées pour tenir compte du stockage thermique entre la surface et la profondeur effective d'estimation du flux, sont minimes et peu variables sur l'ensemble de la période(Cf. tableau n° III.7). Nous avons tout de même pris en compte ces corrections.
(Cf. Annexe 5)

Semaine commencant au jour	correction moyenne sur la semaine ($W.m^{-2}$)	correction maximum ($W.m^{-2}$)	Effet de la correction sur l'ETR journalière
116	0.03	21.53	0.001 mm
123	0.13	23.60	0.004 mm
130	0.39	24.73	0.014 mm
137	0.24	17.65	0.008 mm
144	0.15	22.34	0.005 mm
151	0.41	17.82	0.014 mm
158	0.29	15.22	0.010 mm
165	0.91	23.24	0.032 mm

Tableau III.7 : Correction du flux de chaleur G :

1.2.1.2. Le rayonnement net :

Les mesures de rayonnement net sont continues du jour 112 au jour 159. Après cette date, nous ne disposons pas de mesure de ce flux (problème d'enregistrements sur la centrale d'acquisition). Le flux Rn n'a fait l'objet d'aucune correction. (Cf. annexe 6)

1.2.1.3. Le rapport de Bowen :

Nous disposons des mesures en continu de T_1-T_2 et P_{v1}-P_{v2} sur 45 jours (période du jour 118 au jour 159). C'est donc la méthode microclimatique qui dispose du plus grand nombre de jours de mesures.

Toutefois, il a fallu procéder à des corrections relativement fréquentes du flux LE (lissage des valeurs aberrantes). Il y a des périodes au cours de la journée qui conduisent à une forte instabilité du rapport de Bowen : En début et en fin de journée, on observe une inversion thermique des températures et une inversion des pressions de vapeur d'eau (Cf. Annexe 7 et 8). Ainsi, les écarts de températures de pression de vapeur d'eau tendent vers 0 et la moindre variation de l'une des mesures joue fortement sur le rapport de Bowen (Cf Figure III.8.a).

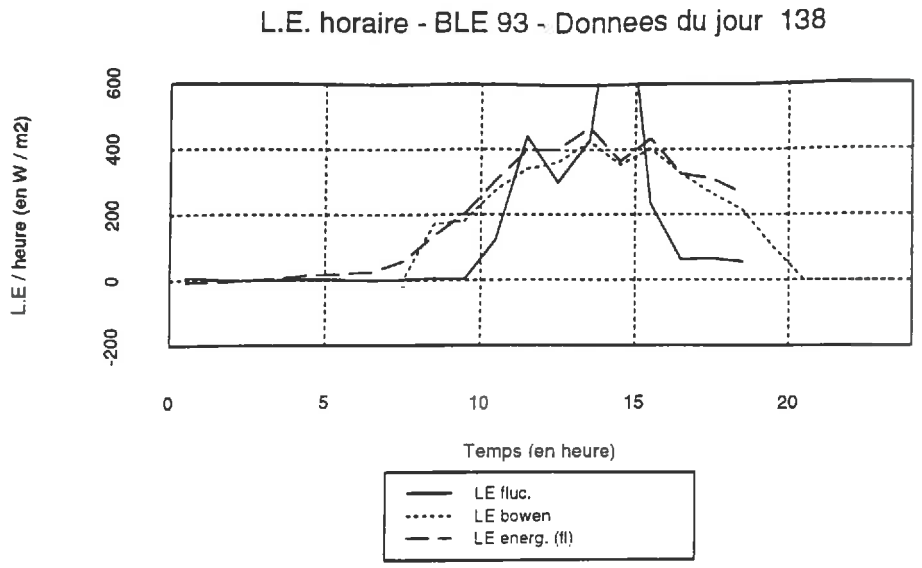
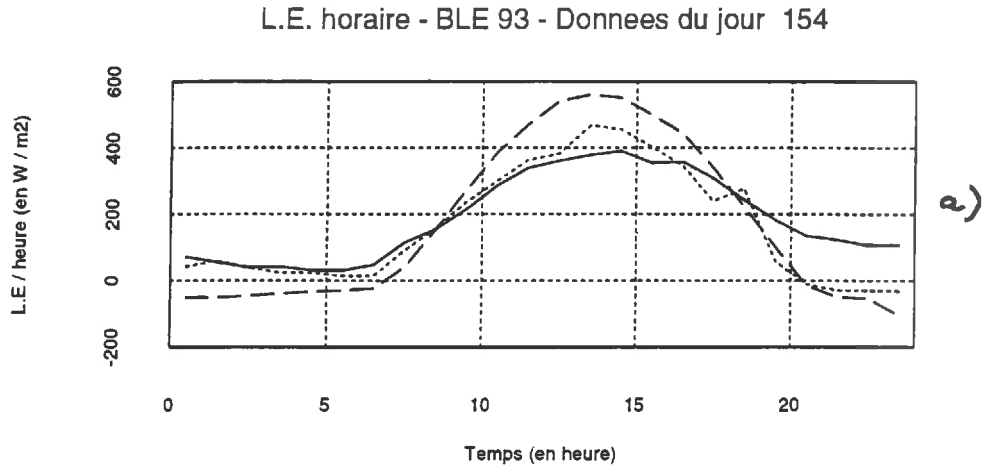


Figure III.9 : Evolution du flux de chaleur latente (méthode des fluctuations) au jour 138 :



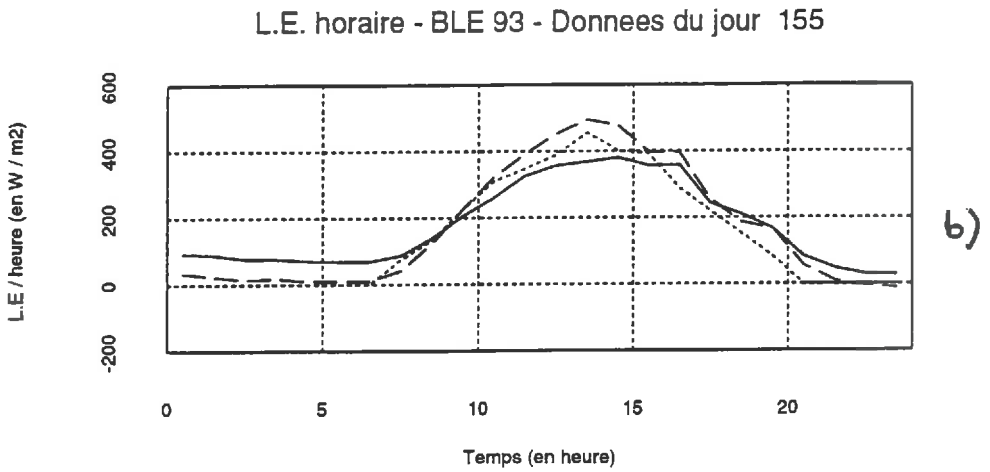


Figure III.10 : Evolution du flux de chaleur latente (méthode des fluctuations) :

a) jour 154 :
b) jour 155 :

Les données du flux L.E. bowen (LE_{bo}) ont été corrigées au cas par cas :

- Lorsqu'une valeur aberrante est encadrée par deux données cohérentes, nous prenons la moyenne de ces deux valeurs. (cf Figure n°III.8.b.)
- Lorsqu'il y a des valeurs aberrantes sur plusieurs heures, on cale la courbe L.E. bowen avec celle du flux LE bilan d'énergie (calculé avec H "fluctuation"). La correction des données est probablement meilleure en ces points.
- La nuit lorsque la vitesse du vent n'excède pas 0.5 m / s, on ramène le flux LE à zéro.

Les corrections effectuées en journée ne concernent en moyenne que 4.2 % des données. Elles ne peuvent par conséquent entrainer des erreurs importantes. La forte instabilité du rapport de Bowen lors des inversions de température n'est pas propre à l'expérimentation, Malek et Bingham (1993) mentionnent ce problème et préconisent les mêmes procédures de correction.

1.2.1.4. Le flux de chaleur sensible H_{fl} obtenu par la méthode des fluctuations :

L'installation des instruments a été effectuée au jour 130 mais, nous ne disposons de mesures en continue de ce flux qu'à partir du jour 141. Avant cette date, les périodes de mesures sont trop courtes et ne permettent pas d'aboutir à un flux de chaleur sensible journalier : Suite à un temps incertain, les instruments ont dû être retiré fréquemment. Ainsi, nous ne disposons que de 18 jours de mesures continues. (du jour 141 au jour 159).

La densité de l'air mesurée à partir de l'équation II.46 varie de 1125 à 1227 $g.m^{-3}$ (densité moyenne de J 151 à J 158 : 1186 $g.m^{-3}$). Elle est peu différente de la densité prise par défaut lors de la mesure (1200 $g.m^{-3}$) par conséquent, cette correction ne modifie que faiblement la valeur des mesures de flux. La correction moyenne apportée au flux sur une journée ne représente qu' 1 $W.m^{-2}$.

Pour obtenir un flux en continue sur l'ensemble de la journée, il a été nécesssaire de reconstituer les données manquantes et de corriger les données aberrantes engendrées par suite d'erreurs de transmission numériques sur la centrale d'acquisition. Les reconstitutions et les corrections de données ont été réalisée directement sur le flux LE_{be} (LE_{be}=Rn-G-$H_{fl.}$) par extrapolation ou interpolation linéaire ou calage de la courbe avec celle des flux LE_{fl} et LE_{bo}. Les corrections et reconstitutions de données ne concernent toutefois que 3.4 % des mesures.

1.2.1.5. Le flux de chaleur latente LE_{fl} obtenu par la méthode des fluctuations :

La période de mesure de ce flux est identique à celle du flux de chaleur sensible. Aucune correction a été effectuée.

Avant le jour 141, les mesures de ce flux ne sont pas cohérentes suite à un mauvais positionnement des capteurs (Cf. Figure III.9). L'anémomètre sonique et l'hygromètre étant placés à un mètre l'un de l'autre, les mesures de fluctuation de la vapeur d'eau θ'_w et de la vitesse du vent w' sont trop éloignées, ce qui conduit à une décorrélation spatiale de ces grandeurs (différence d'échantillonnage des masses d'air).

A partir du jour 141, les deux instruments sont l'un derrière l'autre à une distance de 10 cm; le flux LE_{fl} se rapproche alors des flux estimés à partir des méthodes de Bowen et du bilan d'énergie. Cependant, comme le montre la figure III.10.a.b. :

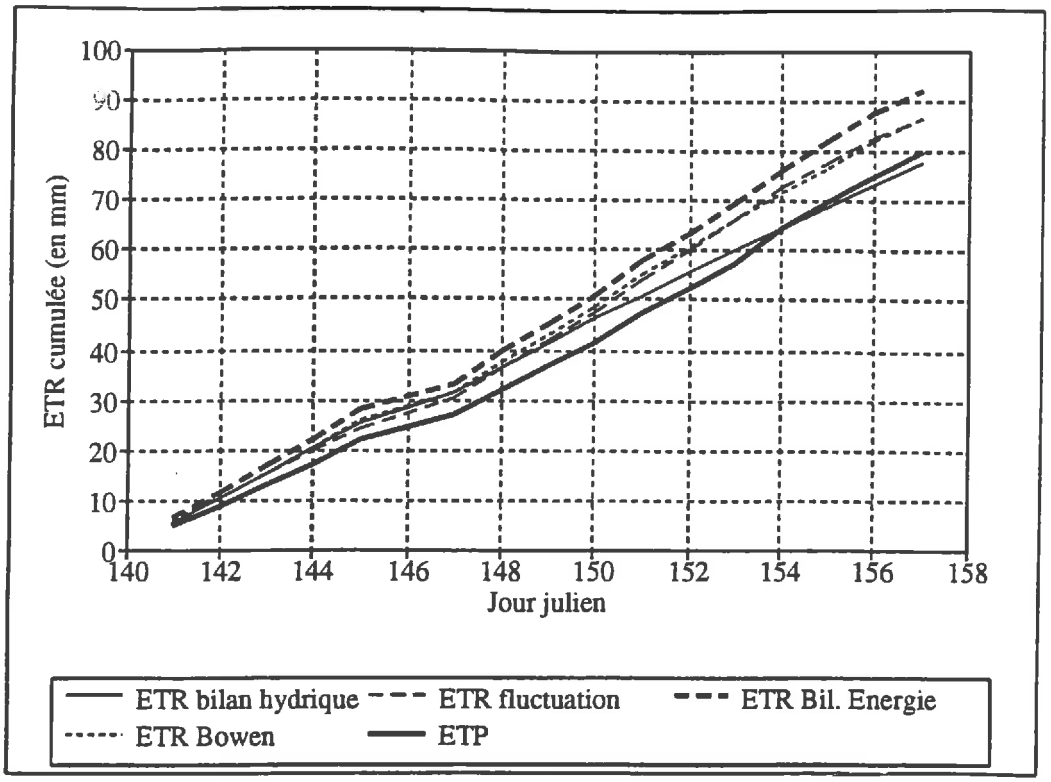


Figure III.11 : ETR cumulée entre le jour 141 et le jour 157 - Synthèse des différentes méthodes:

- le flux LE_{fl} dépasse 100 $W.m^{-2}$ pour certaines nuits lorsque le vent est fort. L'advection est peut être à l'orgine de ces flux excessifs.

- Dans la journée, ce flux est souvent inférieur à LE_{bo} et LE_{be} et on a du mal à boucler le bilan d'énergie. Une décorrélation spatiale des mesures θ'_w et w' (sous-estimation de la covariance (θ'_w,w')) peut expliquer la sous-estimation du flux en journée.

ainsi, les valeurs moyennes journalières du flux LE_{fl} sont très proches des autres mesures journalières du flux de chaleur latente : la sous estimation du flux en journée est compensée par un flux nocturne excessif.

Conclusion : Ce dispositif ne semble pas adapté à la parcelle expérimentale. La présence des haies brise-vent de part et d'autre de la parcelle peut en partie expliquer ces erreurs.

1.2.2. Comparaison des ETR microclimatiques :

La figure III.11 présente les ETR cumulées à partir des différentes méthodes. On peut remarquer le comportement relativement similaire des méthodes micro-climatiques tout au long de la période. Ainsi, sur 16 jours de mesure, l'écart maximum observé entre les ETR cumulées n'est que de 6 mm. On observe que l' ETR_{fl} est toujours très proche de l'ETR_{bo} alors que les deux méthodes donnent des résultats très différents à l'échelle de temps horaire (Cf. Chapitre III.1.2.1.5.). La surestimation la nuit du flux LE_{fl} est compensée par une sous-estimation du flux LE_{fl}, en journée. Ayant montré l'existence d'un biais dans la mesure du flux LE_{fl}, l'estimation directe du flux de chaleur latente par la méthode des fluctuations doit donc être écartée.

1.3. Analyse comparée des méthodes (bilan hydrique, méthodes microclimatiques):

1.3.1. Présentation générale :

Bien que la période de mesure du flux de chaleur sensible soit relativement courte, elle présente l'avantage d'être quasiment continue du jour 141 au jour 157, on peut donc réaliser une étude comparative de l'ETR sur une période suffisamment longue. En outre, cette période sans précipitation succède à une période pluvieuse, elle représente donc une séquence de déssèchement intéressante.

Pour permettre une comparaison des méthodes avec un minimum de biais, nous avons calculé les ETR issues des mesures microclimatiques de 11 h à 11 h; les mesures neutroniques ayant été réalisées en moyenne à cette heure.

1.3.2. Comparaison des résultats :

1.3.2.1. Présentation des résultats :

La figure III.11. présente les ETR cumulées obtenues à partir des diiférentes méthodes d'estimation de l'évapotranspiration. Cette figure fait ressortir plusieurs tendances :

- Jusqu'au jour 148, on observe une évolution similaire de l'ETR et des ETR issues de méthodes climatiques. En outre, cette évolution est identique à celle de l'ETP, ce qui signifie

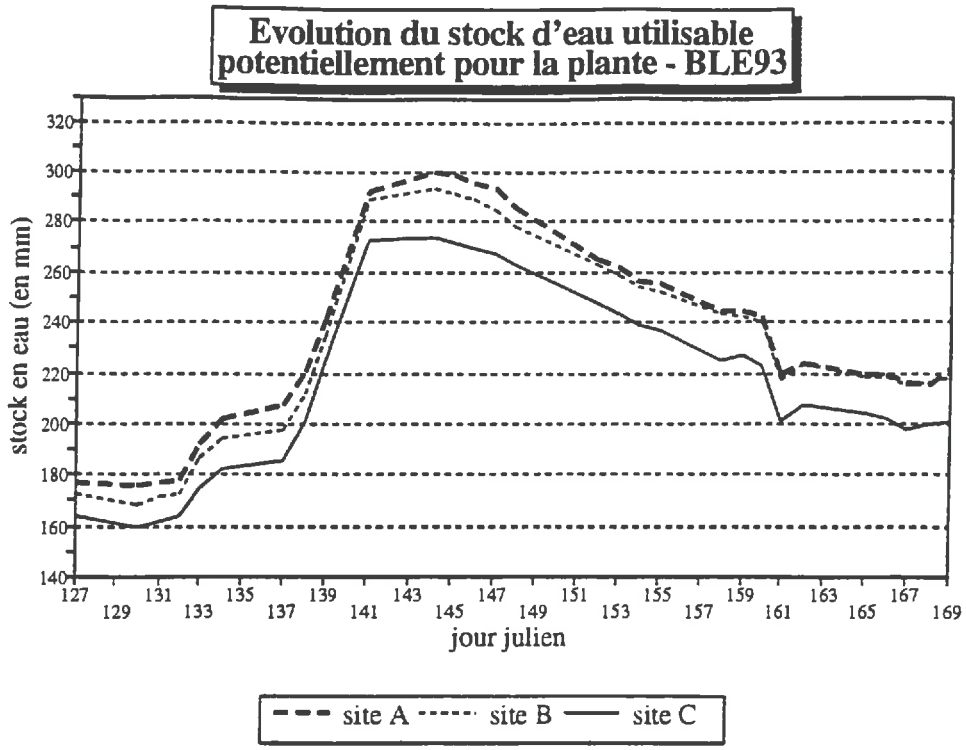


Figure III.12 : Evolution du stock d'eau utilisable potentiellement par la plante entre le jour 127 et le jour 169 :

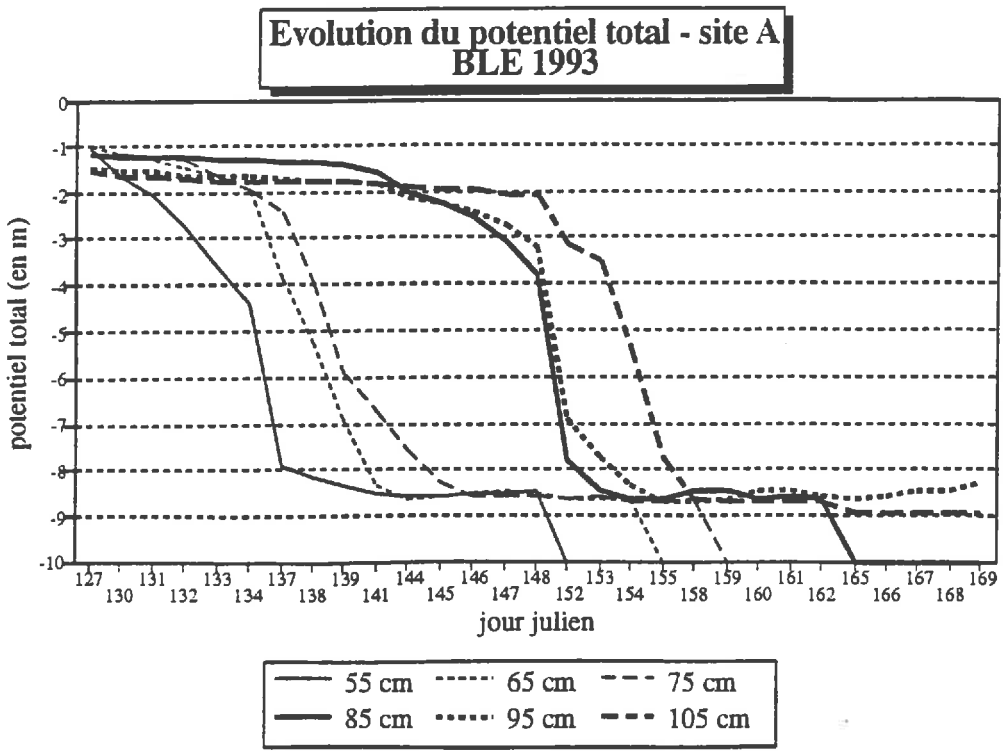


Figure III.13 : Evolution du potentiel hydrique total entre 55 et 105 cm de profondeur du jour 127 au jour 169 :

que le couvert végétal suit la demande climatique, il transpire alors à l'ETM (Evapotranspiration maximale). A l'issue de cette période, la différence entre les diverses ETR cumulées est minime. Il y a donc une bonne cohérence entre les méthodes.

- En revanche, à partir du jour 148, on observe une divergence de comportement : Tandis que la pente de l'ETR du bilan hydrique s'infléchie par rapport à celle de l'ETP, les ETR microclimatiques continuent à suivre l'évapotranspiration potentielle . Le comportement du bilan hydrique semble montrer l'émergence d'un phénomène de stress. Au contraire, le comportement de l'ETR issue des méthodes microclimatiques ne laisse présager aucune restriction en eau. A l'issue de cette période, on observe alors un écart de plus de 10 mm entre l'ETR_{bh} et l' ETR_{be} (ETR issue du bilan d'énergie). Par conséquent, ces observations conduisent à poser plusieurs hypothèses qui permettrait d'expliquer la divergence entre les méthodes microclimatiques et le bilan hydrique après le jour 148 :

- Hypothèse H1 : La méthode du bilan hydrique sous estime l'évapotranspiration : Cette hypothèse peut s'expliquer par :

  - une sous estimation de l'humidité volumique du sol.
  - Une exploration du sol par les racines plus importante.
  - Les sites de mesure des comptages neutroniques sont plus sec que le reste de la parcelle. (problème d'échantillonnage). Cependant, on ne peut pas trancher sur cette explication.

- Hypothèse H2 : Des phénomènes d'advections conduisent à une surestimation de l'ETR issue des méthodes microclimatiques.

1.3.2.2. Vérification des hypothèses :

a) Hypothèse H1 :

- Explication 1 : Sous-estimatimation de l'humidité volumique :

L'humidité volumique peut-être sous-estimée par une densité de matière sèche du sol trop faible. Cette hypothèse n'est pas impossible puisque la sonde Gamma estime la densité à +/- 0.053 $g.cm^{-3}$ près. (Bertuzzi et al, 1987).

Mais, si on pondère de 0.053 $g.cm^{-3}$ les densités obtenues sur le profil , l'ETR cumulée du bilan hydrique ne s'accroit que de 3 mm sur la période considérée. Cette hypothèse ne peut donc expliquer qu'une faible part des différences constatées.

- Explication 1" : Sous-estimation de la profondeur de sol explorée par les racines:

Rappelons tout d'abord que la profondeur maximum de sol explorée par les racines est estimée à 115 cm au jour 157.

La variante 1 du bilan hydrique intègre les variations de stock d'eau sur l'ensemble du profil (de 0 à 140 cm) et conduit à une ETR cumulée similaire. On peut donc raisonnablement rejeter l'explication 1".

L'hypothèse H1 ne pouvant expliquer qu'une différence de 3 mm, elle est donc rejetée.

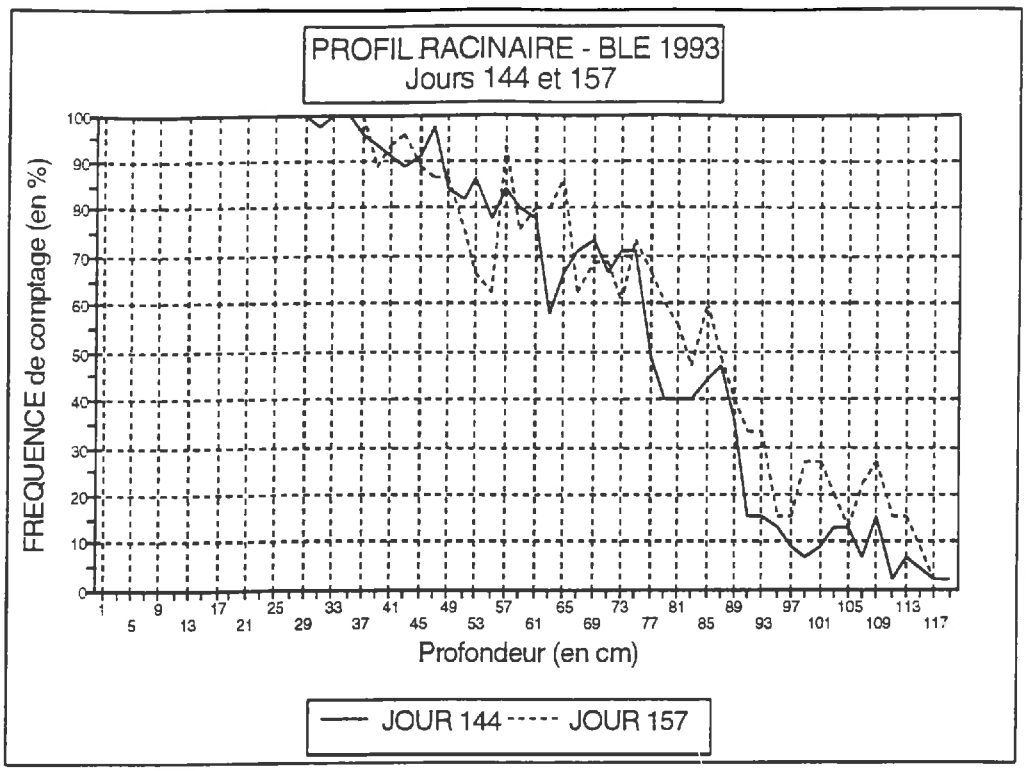


Figure III.15 : Profil racinaire réalisé au jour 144 et au jour 157 :

b) Hypothèse H2 :

Pour valider cette hypothèse, nous essayerons tout d'abord de montrer que la culture a subi un léger stress hydrique puis, nous essayerons de mettre en évidence le ou les paramètres qui ont provoqués un biais sur les ETR estimées à partir des méthodes microclimatiques.

- Vérification 2': l'épuisement de la réserve facilement utilisable a conduit à un stress hydrique:

La figure III.12. représente l'évolution du stock d'eau utilisable potentiellement par la plante. Le blé semble disposer d'une quantité d'eau importante tout au long de la période: le stock d'eau est toujours supérieur à 200 mm. (On entend par stock utilisable potentiellement par la plante, la quantité d'eau contenue dans le volume de sol exploré par les racines). Cette observation est toutefois insuffisante pour rejeter l'hypothèse. En effet, l'eau stockée n'étant pas totalement utilisable, ce paramètre surestime les quantités d'eau réellement offertes à la plante.

En revanche, l'observation des potentiels hydriques est un bon indicateur de la disponibilité réelle en eau pour la plante.

La figure III.13 donnant l'évolution du potentiel total à différentes profondeurs montre qu'à partir du jour 150, la quantité d'eau facilement utilisable devient limitée, tandis que la demande du végétal est importante (stade début épiaison). En 4 jours , le potentiel chute en effet de - 4 m entre 0.8 et 1 m de profondeur.

Jour	Localisation de l'eau facilement utilisable (potentiel > -8 m) (*)	Fréquence racinaire observéeà cette profondeur
146	à partir de 80cm	55 %
148	à partir de 85cm	50 %
150	à partir de 85cm	50 %
152	à partir de 95cm	15 %
154	à partir de 105cm	15 %
156	à partir de 115cm	5 %
158	à partir de 115cm	5 %

(*) : Le CEMAGREF (1992) préconise le déclenchement d'une irrigation en grande culture lorsque le potentiel hydrique total au niveau des racines dépasse - 6 ou-7 m.

Tableau III.14. : Fréquence racinaire à la profondeur où l'eau demeure facilement utilisable :

Le tableau n°III.14. montre le changement brutal qui s'est opéré. En quelques jours, Le volume d'eau facilement utilisable par la plante a été considérablement réduit et ne se situe plus dans une zone fortement explorée par les racines (Cf graphique III.15).

Ces observations diagnostiquent par conséquent un léger stress hydrique.

- Vérification H2" : Un stress hydrique conduit à une augmentation de la différence Ts-Ta : (Cf. I.1.1.2.3.)

Comme nous l'avons vu dans la première partie, le stress hydrique se manifeste par une augmentation de la différence de température entre l'air et la surface.

Pour tenter de mettre en évidence ce phénomène, nous nous sommes appuyés sur la méthode d'estimation de l'ETR de Jackson (1977) (Cf. I.1.2.2.). L'intérêt de cette méthode est que Ts-Ta est une variable locale qui n'est pas sensible à l'advection :

$$ETR_j = Rn_j - 0.64 \cdot (Ts_{13h} - Ta_{13h}) \qquad \text{(III.1)}$$

Avec :

ETR_j : Evapotranspiration sur 24 heures (en mm)

Rn_j : Rayonnement net sur 24 heures (en mm)

Ts_{13h} : Température de surface mesurée au environ de 13 heures (en °C)

Ta_{13h} : Température de l'air mesurée au environ de 13 heures (en °C)

	(Valeurs moyennes)	Avant le jour 148	Après le jour 148	Ensemble de la période
ETR - ETR_{bh} (en $mm.j^{-1}$)	ETR_{bo} - ETR_{bh}	+ 0.19	+ 0.79	+ 0.53
	ETR_{be} - ETR_{bh}	+ 0.45	+ 1.21	+ 0.88
ETR-(Rn+G)/L (en $mm.j^{-1}$)	Bowen	+ 0.04	- 0.04	- 0.01
	Bil. Energie	+ 0.08	+ 0.42	+ 0.28
	Bil. Hydrique	- 0.28	- 0.97	- 0.67
	0.64 . (T_s-T_a)	- 0.95	- 1.31	- 1.15

Tableau III.16. : Comparaison de l'ETR des méthodes microclimatiques par rapport au bilan hydrique et analyse du flux de chaleur sensible (ETR-(Rn+G)/L) obtenu par chacune des méthodes du jour 141 au jour 157 : (Comparaison avant et après le jour 148)

Analyse du tableau III.16 :

- Etude du flux de chaleur sensible H = ETR - (Rn - G)/ L : Avant le jour 148, Les écarts observés sont relativement minimes et les méthodes microclimatiques donnent des résultats similaires. Toutefois, la confrontation du flux H des différentes méthodes avec le flux H calculé par la relation de Jackson tend à montrer que c'est l'ETR du bilan hydrique qui se rapproche le plus de l'ETR de la parcelle. Après le jour 148, tandis que les flux H du bilan hydrique et de la relation de Jackson chutent fortement, ceux du bilan d'énergie augmente au contraire. Le flux H estimé par le rapport de Bowen se maintient quant à lui autour de 0 mm.

	Nombre de jour	4	2	2
ETR / ETP	Bowen	1.17	1.14	1.22
	Bil. Energie	1.26	1.07	1.32
	Bil. Hydrique	1.18	1.12	1.02
ETR - ETR_{bh} (en $mm.j^{-1}$)	ETR_{bo} - ETR_{bh}	- 0.04	+ 0.07	+ 0.95
	ETR_{be} - ETR_{bh}	+ 0.32	- 0.23	+ 1.50
ETR-(Rn+G)/L (en $mm.j^{-1}$)	Bowen	- 0.32	+ 0.56	+ 0.55
	Bil. Energie	+ 0.01	+ 0.26	+ 0.42
	Bil. Hydrique	- 0.32	+ 0.48	- 0.74
	0.64 . (T_s-T_a)	- 0.99	/	- 0.87

Tableau III.17 : Comparaison de l'ETR / ETP, des ETR et des flux de chaleur sensible H (ETR-(Rn+G)/L) obtenus à partir du bilan hydrique et des méthodes microclimatiques entre le jour 141 et le jour 148 : (Comparaison pour diverses situations microclimatiques)

	(valeurs moyennes)	**Situation 1**	**Situation 2**	**Situation 3**
	Nombre de jours	2	2	4
ETR / ETP	Bowen	1.00	1.16	0.95
	Bil. Energie	0.99	1.22	1.09
	Bil. Hydrique	0.92	1.01	0.77
ETR - ETR_{bh} (en $mm.j^{-1}$)	ETR_{bo} - ETR_{bh}	+ 0.38	+ 0.73	+ 1.11
	ETR_{be} - ETR_{bh}	+ 0.30	+ 0.98	+ 1.91
ETR-(Rn+G)/L (en $mm.j^{-1}$)	Bowen	- 0.22	- 0.34	- 0.01
	Bil. Energie	- 0.37	- 0.16	+ 0.79
	Bil. Hydrique	- 1.26	- 1.07	- 1.12
	0.64 . (T_s-T_a)	- 1.31	- 1.34	- 1.78

Tableau III.18 : Comparaison des ETR / ETP, des ETR et des flux de chaleur sensible H (ETR-(Rn+G)/L) obtenus à partir du bilan hydrique et des méthodes microclimatiques entre le jour 149 et le jour 157 : (Comparaison pour diverses situations microclimatiques)

Ces observations révèlent une meilleure sensibilité du bilan hydrique aux modifications de comportement du couvert végétal vis à vis de la demande climatique. En outre, elle révèlent un biais dans les mesures microclimatiques que nous tentons d'expliquer maintenant en analysant le comportement de chacune des méthodes face à diverses conditions climatiques. Les tableaux III.17 et III.18 permettent de visualiser les paramètres étudiés précédemment suivant 3 situations climatiques :

Situation 1 : Absence de vent : vitesse moyenne du vent inférieure à 1 $m.s^{-1}$, sans rafale et vent de direction ouest ,est ou sud-ouest.
Situation 2 : Vitesse du vent supérieure à $1m.s^{-1}$ avec des pointes de 2 à 4 $m.^{-1}$ et vent de direction Sud.
Situation 3 : Vitesse du vent supérieure 1 $m.s^{-1}$ avec des pointes de vitesse de 3 à 7 $m.^{-1}$ - vent de direction Nord (mistral).

Nous avons défini ces situations climatiques pour 2 raisons : d'une part, elles sont relativement bien représentées sur les 15 journées étudiées d'autre part, elles se justifient de part l'orientation et la configuration de la parcelle. En effet, lorsque le vent vient du nord ou du sud avant d'atteindre la parcelle, il doit franchir une haie brise-vent de 3 mètres de hauteur, il y a alors un risque élevé d'advection. Au contraire, lorsqu'il souffle dans les autres directions, il n'est gêné par aucun obstacle majeur, le risque d'advection est donc limité d'autant plus que le vent est alors peu puissant. Ainsi, la comparaison des résultats obtenus dans chacune de ces situations peut permettre de mettre en évidence un biais d'ordre climatique et environnemental.

Analyse des tableaux III.17 et III.18 :

- Analyse *du rapport ETR / ETP :* Avant le jour 148, les coefficients culturaux obtenus sont relativement proches, dans les situations climatiques 1 et 2. Le rapport de Bowen donnent des résultats similaires à ceux du bilan hydrique. En revanche, dans la situation 3, les coefficients culturaux des méthodes microclimatiques sont très supérieurs à celui du bilan hydrique, ce qui signifie que les méthodes microclimatiques sont biaisées les jours de mistral même en l'absence de stress hydrique, on peut donc conclure que ce biais est permanent quelques soient les condition d'alimentation en eau du végétal. Ce biais est peut marqué avant le jour 148 car, il y a seulement 2 jours de mistral.

- *Analyse du flux de chaleur sensible H :* C'est toujours l'ETR du bilan hydrique qui se rapproche le plus de la relation de Jackson quelque soit la situation climatique.

Après le jour 148, on observe le comportement des méthodes climatiques et du bilan hydrique est similaire .

Remarque : On peut constater que le coefficient H_S varie peu quelque soit la condition climatique, en outre, il diminue les jours de mistral, cette réaction va bien dans le sens d'un stress hydrique et confirme l'insensibilité de la méthode de Jackson au phénomène d'advection.

Conclusion :

La vérification de l'hypothèse H2 permet de montrer que la culture a subi un stress hydrique à partir du jour 148. Celui-ci est partiellement révélé par les méthodes microclimatiques qui semblent être perturbées par des phénomènes d'advection (haies). Le

bilan hydrique est la méthode la plus sensible aux conditions hydriques du couvert mais, comme nous l'avons montré dans le chapitre II.2.2.2.5., elle ne permet pas d'obtenir une ETR précise à l'échelle de la journée. L' ETR de Bowen présentant la meilleure continuité de mesure, nous allons donc la caler à l'ETR du bilan hydrique.

1.3.3. Correction de ETR bowen :

Pour corriger l'ETR de bowen, nous allons procéder de la manière suivante :

$$ETR_{bo\,corr.}(j) = ETR_{bo}(j) \cdot \frac{\overline{ETR_{bh}}}{\overline{ETR_{bo}}} \qquad \text{(III.2)}$$

Avec :

$ETR_{bo\,corr.}(j)$: ETR bowen corrigée du jour j (en mm)
$ETR_{bo}(j)$: ETR bowen mesurée du jour j (en mm)
$\overline{ETR_{bo}}$: ETR bowen cumulée sur n journées (en mm)
$\overline{ETR_{bh}}$: ETR bilan hydrique cumulée sur n journées (en mm)

Cette correction est criticable puisqu'on utilise un coefficient correcteur constant alors que la surestimation de l'évapotranspiration évolue fortement d'un jour à l'autre. Ainsi, on sous-estime l'ETR lorsque le vent est faible de direction est, ouest ou sud et on la surestime au contraire les jours de mistral (vent relativement violent venant du nord).

Pour limiter les erreurs, nous essayerons dans la mesure du possible de traiter à part les jours de mistral. En outre, un chevauchement des périodes de correction permettra d'estimer ces erreurs. Les jours de pluie, il n'y a jamais de mistral, nous conservons donc sans prendre trop de risque l'ETR bowen non corrigée (la méthode de Bowen a montré un comportement similaire à celui du bilan hydrique en l'absence de stress hydrique et de mistral. (Cf tableau III.17)).

Le tableau n°III.19 présente les différentes périodes de correction :

Période	caractéristiques du vent	coefficient correcteur	correction pour une ETR de 3 mm / j
du jour 118 au jour 125	SE et N	pas de correction	/
du jour 126 au jour 131	N: 2j - S.SE: 4 j	0.85	- 0.43 mm
jour 126	N.	0.66	- 1.02 mm
du jour 127 au jour 131	N:1j - S.SE: 4 j	0.92	- 0.25 mm
jour 132	SE	pas de correction	/
du jour 133 au jour 138	N: 3j - S.SE: 3j	0.88	- 0.35 mm
du jour 134 au jour 136	N: 3j	0.91	- 0.28 mm
du jour 137 au jour 138	S: 2j	0.93	- 0.21 mm
du jour 139 au jour 140	S.SE	pas de correction	/
du jour 141 au jour 147	N: 1j - SW.W: 4j	1.03	+ 0.09 mm
du jour 144 au jour 147	W.SW.SE.S	1.07	+ 0.21 mm
du jour 148 au jour 154	N: 4j - S: 2j	0.82	- 0.54 mm
jour 152	SW	0.81	- 0.57 mm
du jour 153 au jour 154	N: 2 j	0.82	- 0.54 mm
du jour 155 au jour 159	SW: 4 j - N: 1j	0.94	- 0.18 mm
du jour 160 au jour 167	SW-S-W - N: 4 j	ETR bilan hydrique	/

Tableau III.19 : Correction de ETR_{bo} par l'ETR du bilan hydrique :

Le chevauchement des périodes de correction montre que les écarts de correction liées à des conditions climatiques contrastées sont relativement faibles à l'exception de la période j 126 - j 131. Cependant, il est important de noter que ce contrôle n'a pas pû être réalisé sur la totalité des périodes de correction car, nous ne disposons pas toujours de la mesure journalière de ETR_{bh}. A partir du jour 160, nous ne disposons plus de mesures du rapport de Bowen (problème sur la centrale d'acquisition), nous prenons donc l'ETR du bilan hydrique.

2. Présentation des données radiométriques : Etude de la relation $T_B = f(T_s)$:

Relation entre la température de brillance et la température de surface : Pour estimer cette sensibilité, nous avons étudié dans un premier temps l'évolution de l'émissivité. L'émissivité rappelons-le est approchée de la manière suivante :

$$\varepsilon_s = \frac{T_B}{T_s} \qquad \text{(III.3)}$$

Avec :

ε_s : Emissivité simplifiée (sans dimension)

T_B : Température de brillance mesurée par le radiomètre PORTOS (en K)

T_s : Température de surface mesurée par le radiothermomètre (en K)

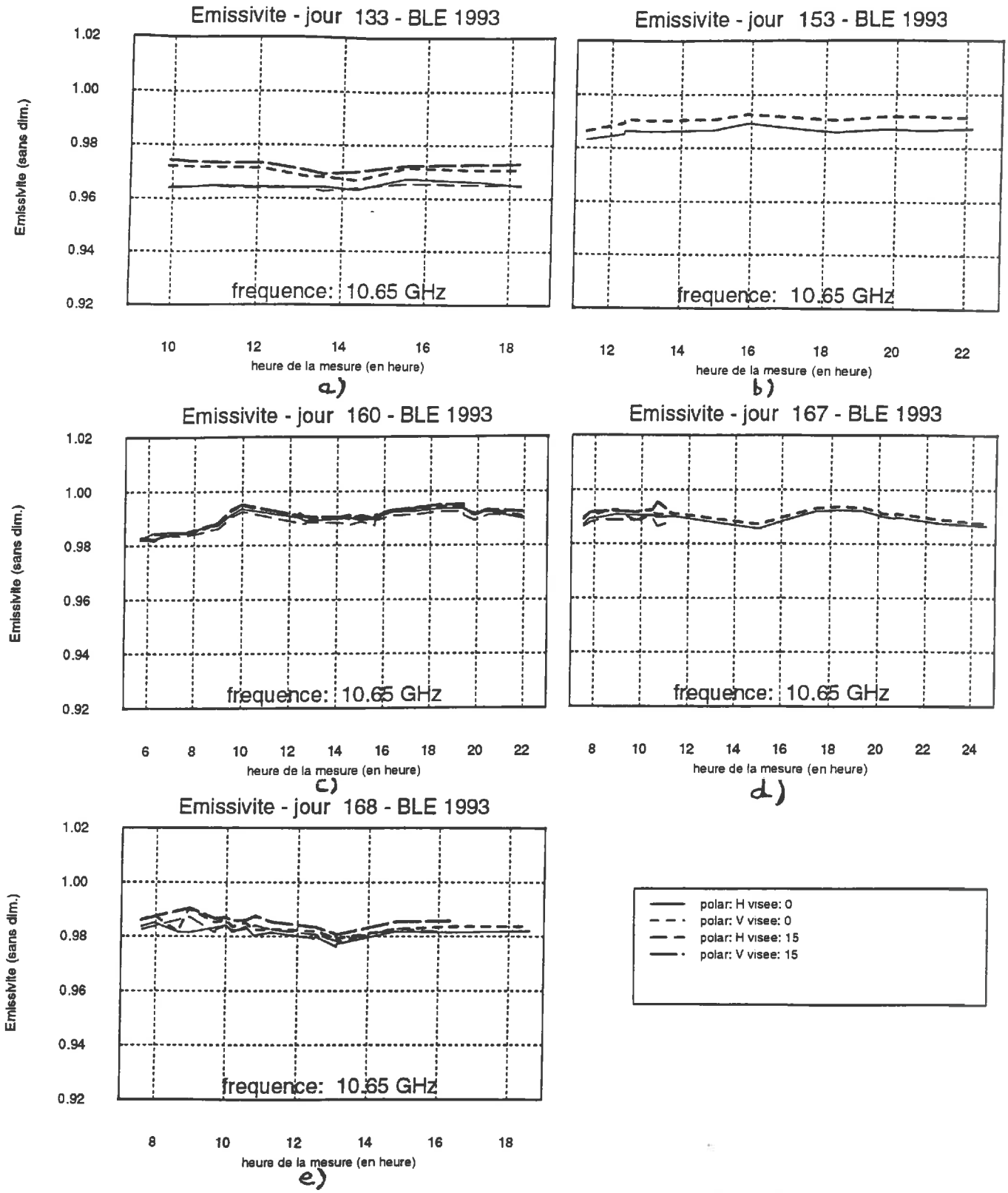


Figure III.20 : Evolution de l'émissivité au cours de 5 journées à 10.65 GHz à 0 et 15° d'angle d'incidence :

a) Jour 133 :
b) Jour 153 :
c) Jour 160 :
d) Jour 167 :
e) Jour 168 :

Les variations de l'émissivité sont étudiées à deux échelles de temps différentes : une échelle de temps horaire et une échelle de temps inter-journalière. L'étude de l'émissivité à l'échelle de temps horaire permet d'apprécier le degré de stabilité de l'émissivité au cours d'une journée : Ainsi il est possible de déterminer la précision avec laquelle on peut estimer la température de surface à partir d'une mesure radiométrique en considérant l'émissivité constante au cours d'une journée. Au contraire, une étude de l'émissivité à l'échelle de temps inter-journalière permet de déterminer si la relation $T_S = f(T_B)$ reste stable tout au long de l'étude(j 131 - j 168). Il est possible d'estimer l'erreur que l'on introduit sur T_S en considérant l'émissivité constante tout au long de l'étude.

2.1. Sensibilité de la température de brillance à l'échelle de temps horaire :

Nous avons utilisé les données radiométriques des jours 133, 153, 160, 167, 168 car, nous disposons sur ces journées de mesures radiométriques réalisées "en continue", il est ainsi possible d'observer l'évolution de l'émissivité au cours de la journée (Echelle horaire).

Nous avons étudié l'évolution horaire de l'émissivité à 10.65 GHz, car, rappelons-le c'est la fréquence qui présente une faible sensibilité à l'émission du sol et qui est peu perturbée par les paramètres atmosphériques (Cf. Chapitres I.2.2.3. et .I.2.3.).

Les figures III.20.a.b.c.d.e représentent l'évolution horaire de l'émissivité sur ces 5 journées. Dans l'ensemble, on observe une relative stabilité de l'émissivité, ce qui signifie que la mesure de la température de brillance peut permettre d'estimer la température de surface du couvert de blé connaissant l'émissivité journalière. On observe toutefois quelques écarts autour de la tendance générale: Au jour 167, l'émissivité évolue en début de journée pour se stabiliser vers 10 heures.

La relative stabilité de l'émissivité au cours de la journée se traduit par une relation linéaire correcte entre la température de surface et la température de brillance. Les régressions linéaires pour chacune des journées, pour chaque angle d'incidence et pour chaque polarisation, nous permettent de calculer la précision avec laquelle on détermine T_S à partir des mesures hyperfréquences et de repérer les mesures "anormales" en essayant de les expliquer.

Analyse de la régression entre TB et Ts :
(échelle de temps horaire)

L'évolution de l'émissivité étant assez similaire quelques soient la polarisation et l'angle d'incidence, nous ne présentons de manière détaillée que la polarisation horizontale pour un angle d'incidence de 0°.

Nous imposons un passage de la droite de régression par l'origine car, d'après la relation III.3, la température de brillance doit être nulle lorsque la température de surface est nulle.

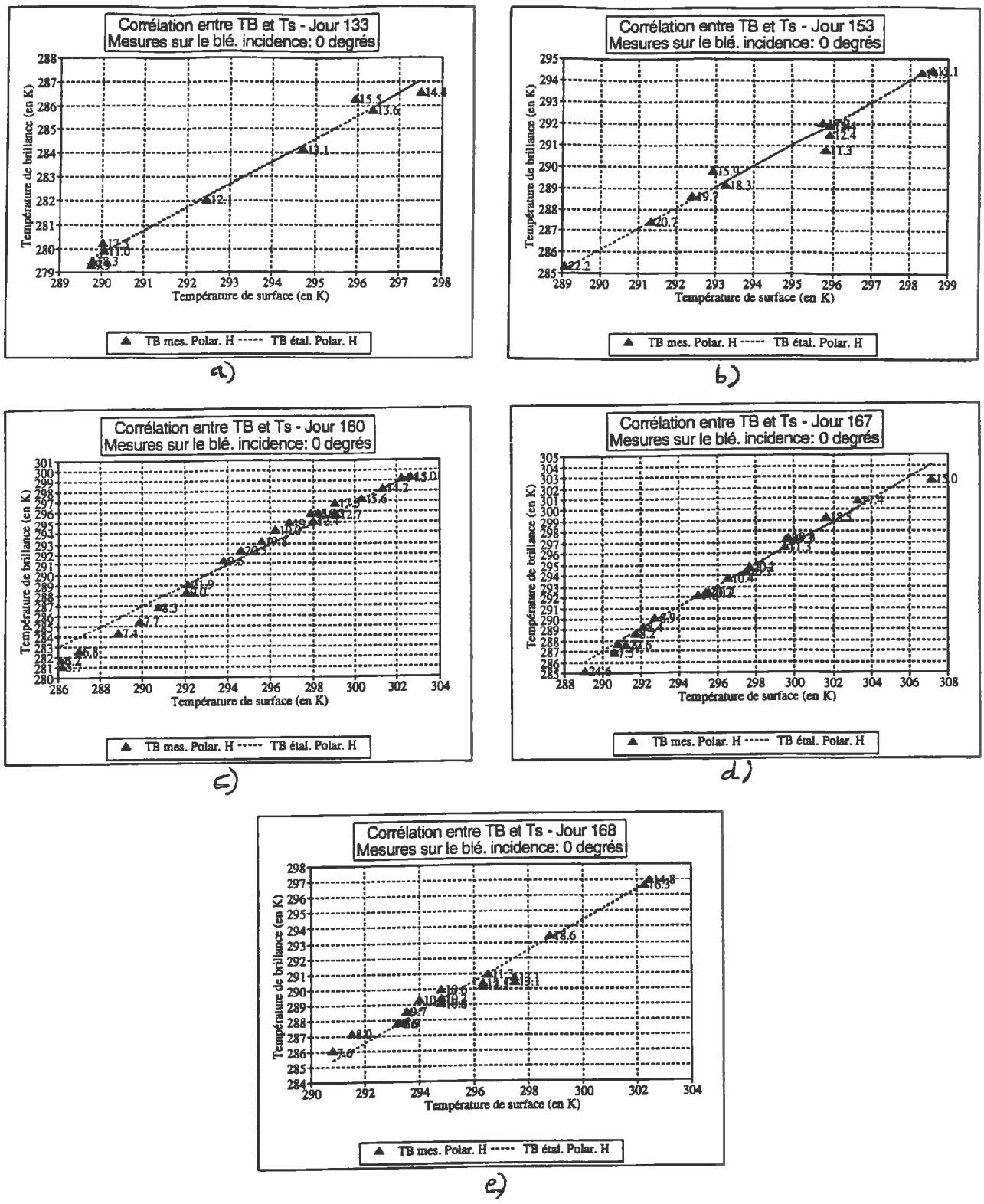


Figure III.22 : Corrélation entre la température de surface et la température de brillance au jour cours de 5 journées (polarisation horizontale -angle d'incidence : 0°):

a) 133.
b) 153
c) 160
d) 167
e) 168

	Jour 133	Jour 153	Jour 160 (*)	Jour 167	Jour 168
Emissivité	0.965	0.986	0.991	0.990	0.981
R^2 (en %)	98.5	97.3	97.2	98.6	94.9
Ecart-type résiduel (en K)	0.37	0.32	0.48	0.56	0.68
nb. d'observations	9	11	16	20	17

(*) : Régression établie sur blé sec :

Tableau III.21 : Table de régression (T_B,T_S) au jour 133, 153, 160, 167, 168 (Mesures radiométriques réalisées en polarisation horizontale avec un angle d'incidence de 0° - Fréquence : 10.65 GHz)

Analyse du tableau III.21 et des graphiques III.22.a.b.c.d.e :

Dans l'ensemble, les régressions réalisées sur chacune de ces journées donnent des résultats relativement similaires : Les écarts types résiduels sont relativement faibles, ce qui confirme la forte sensibilité de la mesure radiométrique micro-onde aux variations instantanées de la températures de surface.

Toutefois, on constate que quelques couples de mesures s'écartent plus ou moins fortement des droites de régression obtenues : Certains écarts peuvent être expliqués :

- Au jour 153, une défaillance technique du radiomètre peut expliquer le biais de la mesure à 11 h 20. En effet, la vitesse de ventilation dans le boitier du radiomètre n'a pas été augmentée et une accroissement de la température interne de l'instrument a pû créer un biais dans la mesure.

- Au jour 160, on observe sur la figure III.22.c. un décalage de l'ensemble des points par rapport à la droite de régression jusqu'à 9 heures. Cette divergence met en évidence une sensibilité de la température de brillance à la présence de rosée sur le couvert. En effet, au jour 160, la rosée est présente jusqu'à cette heure. On remarque par ailleurs que la température de brillance est sensible au gradient de la rosée. (Les couples de mesures se rapprochent progressivement de la droite). Néanmoins, la rosée a un effet relativement négligeable sur l'émissivité et la température de brillance : Elle induit une variation maximale de l'émissivité de - 0.009 et une variation maximale de la température de brillance de - 2.5 K.

- Au jour 168, de nombreuses arrosages ont été réalisés afin de maintenir le blé humide et peuvent expliquer la dispersion relativement importante des points par rapport aux autres journées de mesure.

	Polarisation horizontale		Polarisation verticale	
	incidence 0°	incidence 10° ou 15°	incidence 0°	incidence 10° ou 15°
Jour 133	+/- 0.37 K	+/- 0.22 K	+/- 0.55 K	+/- 0.52 K
Jour 153	+/- 0.32 K	+/- 0.35 K	+/- 0.29 K	+/- 0.29 K
Jour 160 (*)	+/- 0.48 K	+/- 0.53 K	+/- 0.49 K	+/- 0.55 K
Jour 167	+/- 0.56 K	+/- 0.62 K	+/- 0.52 K	+/- 0.63 K
Jour 168	+/- 0.68 K	+/- 0.60 K	+/- 0.83 K	+/- 0.65 K

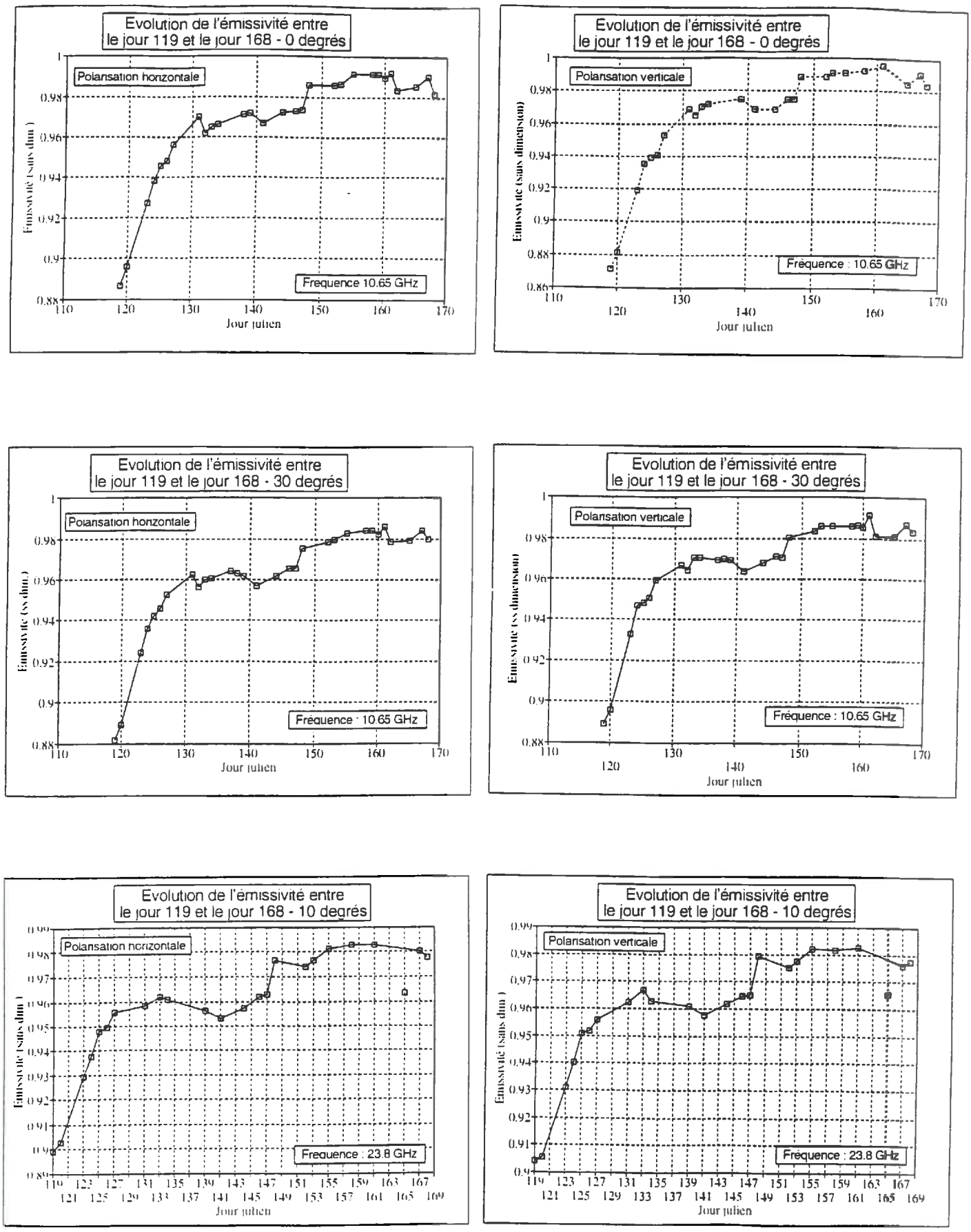


Figure III.24 : Evolution de l'émissivité entre le jour 119 et les jour 168:

a) Polarisation horizontale - Angle d'incidence : 0° - Fréquence : 10.65 GHz .
b) Polarisation verticale - Angle d'incidence : 0° - Fréquence : 10.65 GHz .
c) Polarisation horizontale - Angle d'incidence : 30° - Fréquence : 10.65 GHz .
d) Polarisation verticale - Angle d'incidence : 30° - Fréquence : 10.65 GHz .
e) Polarisation horizontale - Angle d'incidence : 10° - Fréquence : 23.8 GHz .
f) Polarisation verticale - Angle d'incidence : 10° - Fréquence : 23.8 GHz .

Moyenne	+/- 0.47 K	+/- 0.46 K	+/- 0.54 K	+/- 0.53 K

(*) : Régression établie sur blé sec.

Tableau III.23 : Tableau donnant la précision avec laquelle T_S peut être estimée à partir de mesures micro-ondes (Fréquence : 10.65 GHz) :

Le tableau III.23 montre que l'erreur sur l'estimation de la température de surface d'un couvert de blé à partir d'une mesure radiométrique à 10.65 GHz est relativement faible lorsque l'on considère constant l'émissivité au cours d'une journée. En outre, les incertitudes sont relativement similaires quelque soit la polarisation et l'angle d'incidence utilisés.t

Conclusion : la radiométrie à 10.65 GHz s'avère un outil efficace pour estimer la température de surface d'un couvert de blé connaissant son émissivité journalière. En outre, la modélisation de l'instrument (prise en compte de la température de l'antenne et de la température interne du radiomètre) ainsi que la réalisation de corrections atmosphériques sur la mesure radiométrique devraient permettre d'améliorer ce résultat.

Nous allons maintenant observer l'évolution de l'émissivité entre le jour 119 et le jour 168 afin d'analyser l'évolution de la relation $T_B = f(T_S)$ tout au long de l'étude. Cette analyse permettra de déterminer la sensibilité de la fréquence 10.65 GHz à d'autres paramètres de surface.

2.2. Evolution de l'émissivité entre le jour 119 et le jour 168 :

Les figures III.24.a.b.c.d.e.f. représentant l'évolution de l'émissivité du jour 119 au jour 168 montrent que l'émissivité n'est pas constante dans le temps. L'émissivité à 10.65 GHz est donc sensible à d'autres paramètres de surface. Du jour 119 au jour 130, l'émissivité croit de près de 0.1; Cette évolution n'est pas surprenante car le blé à cette période est peu couvrant, sa hauteur est inférieure à 30 cm, la contribution du sol à l'émission de surface peut être importante. Etant donné, la forte variation de l'émissivité, il n'est pas possible d'exploiter les données sur cette période. A partir du jour 131, l'émissivité n'est certes pas constante mais, évolue plus faiblement : Elle se maintient aux allentours de 0.97 jusqu'au jour 147, puis croit brusquement pour se stabiliser ensuite. C'est vraisemblablement la sortie des épis qui est à l'origine de cette évolution. (Biard, 1993).

Nous allons maintenant déterminer l'erreur que l'on commet sur Ts lorsque l'on considère l'émissivité constante entre le jour 131 et le jour 168.

2.2.1. Erreur sur l'estimation de Ts :

Pour estimer cette erreur, nous réalisons des régressions linéaires entre la température de surface calculée en prenant une émissivité constante (micro-ondes) et la température de surface mesurée (radiothermomètre) entre le jour 131 et le jour 168.

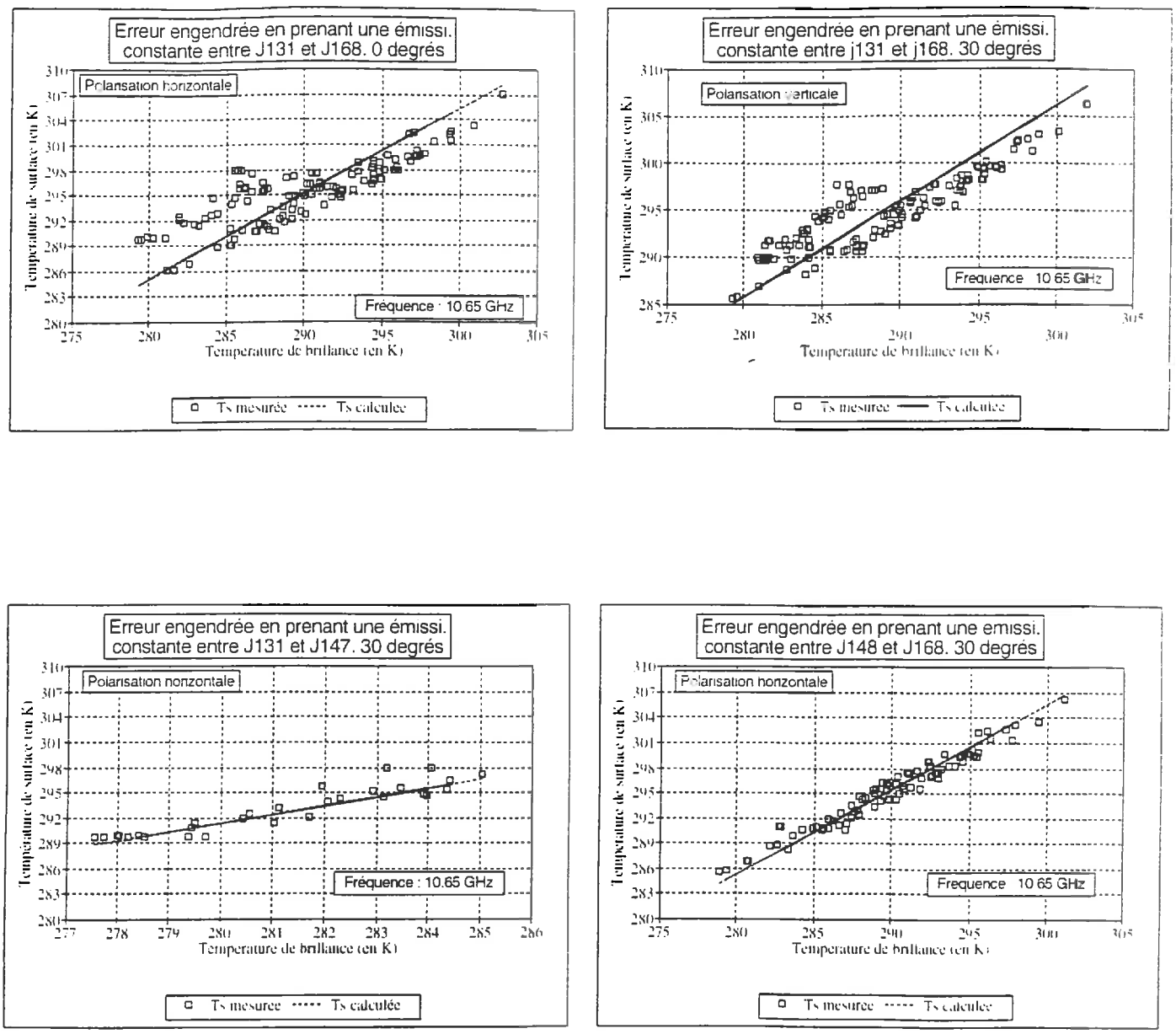


Figure III.26 : Ecarts observés en considérant l'émissivité constante :
(Fréquence : 10.65 GHz):

a) du jour 131 au jour 168 (Polarisation horizontale - incidence : 0°).
b) du jour 131 au jour 168 (Polarisation verticale - incidence : 30°).
c) du jour 131 au jour 147 (Polarisation horizontale - incidence : 30°).
d) du jour 148 au jour 168 (Polarisation horizontale - incidence : 30°).

Le tableau III.25 présente l'ensemble des résultats obtenus pour chaque polarisation et pour des angles d'incidence compris entre 0 et 30° :

Fréquence 10.65 GHz	Polarisation horizontale	Polarisation verticale
incidence : 0°		
émissivité	0.983	0.984
Ecart-type de Ts (en K)	2.89	2.65
incidence : 10°		
émissivité	0.981	0.979
Ecart-type de Ts (en K)	2.97	2.94
incidence : 20°		
émissivité	0.979	0.983
Ecart-type de Ts (en K)	2.94	2.78
incidence : 30°		
émissivité	0.975	0.978
Ecart-type de Ts (en K)	3.13	2.47

Tableau III.25 : Emissivités moyennes et écart-types sur la période j 131 - j 168 (Mesures hyperfréquences réalisées en polarisation H° et V° - angles d'incidence compris entre 0 et 30°) : (fréquence 10.65 GHz)

En considérant l'émissivité constante sur l'ensemble de la période, l'erreur engendrée sur la température de surface est considérable quelques soit la polarisation ou l'angle d'incidence utilisés. Au mieux, en utilisant les mesures réalisées en polarisation verticale avec un angle d'incidence de 30°, la précision de l'estimation de T_S n'est que de +/- 2.47 K. En revanche, Les figures III.26.a.b. font ressortir très distinctement deux groupes de données qui correspondent aux mesures réalisées avant et après le jour 148 (Jour pour lequel on observe une augmentation brutale de l'émissivité). En considérant une émissivité ε_1 moyenne sur la période j 131- j 147 et une émissivité moyenne ε_2 sur la période j 148 - j 168, l'erreur sur l'estimation de la température de surface est fortement réduite. (Cf. Figure III.26.c.d. et Tableau III.27). En outre, elle montre que la connaissance de l'émissivité par stade de végétation permettrait d'obtenir une estimation assez précise de la température de surface. (incertitude du même de grandeur que la précision du radiomètre PORTOS)

Fréquence 10.65 GHz	Période de j 131 à j 147		Période de j 148 à j 168	
	P. horizontale	P. verticale	P. horizontale	P. verticale
incidence : 0°				
émissivité	0.967	0.971	0.987	0.989
Ecart-type de Ts (en K)	1.3	1.15	1.26	1.26
incidence : 10°				
émissivité	0.969	0.967	0.987	0.986
Ecart-type de Ts (en K)	1.72	1.30	0.97	1.02
incidence : 20°				
émissivité	0.968	0.972	0.986	0.990
Ecart-type de Ts (en K)	1.30	1.08	1.02	0.99
incidence : 30°				
émissivité	0.961	0.969	0.982	0.985
Ecart-type de Ts (en K)	1.01	0.90	1.03	1.05

Tableau III.27 : Emissivités moyennes et écart-types sur la période j 131 - j 147 et sur la période j 148 - j 168 (Mesures hyperfréquences réalisées en polarisation H° et V° - angles d'incidence compris entre 0 et 30°) : (fréquence 10.65 GHz)

- Synthèse des observations :

- Les régressions réalisées au cours des jours 133, 153, 160, 167, 168 ont montré qu'il était possible d'estimer de manière précise la température de surface à partir d'une mesure radiométrique en prenant une émissivité moyenne sur une journée. Néanmoins, la relation entre la température de brillance et la température de surface s'est avérée instable dans le temps. Ainsi, considérer l'émissivité constante sur un nombre de jour important (37 jours dans le cas de notre étude), conduit à une erreur sur l'estimation de la température de surface du même ordre de grandeur que le paramètre (Ts - Ta). L'utilisation de méthodes simplifiées basées sur l'écart de température entre l'air et la surface semble difficilement applicables dans le domaine des micro-ondes.

- Sur le blé, l'émissivité semble sensible à un seul stade de végétation : l'épiaison. Or, l'épiaison présente l'avantage d'être visible à l'oeil nu, de plus, les recherches entreprises sur l'inversion des paramètres de végétation pourraient permettre de repérer ce stade. La connaissance précise du jour de l'épiaison permettrait ainsi d'affecter une émissivité distincte avant et après ce stade végétatif et il serait alors possible de déterminer la température de surface à partir de mesures hyperfréquences à +/- 1 K.

- En outre, l'évolution importante de l'émissivité avant le jour 131 semble confirmer qu'il n'est pas possible de relier la température de brillance à la température de surface tant que le couvert n'est pas couvrant.

2.2.2. Erreur sur (T_{S2} - T_{S1}) :

Nous déterminons l'erreur commise sur ΔT_S (différence entre deux mesures de température), lorsque l'émissivité est considérée constante au cours du temps. L'incertitude estimée reprend le calcul d'erreur développé dans l'annexe 1.

Ne disposant pas d'un jeu important de mesures hyperfréquences, nous avons travaillé avec des mesures fictives de température de brillance en affectant une émissivité constante ε_m aux températures de surface mesurées en continu tout au long de la période (radiothermomètre situé à 2 mètres au dessus du sol). ε_m correspond à l'émissivité moyenne obtenues sur l'ensemble de la période pour une polarisation et un angle d'incidence donné. ε_{min} correspond à l'émissivité moyenne obtenue du jour 131 au jour 147. ε_{max} constitue l'émissivité moyenne obtenue du 148 au jour 168.

Pour pouvoir estimer le degré de stress de la culture, la première mesure de température doit être réalisée lorsque le couvert végétal n'est pas soumis à une importante demande climatique, au contraire, la seconde mesure doit être effectuée au moment où le risque de stress est maximum c'est à dire en milieu de journée (12 heures, heure solaire). C'est pourquoi nous avons combiné une mesure réalisée à 14 heures (heure locale) avec une mesure réalisée le matin (8 heures, heure locale) ou pendant la nuit (à 22 heures ou à 4heures, heure locale).

- Incertitude pour une mesure réalisée à une fréquence de 10.65 GHz :

Les émissivités utilisées correspondent aux émissivités calculées à partir des mesures réalisées en polarisation verticale et avec un angle d'incidence de 30°; c'est en effet sous cette configuration qu'on limite les variations de l'émissivité sur le blé.

Emissivité moyenne ε_m	0.978
Emissivité maximale ε_{max}	0.985
Emissivité minimale ε_{min}	0.969

Le tableau n°III.28 présente les incertitudes obtenues.

Horaire des mesures	(En K)	Moyenne	Ecart-type	Minimum	maximum
- 4 heures	$INC(T_{s2} - T_{s1})$	0.20	0.08	0.01	0.33
- 14 heures	$T_{s2} - T_{s1}$	12.3	4.7	0.77	20.78
Horaire des mesures	(En K)	Moyenne	Ecart-type	Minimum	maximum
- 14 heures	$INC(T_{s2} - T_{s1})$	0.14	0.06	0.01	0.25
- 22 heures	$T_{s2} - T_{s1}$	- 8.9	3.6	- 1.1	- 15.9
Horaire des mesures	(En K)	Moyenne	Ecart-type	Minimum	maximum
- 8 heures	$INC(T_{s2} - T_{s1})$	0.16	0.05	0.03	0.25
- 14 heures	$T_{s2} - T_{s1}$	10.0	3.5	1.7	15.7

Tableau III.28. *:* Incertitude moyenne observée sur $(T_{s2} - T_{s1})$ en prenant une émissivité constante entre le jour 131 et le jour 168 : (Fréquence 10.65 GHz)

On peut constater que l'évolution de l'émissivité tout au long de l'étude a une faible incidence sur la précision de $(T_{s2} - T_{s1})$, en effet, l'incertitude absolue ne dépasse pas +/-0.2 K et l'incertitude relative est inférieure à 2 % . Néanmoins, ce calcul d'incertitude n'est que partiel car, il convient d'ajouter l'incertitude sur la mesure radiométrique qui est de +/- 0.50 K (Cf chapitre III.2.1.2).

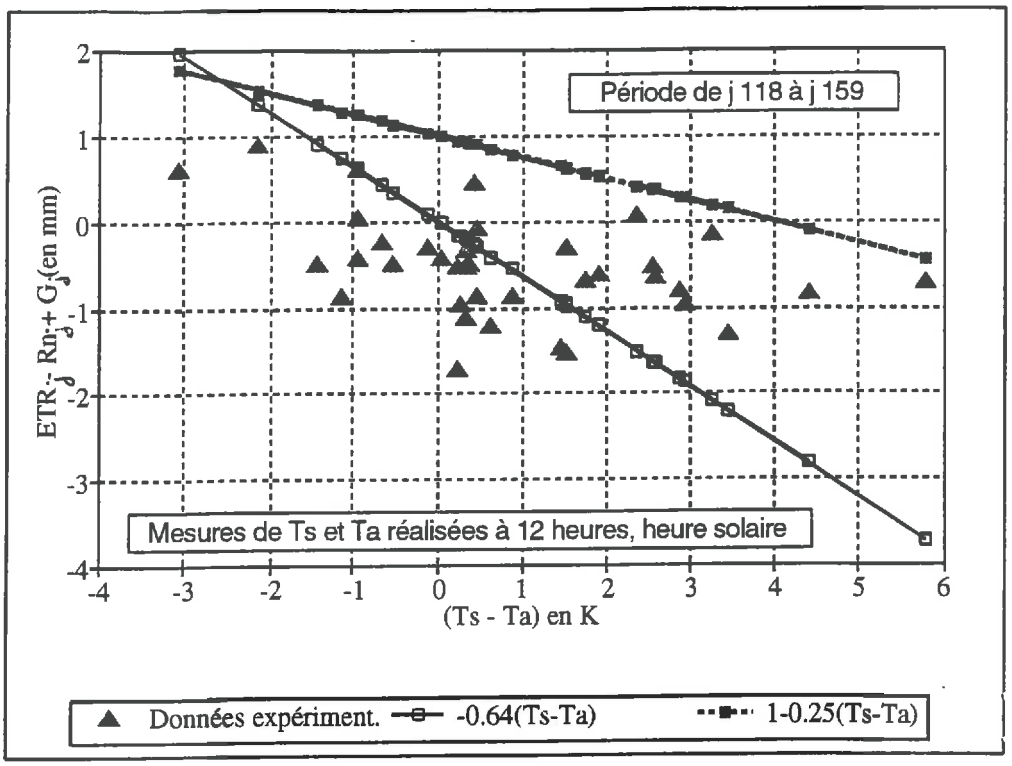


Figure III.29. : Relation entre ETR - Rn + G et $(T_s - T_a)_{14h}$ pour 37 journées de mesures:

Conclusion : Il est possible d'estimer à +/- 1.2 K (2 . 0.5 K + 0.2 K) une différence de température de surface à partir de deux mesures hyperfréquences sur la période j 131 - j 168 dans le cas du blé.

3. Analyse de la relation entre l'ETR journalière et (T_s - T_a) : (Méthode simplifiée)

3.1. Comparaison des résultats expérimentaux avec les relations simplifiées développées par Jackson et Seguin :

Les mesures hyperfréquences ayant rarement été réalisées autour du midi solaire, nous ne disposons pas d'un jeu de données radiométriques suffisant. L'étude de la relation ETR = f(T_s - T_a) a donc été réalisée à partir des données de température de surface mesurées "au sol" à 14 heures (12 heures, heure solaire) du jour 118 au jour 159 .

La figure III.29. montre la position des couples de mesures obtenues expérimentalement par rapport aux droites établies par Jackson et al (1977) et par Seguin et al (1982). L'examen de ce graphique conduit à plusieurs commentaires :

- On observe tout d'abord une dispersion relativement importante des mesures. Il est d'ailleurs impossible d'établir de relation linéaire entre (ETR_j - Rn_j + G_j) et $(T_s - T_a)_{14h}$. Néanmoins, cette dispersion n'est pas plus marquée que celle observée sur l'expérimentation de Seguin (1982) (Cf. Figure I.3). L'impossibilité de mettre en évidence de relation entre (ETR_j - Rn_j + G_j) et $(T_s - T_a)_{14h}$. est dûe vraisemblablement à la faible amplitude de variation de $(T_s - T_a)_{14h}$ tout au long de la période expérimentale : nous travaillons en effet avec des écarts entre la température de surface et celle de l'air compris entre - 2 et 6 °C tandis que Seguin a déterminé sa relation à partir de données (T_s - T_a) présentant une amplitude de variation importante (de l'ordre de 22 °C).

- On peut tout de même constater que les données expérimentales tendent à se rapprocher de la relation de Jackson et au contraire s'écartent fortement de celle de Seguin. Cette situation n'est pas surprenante puisque, Jackson a établi sa relation sur une parcelle de blé dur (z_0 de l'ordre de 8 cm) alors que Seguin a travaillé sur une surface à faible rugosité (prairie, z_0 de l'ordre de 1 cm). La sensibilité de la pente B à la rugosité de surface est donc vérifiée (Cf. Chapitre I.1.2.2.3). La comparaison de l'ETR établie par la relation de Jackson avec l'ETR estimée par la méthode de Bowen corrigée confirme d'ailleurs la tendance observée sur la figure III.29 (Cf. figure III.30). L'écart type résiduel entre l'ETR mesurée et l'ETR calculée est de 1.0 mm (Seguin sur l'expérimentation de la Crau obtenait un écart-type de 1.5 mm). En outre, le nuage de point autour de la droite est bien équilibré et ne met en évidence aucun biais.

Sur 36 journées, on observe un écart de 2 mm seulement entre l'ETR cumulée issue de la relation de Jackson et l'ETR cumulée estimée expérimentalement. Néanmoins, la figure III.31. montre que la relation de Jackson sous-estime l'évapotranspiration jusqu'au jour 127 et la surestime ensuite. Cette observation met en évidence une limite de la relation établie par Jackson : la rugosité de surface est considérée constante tout au long de la période végétative de la culture. Le blé avant la fin du tallage présente une structure "herbacée" (sa partie aérienne est essentiellement constituée de feuilles), la rugosité de surface est alors relativement faible et c'est seulement après le tallage que la rugosité de surface devient importante (Stade :

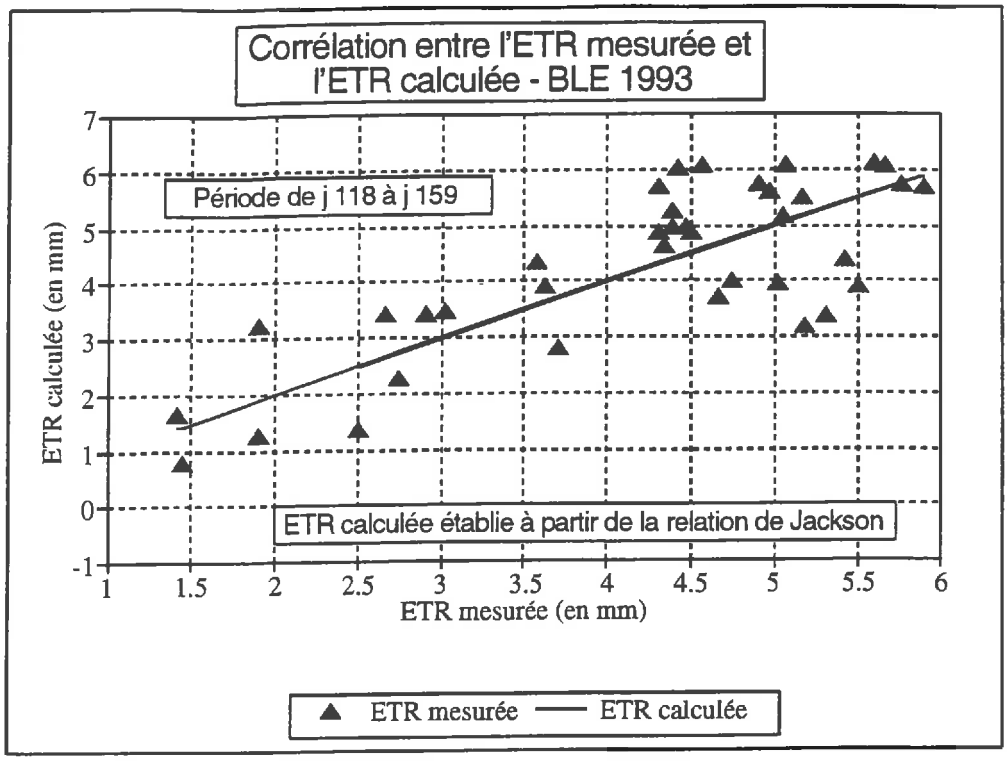


Figure III.30 : Corrélation entre l'ETR estimée par la relation de Jackson et l'$ETR_{bo\ corr.}$:

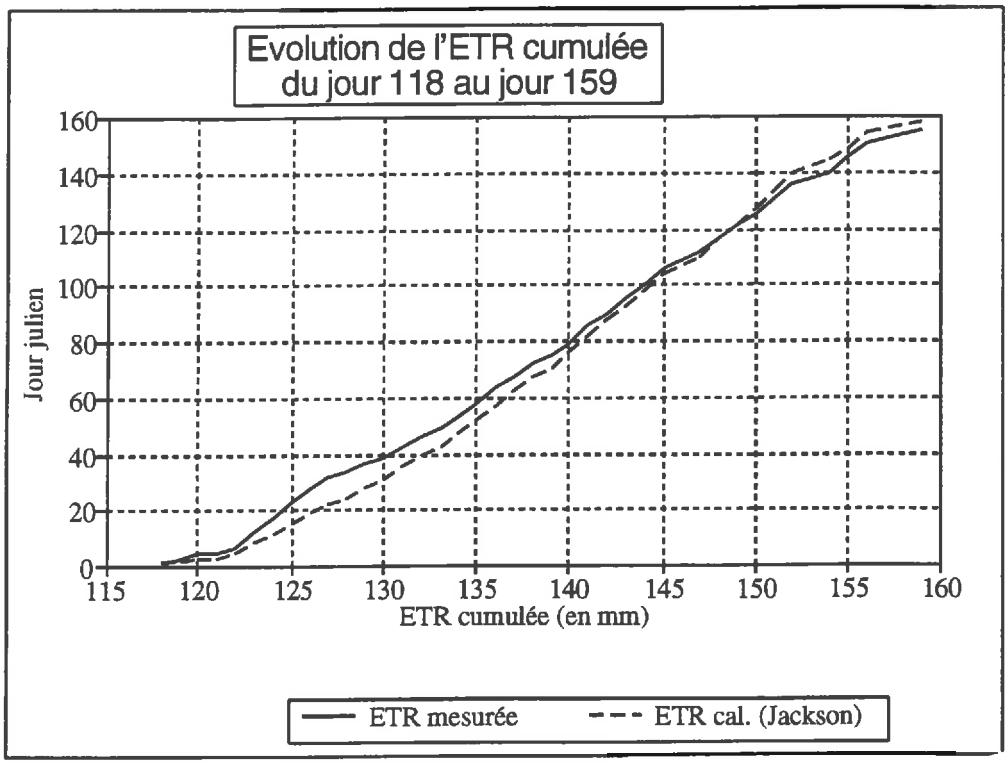


Figure III.31 : Evolution de l'ETR cumulée de la méthode de Bowen et de la relation de Jackson :

Montaison). Ainsi, la non prise en compte de l'évolution de la rugosité de surface au cours du temps peut expliquer le biais observé.

Conclusion : Les résultats obtenus ne permettent pas d'établir de relation entre l'évapotranspiration et (T_s - T_a) mais, semblent confirmer le bien fondé de la méthode simplifiée.

3.2. Utilisation combinée de deux mesures hyperfréquences au cours d'une journée:

Comme nous l'avons montré dans le chapitre III.2.2.1. l'estimation de l'ETR journalière à partir d'une mesure radiométrique micro-onde est peu précise si l'émissivité de surface est considérée comme constante sur la période étudiée : les variations de l'émissité sur la période de l'étude conduisent à une incertitude sur la température de surface de l'ordre de +/- 3 K. En utilisant la relation de Jackson, l'incertitude sur l'ETR journalière est alors de +/- 1.9 mm.

En revanche, la mesure de ΔT_s (différence entre deux mesures de température de surface au cours d'une journée), peut être approchée à +/- 1.2 K par des mesures radiométriques. Il semble donc intéressant de développer des méthodes basées sur la mesure de ΔT_s. Cependant, sur l'expérimentation, nous avons tenté en vain de développer une relation entre l'ETR et ΔT_s en exploitant l'écart de température jour / nuit (Cf. relation I.16). Cet déconvenue peut avoir deux origines :

- Comme nous l'avons fait remarquer dans le chapitre précédent (Cf. Chapitre III.3.1.), l'écart et l'amplitude de variation de $(T_s - T_a)_{14h}$ est relativement faible, en outre, le couvert végétal n'a subi qu'un léger stress hydrique en fin de période. Travaillant avec une amplitude de variation limitée, les incertitudes sur chacune des mesures ont par conséquent un poids important et peuvent expliquer l'impossibilité d'obtenir une relation.

- La nuit, l'intensité des flux énergétiques de surface étant uniquement dépendant des phénomènes convectifs, l'atmosphère a donc une influence importante sur l'évolution des températures de surface nocturnes, ce qui peut jouer sur l'amplitude de variation de la température entre le jour et la nuit.

Ainsi, il semblerait opportun de substituer la température nocturne à une température prise en cours de matinée (vers 10 heures, heure locale) pour laquelle on a une neutralité thermique : On observe en effet que les courbes de température de l'air et de la surface se recoupent à cette période (Cf. figure III.32). En outre, la figure III.33 indique que la neutralité thermique est observée vers 10 heures tout au long de l'étude. Considérer la température de surface égale à la température de l'air introduit alors une incertitude de +/- 0.8 K sur T_s (écart-type des différences entre T_{s10h} et T_{a10h} observés entre le jour 116 et le jour 166).

Tout en conservant l'objectif d'estimer $(T_s - T_a)_{14h}$, nous pouvons montrer que l'utilisation d'une double mesure radiométrique à 10 heures et à 14 heures conduit à un calcul d'erreur sur $(T_s - T_a)_{14h}$ plus favorable.

Méthode 1 : Réalisation d'une mesure radiométrique à 14 heures pour estimer la température de surface :

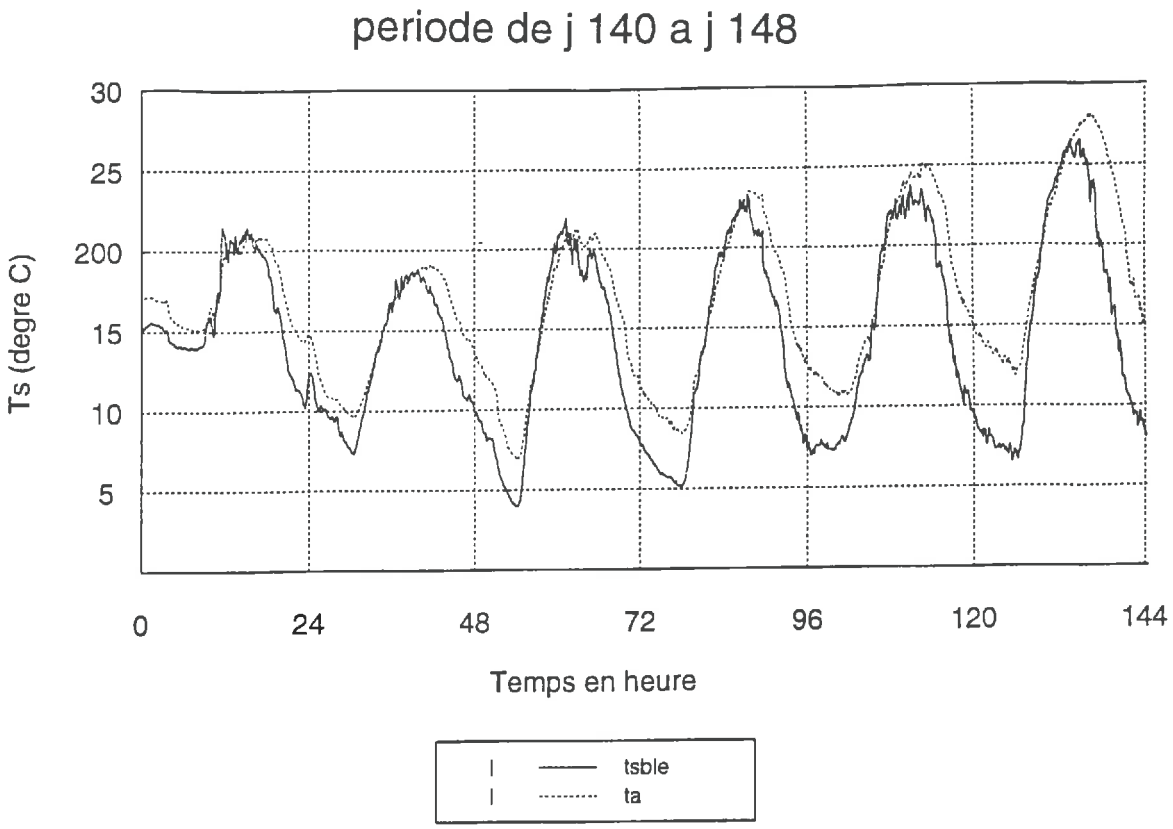


Figure III.32 : Evolution de la température de l'air et de la température de surface au cours de 6 journées :

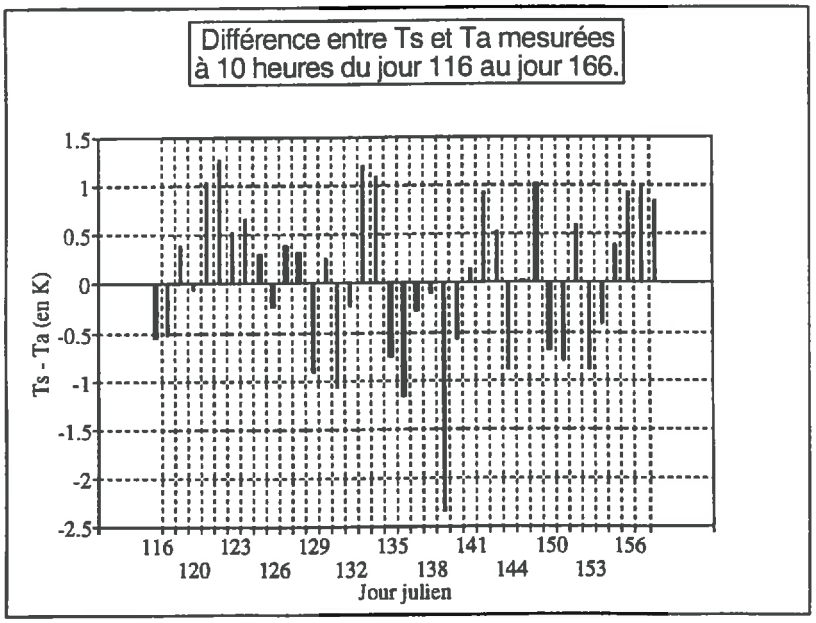


Figure III.33 : Ecart de température entre l'air et la surface à 10 heures du jour 116 au jour 166:

Nous avons vu dans le chapitre III.2.2.1. qu'en prenant une émissivité moyenne pour estimer la température de surface, l'incertitude sur T_s est alors de +/- 3 K.

$$\Delta(T_s - T_a)_{14h} = \Delta(T_{s14h}) + \Delta(T_{a14h}) \qquad \text{(III.4)}$$

Avec :

$\Delta(T_s - T_a)_{14h}$: Incertitude sur l'écart de température entre l'air et la surface (en K)
$\Delta(T_{s14h})$: Incertitude sur l'estimation de la température de surface (+/- 3 K)
ΔT_{a14h} : Incertitude sur l'estimation de la température de l'air (en K)

Méthode 2 : Réalisation de deux mesures radiométriques à 10 heures et à 14 heures pour estimer la température de surface à 14 heures :

En considérant T_{s10h} proche de T_{a10h}, on peut écrire $(T_s - T_a)_{14h}$ de la façon suivante:

$$(T_s - T_a)_{14h} = (T_{s14h} - T_{a14h}) - (T_{s10h} - T_{a10h}) + (T_{s10h} - T_{a10h}) \qquad \text{(III.5)}$$

$$= (T_{s14h} - T_{s10h}) - (T_{a14h} - T_{a10h}) + (T_{s10h} - T_{a10h}) \qquad \text{(III.6)}$$

Avec $+ (T_{s10h} - T_{a10h})$: Ecart de température entre T_{s10h} et T_{a10h} .(en K)

L'incertitude sur $(T_s - T_a)_{14h}$ s'écrit alors :

$$\Delta (T_s - T_a)_{14h} = \Delta(T_{s14h} - T_{s10h}) + \Delta(T_{a14h} - \Delta T_{a10h}) + \Delta(T_{s10h} - T_{a10h}) \qquad \text{(III.7)}$$

Avec : $\Delta(T_{s10h} - T_{a10h})$: écart type de $(T_{s10h} - T_{a10h})$ observé du jour 116 au jour 166. (en K)

L'erreur sur $(T_s\ T_a)_{14h}$ se décompose en 3 termes:

- l'incertitude sur $\Delta(T_{s14h} - T_{s10h})$: Dans le chapitre III.2.2.1, nous avons montré que l'utilisation de données micro-ondes pour approcher l'écart entre deux mesures de température de surface conduisait à une incertitude sur ΔT_s de +/- 1.2 K.
- l'incertitude sur $\Delta(T_{a14h} - T_{a10h})$
- $\Delta(T_{s10h} - T_{a10h})$.

Erreur engendrée :	Méthode 1	Méthode 2
Termes radiométriques	$\Delta(T_{s14h}) \approx$ +/- 3 K	$\Delta(T_{s14h} - T_{s10h}) \approx$ +/- 1.2 K
Termes climatiques	$\Delta(T_{a14h})$	$\Delta(T_{a14h} - T_{a10h})$

Tableau III.53. : Distinction des erreurs sur $\Delta(T_s - T_a)_{14h}$ d'ordre radiométrique et d'ordre climatique :

Conclusion :

- Pour une surface de blé, la méthode 2 améliore l'incertitude sur l'écart de température entre l'air et la surface sur le plan radiométrique (Cf. Tableau III.53). L'incertitude sur T_a quant à elle est essentiellement liée à la forte variabilité spatiale de ce paramètre sur de grandes superficies. Par conséquent, il n'est pas certain que l'incertitude sur $\Delta(T_{s14h} - T_{s10h})$ soient supérieure à l'incertitude sur une mesure de la température de l'air.

De plus, la méthode 2 pourrait être plus facilement généralisée à d'autres surfaces si les condition suivantes sont vérifiées :

+ Condition 1 : $T_s = T_a$ vers 10 heures.
+ Condition 2 : Emissivité constante à l'échelle de temps de la journée.

- Si la condition 1 est vérifiée et la température de l'air connue la réalisation d'une mesure radiométrique au moment de la neutralité thermique peut permettre d'approcher l'émissivité en l'absence de mesure de la température de surface. Si la condition 2 est vérifiée, cette démarche permet d'améliorer la précision dans l'estimation de la température de surface à partir d'une mesure micro-ondes.

Conclusion Générale :

Au cours de ce travail, nous avons estimé l'évapotranspiration journalière à partir du bilan hydrique et de 3 méthodes microclimatiques (la méthode de Bowen, la méthode des fluctuations et la méthode du bilan d'énergie). L'analyse comparée des résultats obtenus par chacune de ces méthodes a montré que :

- l'estimation directe de l'ETR par la méthode des fluctuations ne semblait pas adaptée aux conditions environnementales de la parcelle expérimentale. Des investigations plus poussées devraient permettre de déterminer l'origine des biais observés. (ETR surestimée la nuit et sous estimée en journée).
- le bilan hydrique est la méthode qui semble la mieux adaptée aux conditions environnementales de la parcelle.
- Les méthodes de Bowen et du bilan d'énergie donnent quant à eux des résultats satisfaisants lorsque le vent est faible en revanche, ils ont tendance à surestimer l'évapotranspiration réelle par vent fort.

Au cours de cette étude, on a pû également vérifier le bien-fondé des méthodes simplifiées d'estimation de l'évapotranspiration basées sur un écart instantané entre la température de l'air et celle de la surface.

L'étude de la sensibilité d'une mesure hyperfréquence aux variations de la température de surface à 10.65 GHz a conduit aux conclusions suivantes : L'émissivité d'un couvert de blé reste stable au cours d'une journée lorsque la rosée n'est plus présente (T_S peut alors être estimée à +/- 0.5 K près à partir d'une mesure hyperfréquence). Par contre, à l'échelle de temps de plusieurs jours (37 jours) les variations de l'émissivité sont plus conséquentes : En prenant une émissivité moyenne sur 37 jours, l'incertitude sur la température de surface estimée à partir d'une mesure radiométrique est de +/- 3 K sur le blé.

Pour lever la limite engendrée par des variations importantes de l'émissivité sur plusieurs jours, nous avons envisagé une méthode basée sur la différence entre de 2 températures de surface ΔT_S . En effet, la combinaison de deux mesures radiométriques au cours d'une journée permet de limiter les effets liés à l'évolution de l'émissivité inter-journalière: En considérant une émissivité moyenne au cours du temps, l'incertitude sur ΔT est en effet de +/- 1.2 K seulement.

Sur l'expérimentation une méthode basée sur l'amplitude diurne de la température appliquée à la détermination d'un degré de stress hydrique n'a pas donné de résultats probants. Néanmoins, le végétal ayant relativement peu stressé au cours de la période, on ne peut conclure sur la validité de la méthode.

En revanche, nous suggérons la réalisation d'une double mesure radiométrique à 10 heures (lors de la période de neutralité thermique) et à 14 heures qui permet :

-d'approcher l'émissivité et ainsi de réduire considérablement l'incertitude sur la mesure de T_S.
- de réduire de manière significative l'incertitude sur l'estimation de la température de surface pour un couvert présentant une émissivité très variable au cours du temps.

BIBLIOGRAPHIE

BAY D., 1990 : "Comparaison de différentes méthodes d'estimation de l'évapotranspiration réelle d'une culture de soja". Mémoire de fin d'étude E.S.I.T.P.A. Val de Reuil, 60 p.

BAILLE A. et CHIAPALE J.P, 1977 : "La mesure directe des flux par la méthode des fluctuations". Rapp fin contrat DGRST.

BERGE H. T. et STROOSNIJDER L., 1987 : "Sensitivity of surface variables to changes in physical soil properties : imitations to thermal remote sensing of bare soil". IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. GE.25, n°6, p 702 - 708.

BERTUZZI P., BRUCKLER L., GABILLY Y. et GAUDU J.C., 1987 : "Calibration field-testing and error analysis of gamma-ray probe for in situ measurement of dry bulk density". Soil Science, vol. 144, n°6, p 425 - 435.

BERTUZZI P., 1989 : "Comparaison de trois méthodes d'estimation du flux de chaleur sensible au dessus d'un couvert végétal de soja". Mémoire de fin d'étude E.N.S.A Rennes, 48 p.

BONN F. et ROCHON G., 1992 : "Précis de télédétection - Volume 1 : Principes et méthodes". U.R.E.F. - Presse de l'université du Québec / AUPELF, Québec, Canada, p 3 - 147.

BONN F., 1993 : "Thermal infrared remote sensing of soil : evolution, trends et perspectives". Proceedings of ESA/NASA International Workshop on Passive Microwave Remote Sensing Research related to land atmosphere interactions, Saint Lary, 18 - 22 janvier 1993.

BRUNET Y., 1990 : "Modèle d'étude des bilans énergétiques et hydriques à partir des mesures spatiales dans l'infrarouge thermique". Télédétection Spatiale : Aspects physiques et Modélisation, CNES, Cepadues éditions, Toulouse, p 905 - 948.

BRUNFELDT D.R. et ULABY F.T, 1984 : "Measured microwave emission and scattering in vegetation canopies". IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. GE.22, n°6, p 520 - 524.

CARLSON N. C. et BUFFUM M.J., 1989 : "On estimating total daily evapotranspiration from remote surface temperature measurements". Remote Sens. Environ., n°29 p 197 - 207.

CHANZY A., BRUCKLER L. et BERTUZZI P., 1990 : "Modelling evaporation on bare soil using microwave data. Comparison between a mechanistic and a simplified model". International symposium. Remote sensing and water resources, 20 -24 Aout 1990, ENSCHEDE, Pays- Bas, Ed. Acken GmbH - West Germany, p 261-275.

CHANZY A., 1991 : "Modélisation simplifiée de l'évapotranspiration d'un solnu utilisant l'humidité et la température de surface accessible par télédétection". Thèse de doctorat, Institut National Agronomique Paris-Grignon, 221 p.

CHANZY A., WIGNERON J. P. et SCHMUGGE T. J., 1992 : "Multifrequency passive microwave measurements with PORTOS : Experimental design and first results". Proceeding of Specialists Meeting on Microwave Radiometry and Remote Sensing Applications, Jan. 14-16 1992, Ed. R. Westwater, Boulder, 5 p.

CHOUDHURY B. J., SCHMUGGE T. J., NEWTON R. W. et CHANG A., 1979 : "Effect of surface roughness on the microwave emission from soil". J. Geophys. Res., n° 84, p 5699-5706.

CHOUDHURY B. J., SCHMUGGE T.J et MO T., 1982 : "A parameterization of effective soil temperature for microwave emission". J. Geophys. Res., n°87, p 1301 - 1304.

DUCROS Y., 1993 : "Etude du dispositif automatique pour l'estimation de l'évapotranspiration réelle par la méthode du rapport de Bowen". Rapport I.U.T. Mesures Physique de Marseille, 12 p.

ENGLAND A. W., 1990 : "Radiobrightness of diurnally heated, freezing soil". IEEE Transactions On Geoscience and Remote Sensing, vol. 28, n°4, p 464 - 476.

EZRA E., BONN F. et ESTES J. E., 1982 : "The feasibility of thermal inertie mapping for detection of perched watertables in semi arid irrigated land". Proceedings, Remote Sensing of Arid and Semi Arid Lands, ERIM, Ann. Arbor., Michigan, p 697 - 707.

ITIER B. et RIOU C., 1982 : "Une nouvelle méthode de détermination de l'évapotranspiration réelle par thermographie infrarouge". J. Rech. Atmos., vol. 16, n°2, p 113 - 125.

JACKSON R.D, REGINATO R.J. et IDSO S.B., 1977 : "Wheat canopy temperature : a practical toll for evaluating water requirements". Water Resources Research, vol 13, n° 3, p 651 - 656.

JACKSON T. J. et SCHMUGGE T. J. , 1988 : "Passive microwave remote sensing of soil moisture". Advances in hydroscience, vol 14, p 123 - 159.

JACKSON T. J. et SCHMUGGE T. J., 1989 : "Passive microwave remote sensing system for soil moisture : Some supporting research". IEEE Transactions On Geoscience and Remote Sensing, vol. 27, n°2, p 225 - 235.

JACKSON T.J. et SCHMUGGE T.J., 1991 : "Vegetation effects on the microwave emission of soils". Remote Sens. Environ., n°36, p 203 - 212.

KAHLE A. B., 1977 : "A simplr thermal model of the earth's surface for geologic mapping by remote sensing". Journal of geophysical research, vol. 82, n°11, p 1673 - 1680.

KUSTAS W.P., MORAN M.S, JACKSON R.D., GAY L.W., DUELL L.F.W., KUNTEL K.E, MATTHIAS A.D., 1990 : "Instantaneous and daily values of the surface energy balance over agricultural fields using remote sensing and reference field in an arid environment". Remote Sens. Environ. n°32, p.125 - 141.

LAGOUARDE J. P., 1990 : "Suivi des bilans énergétiques et hydriques à partir des mesures spatiales dans l'infrarouge thermique". Télédétection Spatiale : Aspects physiques et Modélisation, CNES, Cepadues édition, Toulouse, p 949 - 966.

LAGOUARDE J.P., 1991 : "Use of NOAA AVHRR data combined with an agrometeorological model for evaporation mapping". International Journal of Remote Sensing, vol. 12, n°9, p 1853 - 1864.

MALEK E. et BINGHAM G. E., 1993 : "Comparison of the Bowen ratio-energy balance and the water balance methods for measurement of evapotranspiration". Journal of Hydrology, n°146, p 209 - 220.

MO T., CHOUDHURY B. J., SCHMUGGE T. J., WANG J. R. et JACKSON T.J., 1982 : "A model for microwave emission from vegetation-covered fields". Journal of Geophysical Research, vol. 87, n°C13, p 229 - 237.

NEWTON R.W. et BLACK Q.R., 1982 : "Soil moisture information and thermal microwave emission". IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. GE.20, n°3, p 275 - 281.

NJOKU E. G., 1993 : "Surface temperature estimation over land using satellite microwave radiometry". Remote Sensing Reviews, vol 7.

PAMPALONI P., PALOSCIA S. et ZIPOLI G., 1983 : "Microwave emission of soil and vegetation at X et Ka bands". IEEE - International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS '83), San Francisco, Californie, p 21 - 24.

PAMPALONI P. et PALOSCIA S., 1985 : "Experimental relationships between microwave emission and vegetation features". International Journal of Remote Sensing, vol. 6, n°2, p 315 - 323.

PAMPALONI P. et PALOSCIA S., 1986 : "Microwave emission and plant water content : a comparison between field measurements and theory". IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. GE.24, n°6, p 900 - 905.

PERRIER A., 1990, : "Rôle des phénomènes de surface dans l'analyse des bilans énergétiques et problèmes posés par leur détermination". Télédétection Spatiale : Aspects physiques et Modélisation, CNES, Cepadues éditions, Toulouse, p 823 - 844.

PRICE J.C., 1980 : "The potential of remotely sensed thermal infrared data to infer surface soil moisture and evaporation". Water Resources Research, vol. 16, n°4, p 787 - 795.

RIOU C., ITIER B. .et SEGUIN B., 1988 : "The influence of surface roughness on the simplified relationship between daily evaporation and surface temperature". International Journal of Remote Sensing, vol. 9, n°9, p 1529 - 1533.

SCHMUGGE T. J., JACKSON et McKIM H. L., 1980 : "Survey of methods for soil moisture determination. Water Resources. Res. n°16, p 961 - 970.

T. J.SCHMUGGE T.J, JACKSON T.J., KUSTAS W.P. et WANG J.R., 1992 : "Passive microwave remote sensing of soil moisture : results from HAPEX, FIFE and MONSOON 90". ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 47, p 127 - 143.

SEGUIN B., BAELZ S., MONGET J. M. et PETIT V., 1982 : "Utilisation de la thermographie IR pour l'estimation de l'évaporation régionale. I. Mise au point méthodologique sur le site de la Crau". Agronomie, vol. 2, n°1, p 7 - 16.

SEGUIN B., BAELZ S., MONGET J. M. et PETIT V., 1982 : "Utilisation de la thermographie IR pour l'estimation de l'évaporation régionale. I. Résultats obtenus à partir des données de satellite". Agronomie, vol. 2, n°2, p 113 - 118.

SEGUIN B., 1983 : "Estimation de l'évapotranspiration à partir de l'infrarouge thermique". IIeme Colloque International Signatures spectrales d'objets en télédétection. Bordeaux, 12 - 16 Sept.1983, Ed. INRA Publ., Les colloques de l'INRA, n°23, p 428 - 445.

SEGUIN B., ASSAD E., FRETEAUD J.P, IMBERNON J., KERR Y.H. et LAGOUARDE J.P., 1989 : "Use of Meteorological satellites for water balance monitoring in Sahelian regions". International Journal of Remote Sensing, vol. 10, n°6, p 1100 - 1117.

SEGUIN B., SAVANE M. et GUILLOT B., 1990 : "Estimation of large area evaporation from thermal infrared meteorological satellite data : a case study with METEOSAT and NOAA for France". International Symposium Remote Sensing and Water Resources, 20 -24 Aout 1990, ENSCHEDE, Pays- Bas, Ed. Acken GmbH - West Germany, p 215-228.

SOLTNER D., 1985 : "Les bases de la production végétale - Tome 1 : Le sol". Collection Sciences et Techniques Agricoles, p 235-248.

THUNNISSEN H. A. M. et NIEUWENHUIS G. J. A., 1990 : "A simplified method to estimate regional 24-h evapotranspiration from thermal infrared data". Remote Sens. Environ., n°31, p 211 - 225.

ULABY F. T., MOORE R. K. et FUNG A. K., 1981 : "Microwave remote sensing active and passive : Vol. I. Fundamentals and radiometry". Ed. Addison-Wesley Publishing Company, p 1 - 23.

ULABY F. T., MOORE R. K. et FUNG A. K., 1986 : "Microwave remote sensing active and passive : Vol. III. From theory to applications". Ed. Artech House, Dedham, MA, 1986, p 1522 - 1596.

VACHAUD G., DANCETTE C., SONKO S. et THONY J. L., 1978 : "Méthode de caractérisation hydrodynamique d'un sol saturé. Application à deux types de sol du Sénégal en vue de la détermination des termes du bilan hydrique". Annales Agronomiques, vol. 29, n°1, p 1 - 36.

VAUCLIN M., HAVERKAMP R. et VACHAUD G., 1984 : "Error analysis in estimating soil water content from neutron probe measurements: Spatial standpoint". Soil Science, vol. 137, n°3, p 141 - 148.

VIDAL A. et PERRIER A., 1989 : "Technical note : Analysis of simplified relation for estimating daily evapotranspiration from satellite thermal IR data". International Journal of Remote Sensing, vol. 10, n°8, p 1327 - 1337.

VIDAL A. et PERRIER A., 1990 : "Irrigation monitoring by following the water balance from NOAA-AVHRR thermal infrared data". IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 28, n°5, p 949 - 954.

WANG J. R., NEWTON? R. W. et ROUSE J. W., 1980 : "Passive microwave remote sensing of soil moisture : the effects of tilled row structure. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 18(GE), p 296 - 302.

WANG J.R., SHIUE J.C. et SHIN R.T., 1984 : "Thermal microwave emission from vegetated fields : a comparison between theory and experiment". IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. GE.22, n°2, p 143 - 149.

WIGNERON J.P., 1993 : "Modélisation de l'émission micro-onde d'un couvert végétal - Mise en relation de la mesure hyperfréquence passive avec les échanges énergétiques et hydriques d'une culture de soja". Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier de Toulouse, 103 p.

WILHEIT T. T., 1978 : "Radiative transfer in aplane stratified dielectric". IEEE Trans. Geosci. Electron, n°16(GE), p 138 - 143.

ANNEXE 1 :

Calcul d'erreur sur ΔT :

soit - ε_{min} : l'émissivité minimale que l'on observe sur une période considérée : (cycle végétatif d'une culture par exemple)
- ε_{max} : l'émissivité maximale que l'on observe sur la même période.

Une température de surface Ts_1 estimée à partir d'une mesure radiométrique TB_1 se situe alors entre Ts_{1max} et Ts_{1min} avec:

$$Ts_{1min} = TB1 / \varepsilon_{max} \quad \text{(III.32)}$$
$$Ts_{1max} = TB1 / \varepsilon_{min} \quad \text{(III.33)}$$

On peut alors définir l'incertitude sur la détermination de T_{s1} (ΔT_{s1})de la façon suivante :

$$\Delta T_{s1} = T_{s1max} - T_{s1min} = +/- \frac{1}{(\varepsilon_{min} - \varepsilon_{max})} T_{B1} \quad \text{(III.34)}$$

De la même manière, Une température de surface Ts_2 estimée à partir d'une mesure radiométrique TB_2 est comprise entre Ts_{2max} et Ts_{2min} :

$$\Delta T_{s2} = T_{s2max} - T_{s2min} = +/- \frac{1}{(\varepsilon_{min} - \varepsilon_{max})} T_{B2} \quad \text{(III.35)}$$

Soit $(T_{s2} - T_{s1})_{min}$, la différence entre T_{s2min} et T_{s1min}.
$(T_{s2} - T_{s1})_{max}$ la différence entre T_{s2max} et T_{s1max}.

Ces différences sont définies dans les relations suivantes :

$$(T_{s2} - T_{s1})_{min} = Ts_{2min} - Ts_{1min} = T_{B2} / \varepsilon_{max} - T_{B1} / \varepsilon_{max} \quad \text{(III.36)}$$

$$(T_{s2} - T_{s1})_{max} = Ts_{2max} - Ts_{1max} = T_{B2} / \varepsilon_{min} - T_{B1} / \varepsilon_{min} \quad \text{(III.37)}$$

L'incertitude $INC_{(Ts2 - Ts1)}$ sur la différence des deux mesures Ts_2 et Ts_1 peut alors être définie par la relation suivante :

$$INC_{Ts1 - Ts2} = +/- \frac{\varepsilon_{max} - \varepsilon_{min}}{\varepsilon_{max} . \varepsilon_{min}} . (T_{B2} - T_{B1}) \quad \text{(III.38)}$$

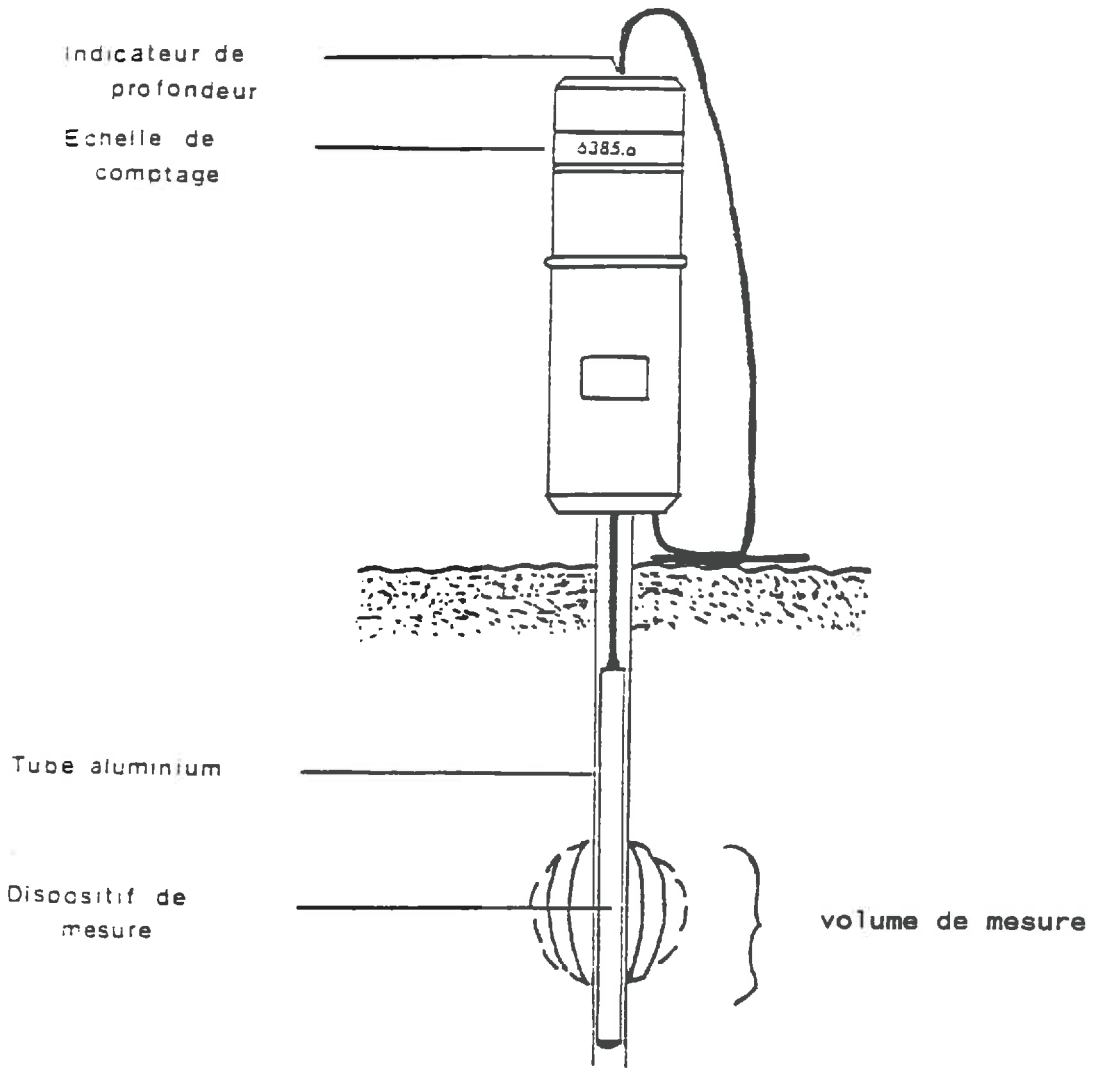
ANNEXE 2 :

Compostion granulométrique du sol en fonction de la profondeur :

Profondeur (en cm)	Argile (en %)	Limon fin (en %)	Limon grossier (en %)	Sable fin (en %)	Sable grossier (en %)
0 - 20	24.7	45.5	17.2	10.8	1.8
20 - 40	24.3	46.1	17.4	10.6	1.6
40 - 60	25.5	43.4	17.7	11.7	1.7
60 - 80	28.9	34.5	15.3	17.7	3.6
80 - 100	36.8	30.7	9.7	18.6	4.2
100 - 120	30.5	21.2	8.3	29.3	10.7
120 - 140	33.8	23.0	7.2	18.3	8.7

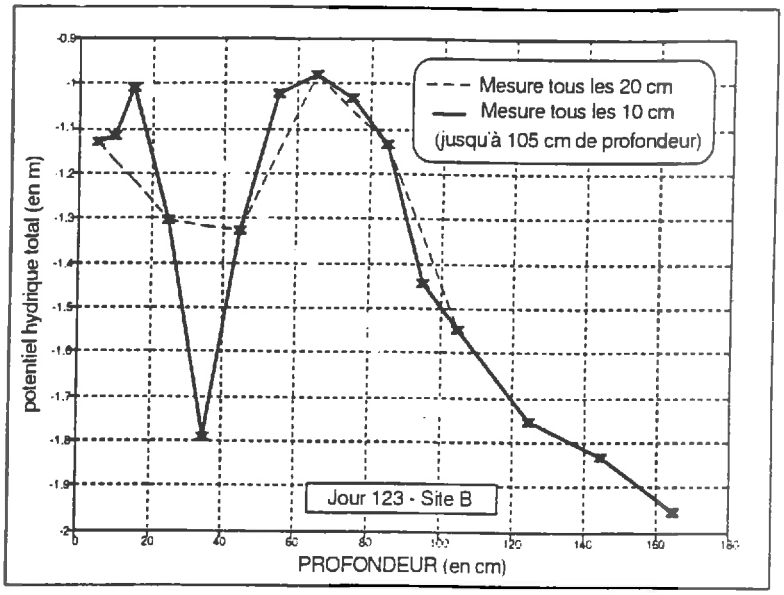
ANNEXE 3 :

Schéma d'une sonde à neutrons :



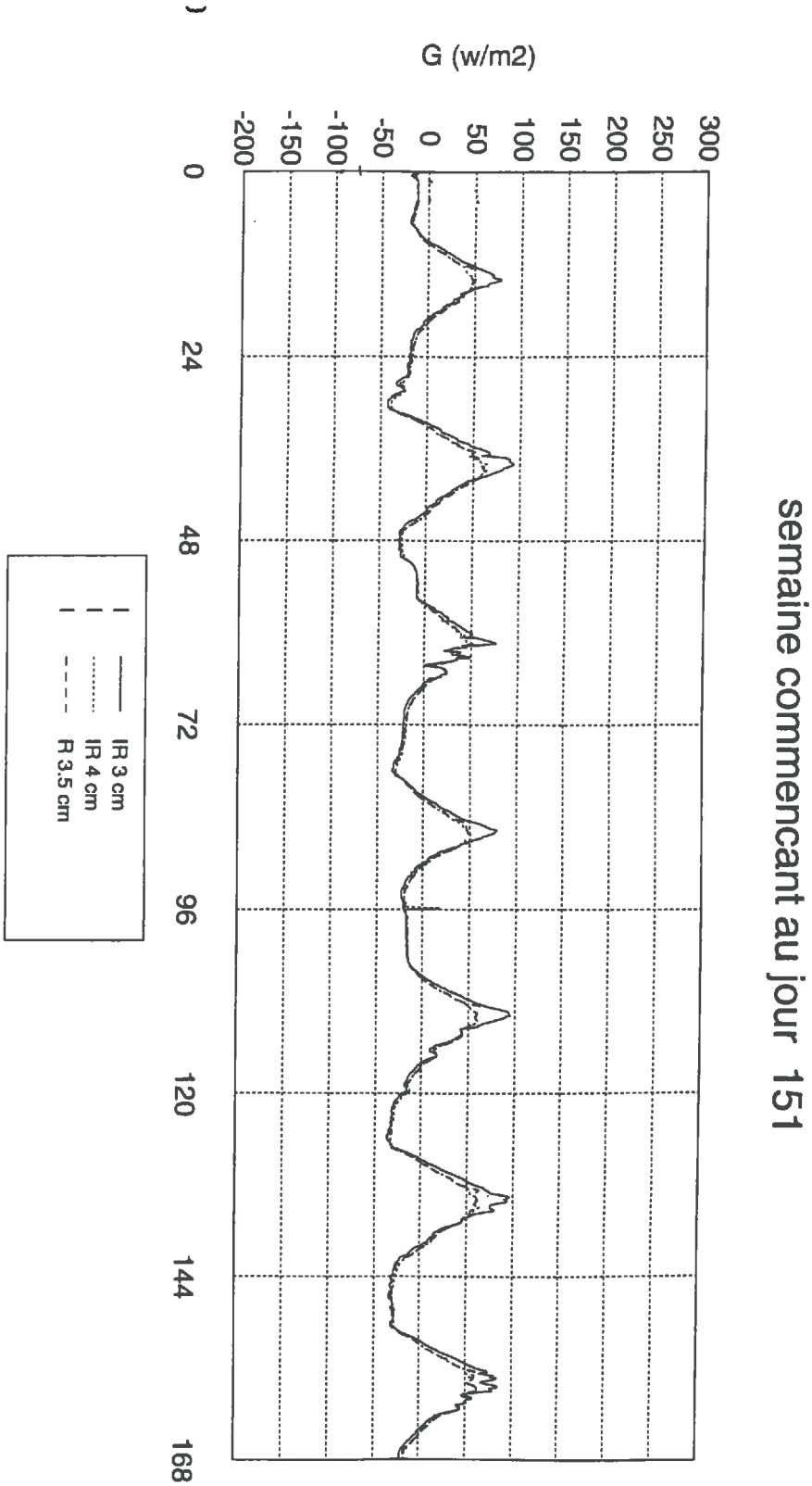
ANNEXE 4 :

Profils de potentiel hydrique total obtenus en réalisant des mesures tensiométriques tous les 10 ou tous les 20 cm :



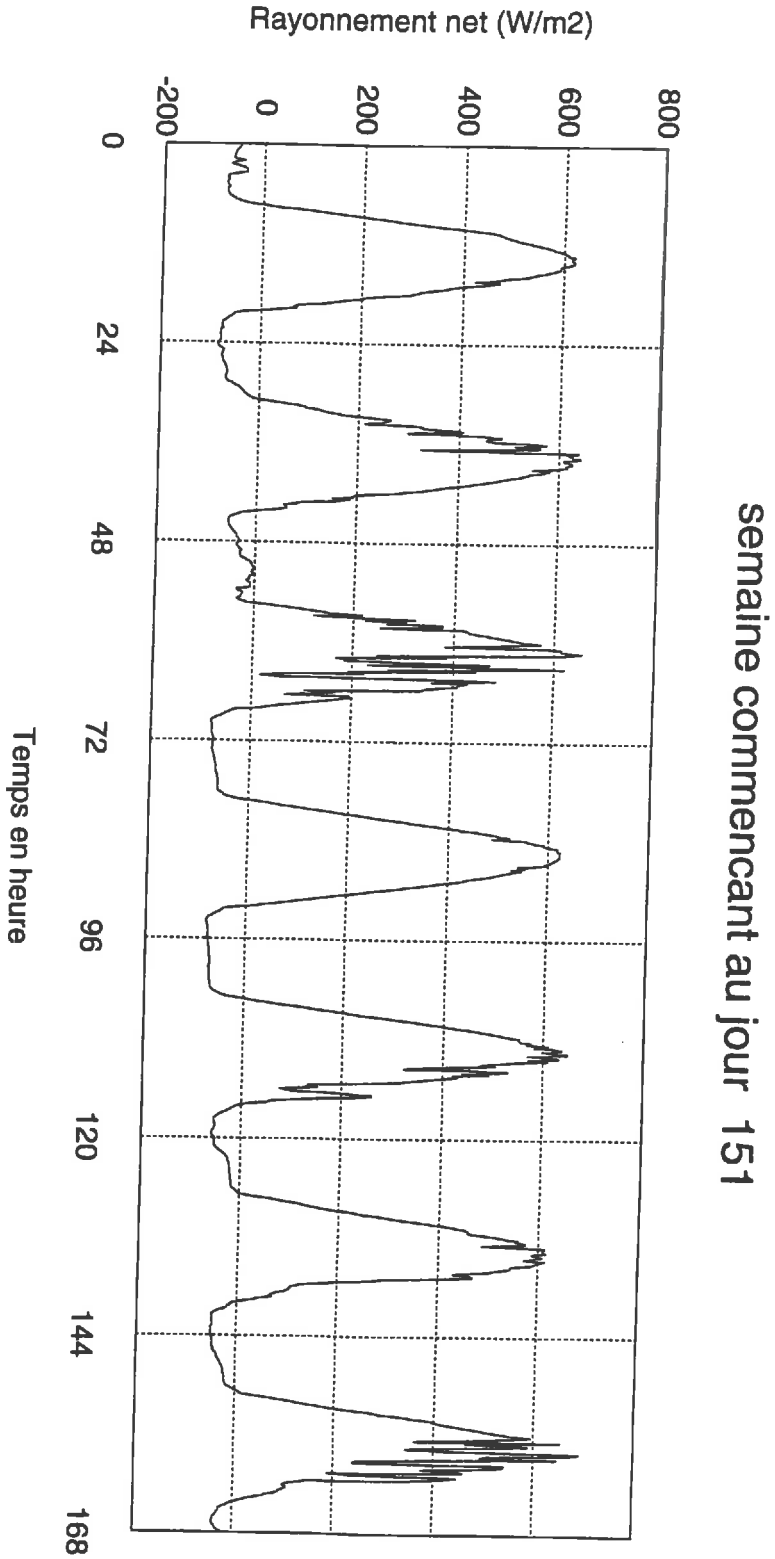
ANNEXE 5 :

Evolution du flux de chaleur G au cours de 7 journées (flux corrigé et non corrigé)



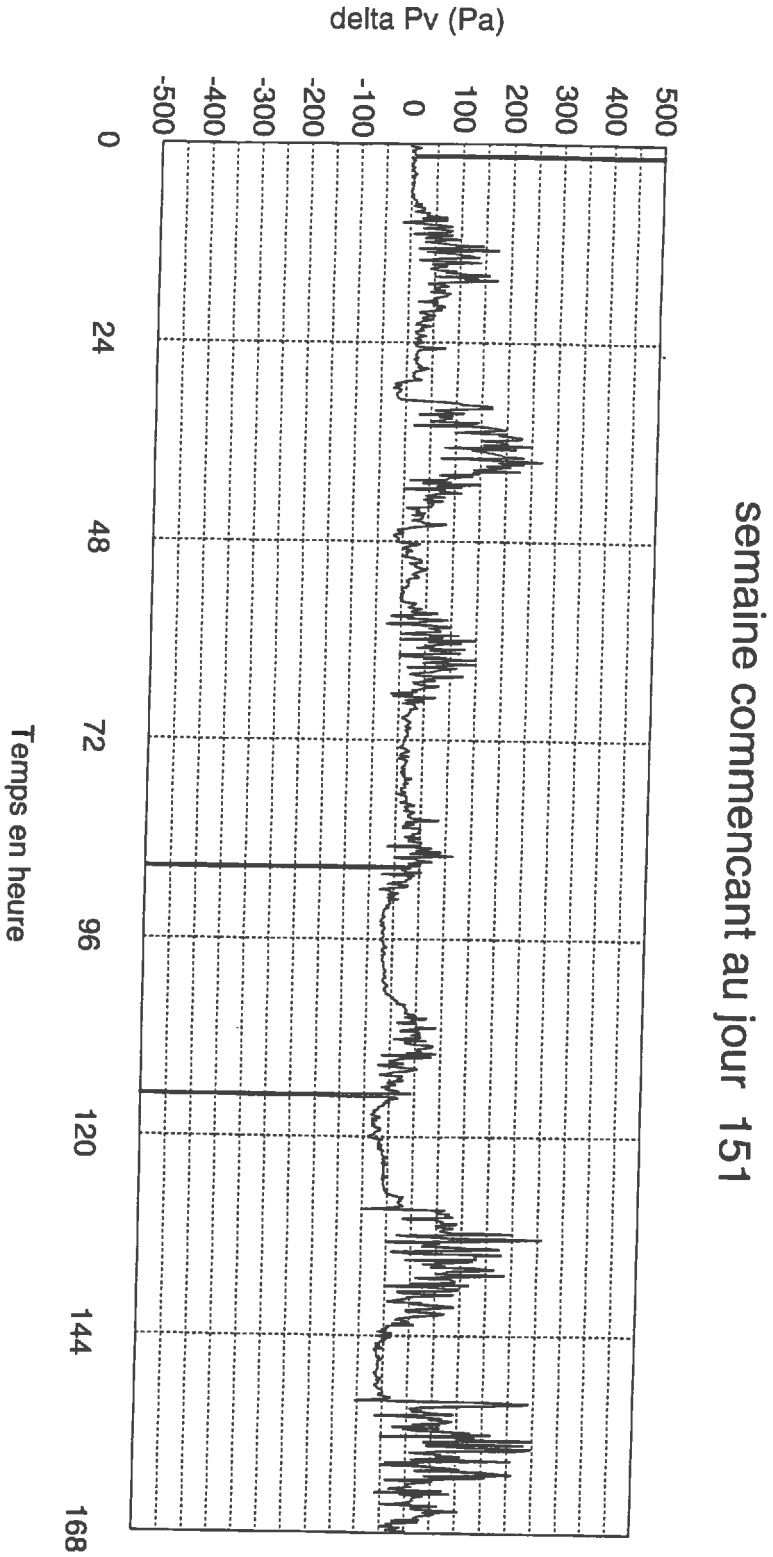
ANNEXE 6 :

Evolution du rayonnement net au cours de 7 journées :



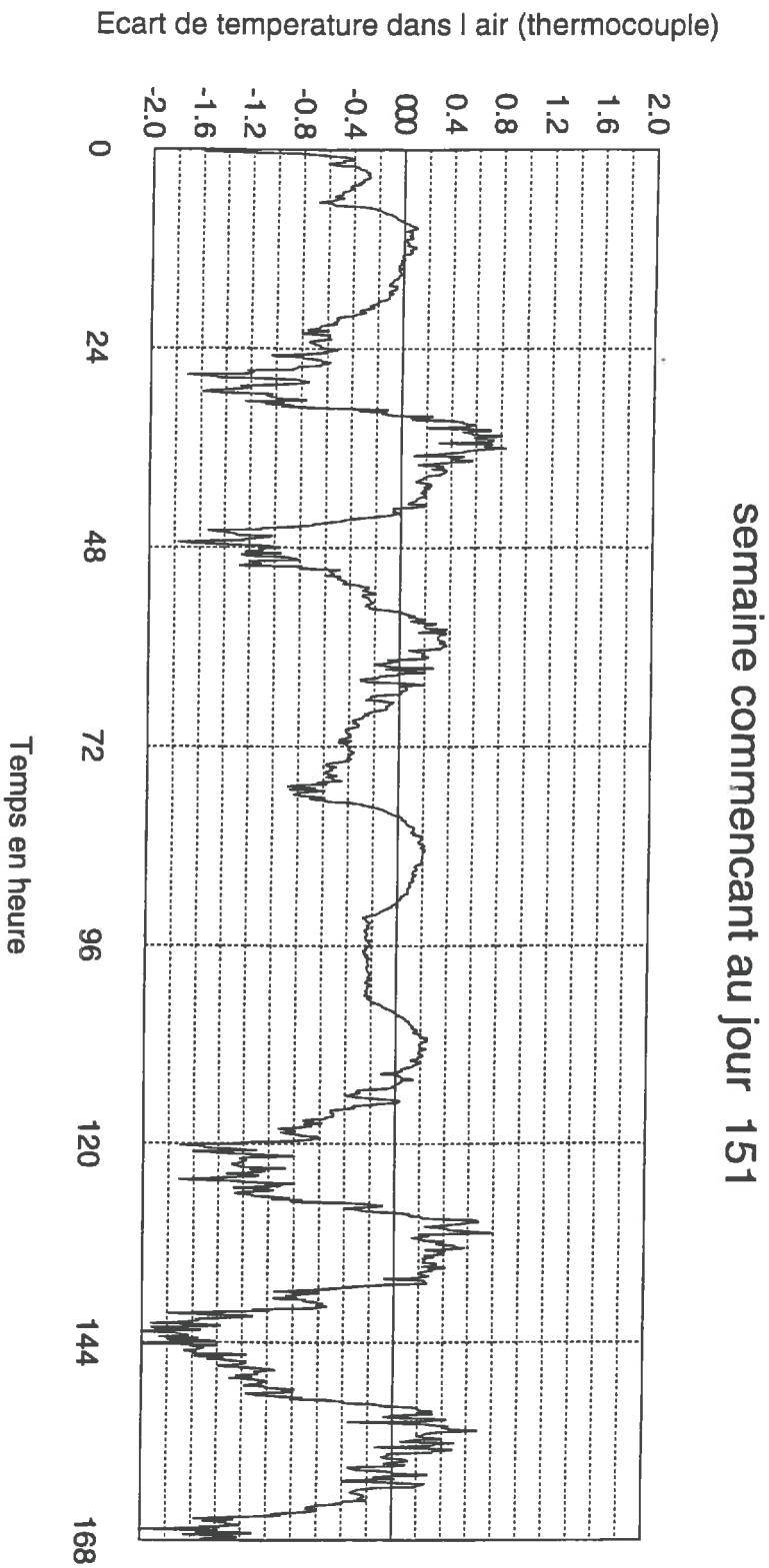
ANNEXE 7 :

Evolution de la différence de pression en vapeur d'eau à deux niveaux au dessus du sol au cours de 7 journées :



ANNEXE 8 :

Evolution de la différence de température à deux niveaux au dessus du sol au cours de 7 journées :



Impression réalisée au Service de Reprographie du Centre de Recherches d'Avignon.