

ACADEMIE DE MONTPELLIER

UNIVERSITE MONTPELLIER II
— SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC —

T H E S E

présentée à l'UNIVERSITÉ MONTPELLIER II - SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC
pour obtenir le DIPLOME DE DOCTORAT

SPÉCIALITÉ : MÉCANIQUE, GÉNIE MÉCANIQUE, GÉNIE CIVIL

Formation Doctorale : Hydrologie, Science de l'eau

SIMULATION DES ECHANGES D'ENERGIE ET DE MASSE
D'UN COUVERT VEGETAL, DANS LE BUT DE RELIER
LA TRANSPIRATION ET LA PHOTOSYNTHESE
AUX MESURES DE REFLECTANCE ET
DE TEMPERATURE DE SURFACE

par

Albert OLIOSO

Bibliothèque
I.N.R.A. - C.S.E.
Unité Climat Sol et Environnement
Bâtiment Climat
Site Agroparc
F. 84914 AVIGNON CEDEX 9
FRANCE

Soutenu le 29 Juin devant le Jury composé de :

MM. PERRIER	Alain,	Professeur, INA, Paris-Grignon	Président
RAMBAL	Serge,	Ingénieur de Recherche, CNRS, Montpellier	Examinateur
BOCQUILLON	Claude,	Professeur, USTL, Montpellier	Examinateur
SEGUIN	Bernard,	Directeur de Recherche, INRA, Avignon	Examinateur
VIDAL	Alain,	Ingénieur, CEMAGREF, Montpellier	Examinateur

Rapporteurs :

MM. RAMBAL	Serge,	Ingénieur de Recherche, CNRS, Montpellier
CARLSON	Toby,	Professeur, PennState University, Etats-Unis

AVANT-PROPOS

Ce travail a été réalisé au laboratoire de télédétection de l'ENGREF à Montpellier et à la station de Bioclimatologie de l'INRA d'Avignon. J'en remercie sincèrement tous les membres, et en particulier Roselyne FERRASSE, Odile LUSA et Joëlle CASTEAU, les joyeuses secrétaires, Claude RIAS et Maguy REDER, qui ont accompagné mes recherches bibliographiques, Jacqueline SAUMADE, pour ses jolis dessins, Maurice COGNET, Jean-François HANOCQ et Gilbert SAPPE pour leur expérience expérimentale.

Je remercie tout particulièrement Bernard SEGUIN, qui en quelque sorte a initié ce travail, et surtout l'a suivi, pour ne pas dire poussé, jusqu'à son terme, aussi bien au labo que sur les pentes du Ventoux ou sur les terrains de rugby. Mes remerciements vont aussi à Claude BOCQUILLON, Alain PERRIER et Alain VIDAL, qui ont accepté de juger cette thèse. Un grand bravo à Serge RAMBAL et Toby CARLSON qui ont su résister au manuscrit.

Je remercie également Nadine BRISSON pour sa disponibilité, ses conseils, sa voiture, ses gateaux, son ordinateur, ses remarques et pour m'avoir supporté tout ce temps. Merci à André CHANZY qui a toujours été à mon écoute et dont les idées ont souvent aidé mon travail. Merci aussi à Patrick BERTUZZI, Laurent BRUCKLER, Pierre CELLIER, Yves BRUNET, Eric VANDERSCHMITT, Jean-Pierre WIGNERON, Stéphane JACQUEMOUD et Frédéric BARET, qui m'ont tous accordé un peu de leur temps et avec qui il m'a toujours été agréable de discuter ou de travailler.

Grosses bises à, par ordre d'apparition, Didier, Jean-Michel, Marielle, Brice, Laura, Pierre I et II, Nathalie, Uruya, Moustapha, Silvio, Marc, Xing-Fa, Yan, Delphine, Syam Sul, Nadia, Loïc, Belkacem, Rhiad, Panos, Edgardo, Denis, Anne, Marie-Laure, Jamil, et tous les autres qui ont bruyamment égayé les labos et les champs.

Enfin, je ne dénoncerai pas Agnès BEGUE et Pascal KOSUTH, de m'avoir fait veiller bien tard sur de nombreuses occasions.

Titre :

Simulation des échanges d'énergie et de masse d'un couvert végétal, dans le but de relier la transpiration et la photosynthèse aux mesures de réflectance et de température de surface.

Résumé

La télédétection est susceptible d'apporter des informations très utiles au suivi spatio-temporel du fonctionnement des couverts végétaux. Dans ce travail, un modèle a été développé pour permettre l'analyse de l'utilisation combinée des données de réflectances spectrales et de températures de brillance dans l'infrarouge, pour accéder aux mécanismes hydriques et photosynthétiques du couvert. Ce modèle est basé sur la description des transferts turbulents, radiatifs et hydriques, entre le sol, les plantes et l'atmosphère, et sur la description du fonctionnement physiologique des plantes. Il permet de simuler la transpiration et la photosynthèse du couvert, ainsi que les réflectances spectrales et la température de brillance. Un important travail expérimental sur une culture de soja, a permis d'acquérir des jeux de données servant à la paramétrisation et à la validation du modèle. Ce travail expérimental a également donné lieu à l'analyse et à la mise en place de nouvelles méthodes de mesures des flux de chaleur sensible et latente du couvert, à l'étude des fonctionnements photosynthétique et stomatique des feuilles, ainsi qu'à l'analyse de la méthode de mesure de la réflectance du couvert. Les tests du fonctionnement du modèle par rapport aux données expérimentales ont mis en évidence son bon fonctionnement. Par la suite, le modèle pourra être utilisé pour établir et analyser des relations entre les mesures de télédétection et la photosynthèse ou la transpiration. L'analyse de ses capacités d'inversion devra également être effectuée, de façon à étudier les possibilités d'accéder au fonctionnement du couvert à partir des mesures de réflectances et de températures de brillance.

Title :

Simulation of vegetal canopy energy and mass exchanges, in order to relate transpiration and photosynthesis to reflectance and surface temperature measurements.

Summary :

Remote sensing can give very usefull informations to monitor vegetal canopy functioning. In this study, one model is developped to analyze the use of spectral reflectances and thermal brightness temperature to assess canopy transpiration and photosynthesis. This model is based on descriptions of turbulent, radiative and hydric transfers, between soil, plants and atmosphere, and on descriptions of physiological functioning of plants. It can simulate transpiration, photosynthesis, as well as spectral reflectances and brightness temperature. Experimental work on a soybean canopy was done to collect data which can be used to parameterize and to validate the model. This experimental work permitted the analyse of new methods to measure turbulent fluxes, the study of leaf photosynthesis and stomatal conductance, and the analyse of reflectance measurement method. The model validation has shown good fits with experimental data. This model could be used to establish and to analyse relationships between remote sensing measurements and photosynthesis or transpiration. Analyse of its inversion capabilities must be done to study the possibility to assess canopy functioning from reflectances and surface temperature measurements.

Table des matières

Introduction	17
I PROBLEMATIQUE DE L'ETUDE : ELEMENTS BIBLIOGRAPHIQUES	21
1 Les échanges d'énergie et de masse ; le bilan d'énergie	25
1.1 Définitions et système étudié	25
1.2 Echanges radiatifs	26
1.2.1 Echanges radiatifs	26
1.2.2 Bilan radiatif	26
1.3 Echanges conductifs	27
1.4 Echanges convectifs	27
1.5 Echanges de masse et échanges d'énergie	29
1.6 Bilan d'énergie	29
1.7 En conclusion	34
2 Photosynthèse et régulation stomatique	35
2.1 La photosynthèse	35
2.2 Facteurs non-stomatiques agissant sur la photosynthèse	37
2.3 La conductance stomatique	39
2.3.1 Régulation hydrique	41
2.3.2 Régulation liée au CO_2	41
2.4 Productivité et évapotranspiration	42
2.5 En conclusion	43
3 Télédétection	45
3.1 Mesure de télédétection	45
3.1.1 Mesure dans l'infrarouge thermique (IRT)	45
3.1.2 Mesure dans le domaine solaire	47
3.2 Télédétection et bilan d'énergie	49
3.3 Télédétection et productivité	53
3.4 Complémentarité réflectances-IRT	53
3.5 En conclusion	55
4 Présentation du travail	57
II MODELISATION	61
5 Modélisation des échanges : présentation générale	63
5.1 Introduction	63
5.2 Présentation générale du modèle	65
5.2.1 Bilan d'énergie	65
5.2.2 Flux turbulents	67
5.2.3 Flux radiatifs	67
5.2.4 Transferts hydriques	69

5.2.5	Photosynthèse du couvert	69
5.3	Schéma général du modèle	71
6	Echanges radiatifs	73
6.1	Introduction	73
6.2	Modélisation des échanges radiatifs	73
6.3	Le modèle SAIL	73
6.4	Simulation de la réflectance directionnelle	75
6.5	Simulation de l'albédo et de l'absorption du rayonnement solaire	77
6.5.1	Procédure de calcul	77
6.5.2	Paramètres nécessaires au calcul	79
6.5.3	Exemples de simulation. Sensibilité	79
6.6	Cas des transferts dans l'infrarouge thermique	81
6.6.1	Procédure de calcul	81
6.6.2	Paramètres nécessaires au calcul	81
6.6.3	Exemples de simulation. Sensibilité	81
7	Echanges turbulents de masse et de chaleur (H et LE)	85
7.1	Bases de l'analyse des flux turbulents	85
7.2	Paramétrisation des flux turbulents	86
7.2.1	Expression des flux et des profils entre la surface et l'atmosphère	86
7.2.2	Expression des flux entre deux niveaux atmosphériques	88
7.2.3	Expression des flux à proximité du couvert	88
7.2.4	Expression des flux et des profils dans le couvert	89
7.2.5	Longueurs de rugosité et hauteur de déplacement	93
7.3	Calcul des coefficients d'échange dans le modèle	93
7.4	Exemples de simulations	93
7.5	Calcul de G_o	96
7.6	Caractéristiques thermiques du sol	97
7.6.1	Capacité calorifique	97
7.6.2	Conductivité thermique	97
8	Modélisation de la photosynthèse, de la conductance stomatique et des transferts hydriques	99
8.1	Modélisation de la conductance stomatique et de la photosynthèse foliaire	99
8.1.1	Introduction	99
8.1.2	Modélisation adoptée	100
8.1.3	Forme des fonctions g	101
8.2	Photosynthèse et conductance du couvert	104
8.3	Exemples de simulation	107
8.4	Transferts hydriques du sol vers l'atmosphère au travers des plantes	107
8.5	Comportement hydrique du sol en surface : résistance de surface τ_{ss}	109
9	Conclusion	111
9.1	Paramètres et variables d'entrées	111
9.1.1	Variables d'entrée	111
9.1.2	Paramètres d'entrée	111
9.2	Variables de sortie	112
9.3	Variables et paramètres intermédiaires	112
9.4	Principales hypothèses	112
9.5	Principe de fonctionnement	113

III EXPERIMENTATIONS	115
10 Mesures des caractéristiques de structure et du bilan hydrique du couvert	119
10.1 Caractéristiques de structure du couvert	119
10.2 Mesure de l'humidité du sol et du bilan hydrique	123
10.2.1 Mesure de l'humidité du sol	123
10.2.2 Bilan hydrique	123
11 Mesure des rayonnements	127
11.1 Mesures dans le domaine solaire	127
11.2 Mesure des rayonnements net et atmosphériques	129
11.3 Mesures de télédétection	131
11.3.1 Mesure de la température de brillance	131
11.3.2 Mesure des réflectances spectrales	131
12 Mesure des flux de chaleur et de masse	135
12.1 Dispositif expérimental	135
12.1.1 Mesure de G_o	135
12.1.2 Mesure de H par la méthode des fluctuations	136
12.1.3 Mesure de H par la méthode aérodynamique	136
12.1.4 Mesure de H et de LE par la méthode du rapport de Bowen	137
12.1.5 Mesure de LE et du flux de CO_2 par les chambres ouvertes	137
12.2 Comparaison des méthodes de mesures	139
12.2.1 Comparaison des systèmes de mesure par les fluctuations	139
12.2.2 Mesure par la méthode aérodynamique	141
12.2.3 Mesure par la méthode du rapport de Bowen	145
12.2.4 Mesure par les chambres (ouvertes)	145
12.2.5 Comparaisons de mesures aérodynamiques au bilan hydrique	147
12.3 Conclusions	147
13 Mesures physiologiques	149
13.1 Potentiels hydriques foliaires	149
13.2 Conductances hydrauliques	151
13.2.1 Evolution journalière des conductances hydrauliques	151
13.2.2 Variations horaires des conductances hydrauliques	151
13.2.3 Conclusion	155
13.3 Conductance stomatique et photosynthèse foliaire	157
13.3.1 Mesures effectuées	157
13.3.2 Procédure de test des modèles	158
13.3.3 Résultats préliminaires	160
13.3.4 Résultats	160
13.3.5 Discussion	167
13.3.6 Comparaison des comportements photosynthétiques et stomatiques	169
IV VALIDATION ET DISCUSSION DU FONCTIONNEMENT DU MOD- ELE	173
14 Validations	177
14.1 Transferts radiatifs	177
14.2 Bilan d'énergie et photosynthèse	181
14.2.1 Rayonnement net, flux turbulents et potentiel hydrique foliaire	181
14.2.2 Photosynthèse	189

14.3	Mesures de télédétection	195
14.3.1	Réfectances spectrales	195
14.3.2	Température de brillance	197
15	Discussion du fonctionnement du modèle	199
15.1	Transferts radiatifs	199
15.2	Transferts turbulents	201
15.3	Transferts hydriques	201
15.4	Fonctionnement stomatique et photosynthétique du couvert	203
V	CONCLUSION	205
	Conclusion : perspectives d'utilisation du modèle	206
VI	ANNEXES ET REFERENCES	211
A	Note sur la mesure de température de surface	213
A.1	Considérations théoriques	213
A.2	Le rayonnement atmosphérique entre 8 et 14 μm	215
A.3	Analyse de la différence $T_s - T_b$	217
A.4	Erreurs liées à la connaissance imprécise de ϵ_{8-14} et Ra_{8-14}	217
A.5	Implications et conclusion	219
B	MODELISATION DES TRANSFERTS RADIATIFS	221
B.1	Cas d'un couvert monocouche	221
B.2	Extension à plusieurs couches	222
B.3	Calcul des éclairagements des feuilles	222
B.3.1	Atténuation du rayonnement au sein du couvert	222
B.3.2	Prise en compte de l'orientation des feuilles	223
B.3.3	Distinction feuilles au soleil/feuilles à l'ombre	223
B.3.4	Eclaircement d'une feuille	223
C	Correction of irradiance geometry effects on field measurements of reflectance with ground-truth radiometers	225
C.1	Introduction	225
C.2	Determination of the angular response of irradiance sensors	225
C.3	Correction of the angular dependence of irradiance measurements	227
C.4	Applications of the correction procedure	227
C.5	Discussion and conclusion	231

Liste des symboles

A densité de flux de CO_2

A_c photosynthèse du couvert

A_f photosynthèse foliaire

A_{fmin} valeur minimale de la photosynthèse foliaire = $-R_d$

A_{fmax} valeur maximale

AbA acide abscissique

ATP Adénosine TriPhosphate

C capacité thermique du sol

C concentration en CO_2

C_a concentration en CO_2 de l'air ambiant

C_{ac} concentration en CO_2 de l'air au sein du couvert

C_f concentration en CO_2 à la surface de la feuille

C_v concentration en CO_2 à la surface de la végétation

C_i concentration en CO_2 dans les espaces intercellulaires

C_x concentration en CO_2 aux sites de carboxylation

$[CO_2]$ concentration de l'air en CO_2

C_d coefficient de trainée moyen des éléments végétaux

c célérité de la lumière ($3 \cdot 10^8 \text{ m.s}^{-1}$)

c_p chaleur spécifique de l'air à pression constante

D_a densité apparente du sol

D déficit de saturation

D_a déficit de saturation dans l'air ($D_a = e_a^*(T_a) - e_a$)

D_o déficit de saturation entre la surface des feuilles et l'air environnant ($D_o = e_f^*(T_f) - e_a$)

D'_o déficit de saturation à la surface des feuilles ($D'_o = e_f^*(T_f) - e_f$)

DN indice de végétation différence normalisée

d hauteur de déplacement

E densité de flux de vapeur d'eau

E_p évapotranspiration potentielle

ET_j évaporation journalière

E flux radiatifs

E_d flux radiatif diffus descendant

E_u flux radiatif diffus montant

E_s flux radiatif directionnel

E_o flux radiatif associé à la luminance dans la direction d'observation L_o par $E_o = \pi L_o$

e_d fraction de rayonnement diffus dans le rayonnement total

e pression partielle de la vapeur d'eau

e_a pression partielle de la vapeur d'eau dans l'air au niveau de référence atmosphérique

$e_a^*(T_a)$ pression de vapeur saturante dans l'air à la température de l'air

e_f pression partielle de la vapeur d'eau à la surface des feuille

$e_f^*(T_f)$ pression de vapeur saturante à la température de surface des feuilles
 e_s pression partielle de la vapeur d'eau à la surface
 $e_s^*(T_s)$ pression de vapeur saturante à la température de surface

$F(j)$ fréquence de la classe d'inclinaison des feuilles j

F_ζ densité de flux de la quantité ζ

$F_{\zeta v}$ densité de flux de la quantité ζ au niveau de la végétation

$F_{\zeta s}$ densité de flux de la quantité ζ au niveau du sol

G densité de flux de chaleur par conduction

G_o densité de flux de conduction dans le sol au niveau de la surface

$G(k)$ fréquence de la classe d'azimut foliaire k

G_p la conductance hydrique au travers des plantes

G_{pp} conductance hydraulique de la surface des racines jusqu'aux stomates

G_{ps} conductance hydraulique dans le sol (transferts d'eau jusqu'à la surface des racines)

g accélération de la pesanteur (9.8 ms^{-2})

$g(\theta_l, \Phi_l)$ fonction de densité des orientations foliaires

g_a fonctions de la photosynthèse foliaire par rapport à l'éclairement PAR Q_p , au potentiel foliaire ψ_l , au déficit de saturation D et à la teneur en CO_2 C (telles que $0 \leq g \leq 1$)

g_b conductance dans la couche limite de surface des feuilles.

g_{cv} conductance de surface au niveau de la végétation pour les transferts de CO_2 (intégration des conductances stomatiques)

g_f conductance stomatique

g_{fmax} conductance stomatique maximale

g_{fmin} conductance stomatique minimale

g_g fonctions de la conductance stomatique par rapport à l'éclairement PAR Q_p , au potentiel foliaire ψ_l , au déficit de saturation D et à la teneur en CO_2 C (telles que $0 \leq g \leq 1$)

g_m conductance des espaces intercellulaires aux sites de carboxylation

g_{mv} conductance des espaces intercellulaires aux sites de carboxylation pour l'ensemble du couvert

g_s conductivité hydrique de surface

g_{sc} conductance stomatique pour les échanges de CO_2

g_{ss} conductivité hydrique à la surface du sol

g_v conductance de surface au niveau de la végétation (intégration des conductances stomatiques)

H densité de flux de chaleur sensible

H_v densité de flux de chaleur sensible au niveau de la végétation

H_s densité de flux de chaleur sensible au niveau du sol

h constante de Planck ($6,63.10^{-34} \text{ J.s}$)

h_c conductance dans la couche limite pour les transferts de CO_2

h_{rad} coefficient d'échange entre le couvert et l'atmosphère défini à partir de la température radiative de surface

h_s coefficient de transfert de la chaleur entre la surface du sol et le niveau de référence dans le sol

h_ζ (h_h et h_l) coefficients d'échanges turbulents entre la surface et l'atmosphère pour les transferts de ζ

$h_{\zeta v}$, (h_{mv} , h_{lv} , h_{hv} et h_{cv}), coefficients d'échange entre la végétation et l'atmosphère dans le couvert

$h_{\zeta s}$, (h_{ms} , h_{ls} et h_{hs}), coefficients d'échange entre la surface du sol et l'atmosphère dans le couvert

$$h'_c = \left(\frac{1}{g_{sc}} + \frac{1}{h_c} \right)^{-1}$$

$$h'_l = g_s h_l / (g_s + h_l)$$

$$h''_c = \left(\frac{1}{g_m} + \frac{1}{g_{sc}} + \frac{1}{h_c} \right)^{-1}$$

K constante de Boltzmann ($1,38054 \cdot 10^{-23}$ J K⁻¹)

K_D paramètre empirique des réponses foliaires (conductance stomatique et photosynthèse) au déficit de saturation

K_{par} paramètre empirique des réponses foliaires (conductance stomatique et photosynthèse) au rayonnement PAR

K_T paramètre empirique des réponses foliaires (conductance stomatique et photosynthèse) à la température

K_ψ paramètre empirique des réponses foliaires (conductance stomatique et photosynthèse) au potentiel hydrique foliaire

K_ζ (K_m , K_h , K_l et K_c) diffusivités turbulentes pour les différents transferts de ζ

k_c coefficient cultural

k constante de von Karman

L chaleur latente de vaporisation de l'eau ($2,47 \cdot 10^6$ joules par kg (d'eau liquide) à une température de 10°C)

L_{MO} longueur de Monin-Obukhov

LAD Leaf Angle Distribution = distribution des inclinaisons de feuilles

LAI Leaf Area Index = indice foliaire

LE densité de flux de chaleur latente

LE_v densité de flux de chaleur latente au niveau de la végétation

LE_s densité de flux de chaleur latente au niveau du sol

M paramètre empirique qui dépend de l'état hydrique de la surface

$NADH$ Nicotinamide-Adénine-Dinucléotide

$NADPH$ Nicotinamide-Adénine-Dinucléotide-Phosphate

(O, x, y, z) repère du système

PAR rayonnement photosynthétiquement actif ($0,4-0,7 \mu m$)

p_λ proportion d'énergie de la gamme de longueur d'onde λ dans le rayonnement global

Q_p densité de flux du rayonnement PAR (en micromole de photon par unité de surface et de temps)

$Q_{p,soleil,k,j,i}$ éclaircissement PAR d'une surface au soleil d'azimut k , d'inclinaison j , dans la couche i

$Q_{p,ombre,k,j,i}$ de même pour les surfaces à l'ombre

q humidité spécifique de l'air

q_a humidité spécifique de l'air au niveau de référence atmosphérique

q_{ac} humidité spécifique de l'air au sein du couvert

q_s humidité spécifique de l'air au niveau de la surface

$q_s^*(T_s)$ humidité spécifique à saturation de vapeur d'eau à la température T_s

q_{ss} humidité spécifique de l'air à la surface du sol

$q_{ss}^*(T_{ss})$ humidité spécifique saturante en vapeur d'eau à la température T_{ss}

q_v humidité spécifique de l'air à la surface de la végétation

$q_v^*(T_v)$ humidité spécifique saturante en vapeur d'eau à la température T_v

R constante des gaz parfaits ($4,61$ MPa m s⁻² K⁻¹)

R émittance d'un objet quelconque

$R(\lambda, T)$ puissance émise par unité de surface (émittance) d'un corps noir (W.m^{-2}) ; $\frac{dR(\lambda, T)}{d\lambda}$ émittance spectrale (W.m^{-3})

$R_{c\lambda\downarrow}$ rayonnement descendant de courtes longueurs d'onde (rayonnement solaire global)

$R_{c\lambda\uparrow}$ rayonnement montant de courtes longueurs d'onde ($= \alpha R_{c\lambda\downarrow}$)

$R_{g\lambda\downarrow}$ rayonnement descendant de grandes longueurs d'onde (rayonnement atmosphérique)

$R_{g\lambda\uparrow}$ rayonnement montant de grandes longueurs d'onde ($= (1 - \epsilon)R_{g\lambda\downarrow}$)

$R_{g\lambda\downarrow, 8-14}$ rayonnement descendant de grandes longueurs d'onde entre 8 et 14 μm

R_{mes} rayonnement thermique mesuré

$R_{mes, 8-14}$ rayonnement thermique mesuré entre 8 et 14 μm

R_n rayonnement net

R_{n_j} rayonnement net journalier

R_{n_s} rayonnement net au niveau du sol

R_{n_v} rayonnement net au niveau de la végétation

R_t émittance totale du corps noir sur l'ensemble du spectre.

R_d respiration obscure

$r_s = 1/g_s$ résistance de surface

r_{ss} résistance de surface du sol

$S(i)$ proportion de surface de feuille au soleil dans la couche i

T transpiration

T température en K

T_a température de l'air au niveau de référence atmosphérique

T_{ac} température de l'air au sein du couvert

T_b température de brillance dans l'infrarouge thermique

T_f température de la feuille

T_g température au niveau de référence dans le sol

T_m température minimale du fonctionnement photosynthétique ou stomatique

T_{opt} température optimale du fonctionnement photosynthétique ou stomatique

T_s température de surface

T_{ss} température de surface du sol

T_v température de surface de la végétation

T_x température maximale du fonctionnement photosynthétique ou stomatique

T_* température de frottement

U_i composante de la vitesse du vent dans la direction i

u composante horizontale de la vitesse du vent

u_a vitesse du vent au niveau de référence atmosphérique

u_{av} vitesse "moyenne" du vent dans le couvert (égale à la vitesse au niveau de la hauteur de déplacement)

u_* vitesse de frottement

w composante verticale de la vitesse du vent

$$X = [1 - 16\xi]^{0.25}$$

x coordonnée horizontale

y coordonnée horizontale

z coordonnée verticale

z_a niveau de référence atmosphérique

z_g niveau de référence dans le sol

z_h hauteur du couvert

z_0 longueur de rugosité

z_{0m} longueur de rugosité pour les transferts de quantité de mouvement

$z_{0\zeta}$ longueur de rugosité pour les transferts de ζ
 z_{0s} longueur de rugosité pour le sol
 z_* hauteur de la sous couche rugueuse
 z_1 niveau bas de mesures atmosphériques
 z_2 niveau haut de mesures atmosphériques

α albédo

α_λ réflectance spectrale hémisphérique du couvert

β coefficient "d'atténuation" de la vitesse du vent dans le couvert

β rapport de Bowen

ΔS stockage de chaleur au sein du système (air et végétation)

Δu différence de vitesse du vent entre deux niveaux atmosphériques

$\Delta \zeta$ différence de ζ entre deux niveaux atmosphériques ou entre la surface et un niveau atmosphérique

ϵ émissivité

ϵ_{8-14} émissivité entre 8 et 14 μm

ϵ_f émissivité thermique des feuilles

ϵ_s émissivité thermique du sol

$\epsilon_{s,d,\lambda}$ émissivité spectrale et directionnelle du sol

ϵ_v émissivité thermique de la végétation

$\epsilon_{v,d,\lambda}$ émissivité spectrale et directionnelle de la végétation

$$\epsilon = (T_x - T_{opt}) / (T_x - T_m)$$

ζ propriétés de l'atmosphère : $c = \rho[\overline{CO_2}]$ pour le dioxyde de carbone, $h = \rho c_p \bar{T}$ pour la chaleur sensible, $l = \rho \bar{q}$ pour la vapeur d'eau, et $m = \rho \bar{u}$ pour la quantité de mouvement

ζ_{av} concentration en ζ dans l'air au sein du couvert

ζ_v concentration en ζ à la surface de la végétation

ζ_s concentration en ζ à la surface du sol

ζ_* grandeur de frottement définie par $\zeta_* u_* = F_\zeta$

η coefficient de forme des gradients de vitesse du vent dans la sous-couche de rugosité

Θ_s angle zénithal solaire

Θ_o angle zénithal d'observation

θ humidité volumique du sol

θ_{0-5} humidité volumique du sol dans la couche 0-5 cm

θ_h humidité volumique (0-5 cm) pour un sol spectralement humide

θ_s humidité volumique (0-5 cm) pour un sol spectralement sec

θ_{surf} humidité volumique de la surface du sol

θ_{sat} valeur de θ à saturation

θ_l inclinaison foliaire

λ longueur d'onde ou gamme de longueur d'onde (en m et sous-multiples)

λ_o conductivité thermique

λ_{os} conductivité thermique à la surface du sol

μ paramètre de la fonction Béta de distribution des inclinaisons foliaires

ν paramètre de la fonction Béta de distribution des inclinaisons foliaires

$\xi = (z - d) / L_{MO}$ hauteur adimensionnelle

ρ masse volumique de l'air

ρ_λ réflectance spectrale directionnelle du couvert

ρ_f réflectance des feuilles
 ρ_{pir} réflectance dans le proche infrarouge
 ρ_r réflectance dans le rouge
 ρ_s réflectance du sol
 $\rho_{s\lambda}$ réflectance spectrale du sol
 ρ_t coefficient de réflexion des rayonnements thermiques par la végétation
 $\rho_{t,d,\lambda}$ réflectance spectrale directionnelle du couvert dans le domaine thermique

σ constante de Stefan-Bolzman ($5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$)

τ densité de flux de quantité de mouvement

τ_v densité de flux de quantité de mouvement extrait par la végétation

τ_s densité de flux de quantité de mouvement extrait par le sol

$\tau_{d,\lambda}$ transmittance spectrale directionnelle de la végétation dans le thermique

τ_f transmittance des feuilles

τ_s coefficient de transmission du rayonnement solaire par la végétation.

τ_t coefficient de transmission des rayonnements thermiques par la végétation

τ_λ transmittance spectrale du couvert

Φ_l azimut foliaire

Ψ différence azimutale entre la direction d'incidence du rayonnement solaire et la direction d'observation

Ψ_l azimut foliaire

$\Psi_m(\xi)$ et $\Psi_h(\xi)$ fonctions universelles de stabilité intégrées

Ψ_ζ^* fonction de stabilité intégrée dans la sous-couche rugueuse

ψ potentiel hydrique

ψ_f potentiel hydrique foliaire

ψ_s potentiel hydrique moyen du sol dans la zone racinaire

ψ_t potentiel de turgescence

ψ_π potentiel osmotique

$\psi_{1/2}$ valeur du potentiel hydrique pour laquelle la conductance stomatique ou la photosynthèse foliaire est réduite de moitié

ω_s coefficient d'absorption du rayonnement solaire par le sol

ω_t absorptivité des rayonnements thermiques par la végétation

ω_v coefficient d'absorption du rayonnement solaire par la végétation

$\omega_{v\lambda}$ absorptance spectrale du couvert

INTRODUCTION

L'analyse du fonctionnement des couverts végétaux est nécessaire à la compréhension de notre environnement. De nombreuses disciplines utilisent déjà ces informations, en particulier pour analyser et parfois gérer la productivité des écosystèmes agricoles ou naturels. Cette nécessité est aujourd'hui renforcée par la prise de conscience de l'action de l'homme sur son environnement, et de ses conséquences sur la biosphère et le climat. Il est maintenant acquis que les échanges énergétiques à l'interface sol/atmosphère jouent un rôle important sur le climat. En effet, les changements des caractéristiques des terres émergées tels que le couvert végétal ou l'humidité des sols, modifient les échanges radiatifs et les échanges hydriques. Ils peuvent aboutir dans les zones arides ou semi-arides par exemple, à des sécheresses persistantes comme au Sahel (Charney *et al.* 1977). L'activité humaine peut également, en modifiant le couvert végétal, jouer un rôle décisif dans ces modifications de l'environnement. Par exemple, la déforestation accélérée de l'Amazonie semble susceptible de modifier sensiblement le climat, au moins régional (Nobre *et al.* 1991). Par ailleurs, l'augmentation des concentrations des gaz à effet de serre dans l'atmosphère risque de provoquer des modifications climatiques, qui pourraient ne pas être sans conséquences sur le fonctionnement des couverts.

La télédétection peut jouer de nos jours un rôle important dans l'analyse de ces phénomènes. Elle possède de grandes capacités d'études spatiales et temporelles, en permettant l'accès à des informations et à des échelles de temps et d'espace variées, sur l'ensemble du globe. Différents satellites, actuellement opérationnels, fournissent des données dans des domaines de longueurs d'onde aussi variés que les courtes longueurs d'onde (domaine "solaire" de 0,3 à 3 μm), l'infrarouge thermique (de 4 à 15 μm) et les hyperfréquences (Radar ou passives de 1 mm à 50 cm). Ces données sont acquises avec des résolutions spatiales de l'ordre de la dizaine de mètres jusqu'à la dizaine de kilomètres, et avec des répétitivités temporelles d'une demi-heure à un mois. Cependant, les quantités mesurées par les capteurs spatiaux ne sont pas toujours reliées de façon simple et directe aux paramètres caractéristiques des couverts végétaux et de leur fonctionnement. Il est alors nécessaire de faire appel à des modèles plus ou moins complexes, qui établissent le lien entre les mesures et les phénomènes analysés.

Différentes études ont d'ores et déjà montré que l'on pouvait atteindre certains éléments du fonctionnement des couverts végétaux, comme l'absorption du rayonnement utile à la photosynthèse (Baret et Olioso 1989) ou l'évapotranspiration (Seguin *et al.* 1982, Ben Mehrez 1992), à partir de mesures de réflectances ou de températures de surface. Les méthodes mises en jeu sont de deux types :

- des méthodes semi-empiriques, qui relient de façon statistique les caractéristiques du fonctionnement des couverts aux mesures de télédétection (Seguin *et al.* 1982, Baret et Olioso 1989);
- des méthodes plus physiques, qui se basent sur l'inversion de modèles analytiques décrivant les transferts de quantité de mouvement, d'énergie et de masse entre le sol, la végétation et l'atmosphère (Ben Mehrez 1992).

Si la première de ces approches est simple, et peut fournir des résultats satisfaisants, le caractère analytique de la seconde lui confère un caractère explicatif supérieur. Elle devient plus performante

dès qu'il s'agit d'obtenir des renseignements de différents types et dans des conditions environnementales variées. En particulier, seuls des modèles complexes peuvent permettre d'évaluer séparément l'évaporation du sol et la transpiration de la végétation, ou de mettre en évidence les relations entre les phénomènes radiatifs et les autres échanges d'énergie, ou de masse comme la photosynthèse.

A l'heure actuelle, l'utilisation de ces modèles analytiques s'est presque toujours limitée à l'étude de l'évapotranspiration à partir de mesures dans le domaine thermique, en ne mettant que très rarement à profit la complémentarité avec les différents domaines de mesures. Les mesures dans le domaine "solaire" apportent des informations sur la structure du couvert végétal, les mesures dans les hyperfréquences apportent également des informations sur la structure du couvert végétal, mais aussi sur l'humidité de surface des sols. Toutes ces informations sont utiles à la mise en oeuvre des procédures d'analyse du fonctionnement des couverts végétaux. Cependant, très peu de travaux ont posé les bases d'une utilisation combinée des mesures dans le domaine thermique et dans le domaine solaire (Hope 1988, Camillo 1988, Carlson *et al.* 1990) ou les hyperfréquences (Taconet *et al.* 1992). De plus, ces études sont toutes restées limitées aux transferts hydriques et à l'évapotranspiration, sans jamais s'intéresser à d'autres caractéristiques importantes du fonctionnement des couverts, comme les flux de CO_2 et la photosynthèse.

L'objectif de cette thèse est d'établir un modèle analytique des échanges d'énergie et de masse d'un couvert végétal, qui puisse être utilisé pour relier la transpiration et la photosynthèse aux mesures de réflectance et de température de surface. Pour cela, il est apparu nécessaire de mettre en place une paramétrisation des échanges turbulents, séparant les processus au niveau de la végétation de ceux du sol, et d'intégrer des paramétrisations détaillées des transferts radiatifs et de certaines fonctions biologiques (régulation stomatique, photosynthèse foliaire). Cependant, et en raison de la lourdeur de ce travail, la description de certains mécanismes, comme ceux qui prennent place au sein du sol ou qui régulent les transferts hydriques aux travers des plantes, entre le sol et les feuilles, ont été choisies très simples. Ces simplifications sont favorisées par les objectifs d'inversion du modèle qui permettent de "caler" certains de ses paramètres à partir des mesures de télédétection. Ces objectifs d'inversion permettent également de considérer une période de simulation limitée à la journée, période au cours de laquelle les paramètres de structure de la végétation ou les caractéristiques hydriques du sol peuvent être considérées comme constants. L'évolution dans le temps de ces paramètres et de ces caractéristiques ne sera pas simulée, mais on supposera qu'il sera possible d'y accéder, par inversion, à partir de mesures de télédétection journalières.

Ce document est organisé en quatre parties principales :

- Dans la première, juste après cette introduction, je donne des éléments généraux et bibliographiques, destinés à définir la terminologie qui sera utilisée par la suite, et à préciser la problématique de cette étude.
- Dans la seconde partie, je présente les bases de la modélisation qui a été réalisée, en décrivant les différents "compartiments" qui ont été mis en place.
- La partie suivante, me permet d'exposer les mesures expérimentales qui seront utilisées pour s'assurer du bon fonctionnement du modèle. Ces mesures sont utiles, aussi bien pour la détermination des paramètres nécessaires aux simulations, qu'aux comparaisons de ces simulations à des situations réelles (validation). Les expérimentations réalisées ont aussi été l'occasion de tester et de comparer certaines méthodes de mesures (en particulier des flux turbulents et des réflectances), et de mettre en place des sous-modèles qui seront intégrés dans le modèle général (conductance stomatique et photosynthèse foliaire).
- La dernière partie consiste en la validation du modèle par rapport aux données expérimentales précédentes, puis en la discussion de son fonctionnement et en la mise en évidence de certaines améliorations à lui apporter.

- Suivent enfin les conclusions, annexes et références.

Je voudrais enfin signaler que le travail décrit ici s'est déroulé au sein de deux laboratoires principaux. En premier lieu au Laboratoire Commun de Télédétection CEMAGREF-ENGREF à Montpellier, puis en second lieu à la station de Bioclimatologie de l'INRA à Montfavet. Il a également bénéficié de collaborations établies avec d'autres laboratoires et en particulier la station de Science du Sol de l'INRA à Montfavet. Des travaux concernant les possibilités d'utilisation de la fluorescence de la chlorophylle par télédétection pour accéder au fonctionnement des couverts végétaux, ont aussi été réalisés avec le Centre d'Ecologie Fonctionnelle et Evolutive du CNRS à Montpellier. Etant en marge de l'objectif principal de cette thèse ils n'ont pas été présentés ici, mais ils ont faits l'objet de publications indépendantes (Méthy *et al.* 1991, Olioso *et al.* 1992 et Méthy *et al.* 1992). L'ensemble des travaux a bénéficié de financements du Ministère de la Recherche et de la Technologie, ainsi que de l'Académie d'Agriculture.

Partie I

PROBLEMATIQUE DE L'ETUDE : ELEMENTS BIBLIOGRAPHIQUES

Introduction

Les échanges d'énergie et de masse entre la végétation et son environnement sont gouvernés principalement par quelques facteurs :

- l'apport d'énergie sous forme de rayonnement d'origine solaire ou atmosphérique,
- les mouvements turbulents de l'air au voisinage du couvert végétal,
- les disponibilités hydriques au niveau du sol.

A ces trois facteurs, il convient d'en ajouter un quatrième qui revêt pour nous une importance primordiale puisqu'il s'agit du fonctionnement du couvert végétal. Le couvert interagit avec son environnement, tant à un niveau physique par ses capacités à capter le rayonnement ou à extraire l'eau du sol par exemple, qu'à un niveau biologique par ses possibilités d'adaptation et de régulation en réaction aux facteurs du milieu.

Le rayonnement reçu par le couvert végétal représente la source primaire de son fonctionnement et de ses échanges avec l'atmosphère. Une faible proportion seulement de l'énergie radiative reçue par le couvert est utilisée par la photosynthèse et se retrouve stockée dans la matière végétale. La plus grande partie de l'énergie reçue est restituée à l'environnement par réflexion ou émission de rayonnement d'une part, et d'autre part, par transferts de chaleur par conduction ou convection. L'analyse de tous ces échanges introduit le bilan d'énergie et, nous le verrons, des relations fortes avec des variables que l'on peut mesurer à distance par télédétection. Dans les trois chapitres qui vont suivre maintenant, après avoir décrit les principaux types d'échange d'énergie et de masse et le bilan d'énergie, je vais essayer de mettre en évidence les liens qui existent entre ces échanges, la productivité et la télédétection dans le domaine solaire (visible et infrarouge proche et moyen) et le domaine thermique (infrarouge thermique). Dans un quatrième chapitre, je présenterai la motivation du travail entrepris.

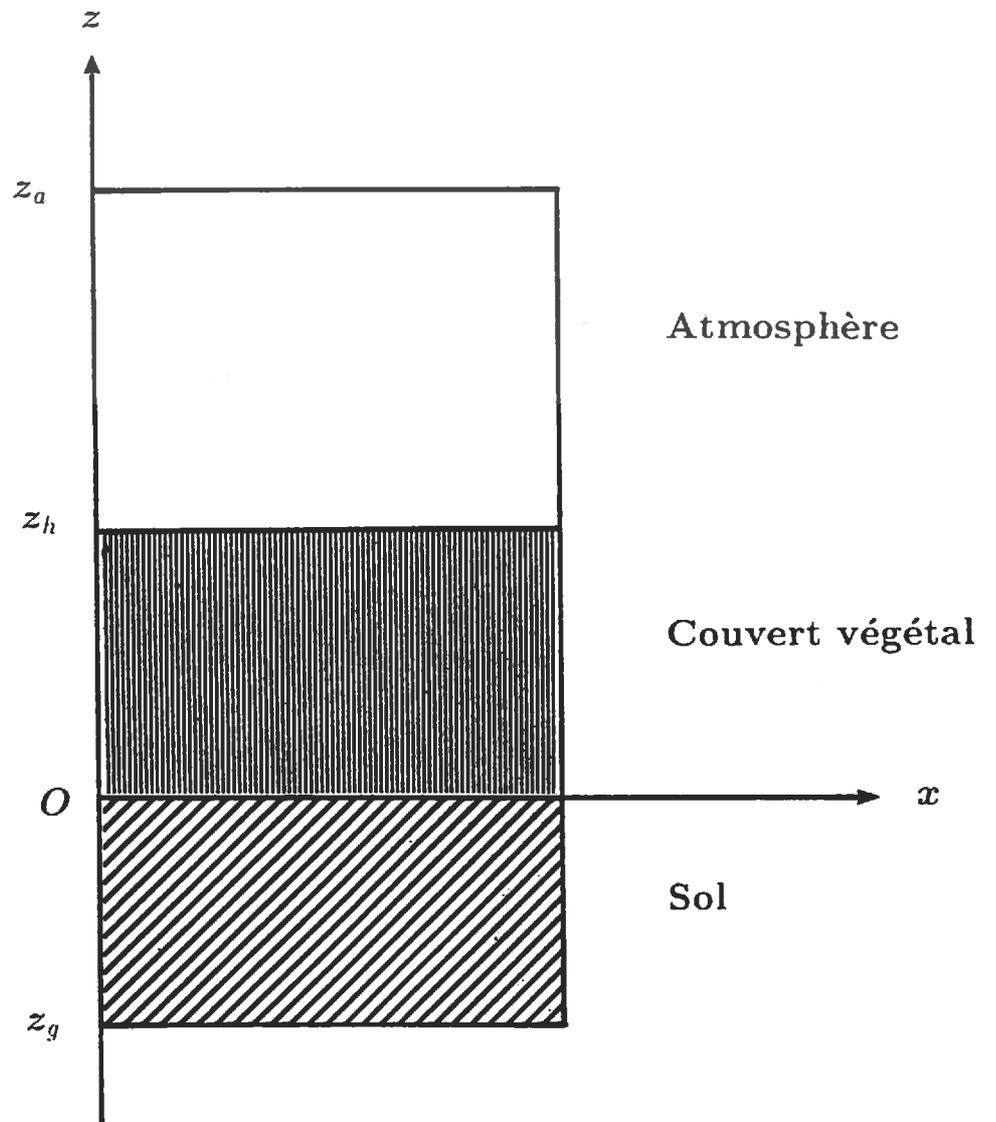


Figure 1.1: Représentation schématique du système étudié. z_a est le niveau de référence atmosphérique, z_h la hauteur du couvert et z_g un niveau de référence dans le sol.

Chapitre 1

Les échanges d'énergie et de masse ; le bilan d'énergie

1.1 Définitions et système étudié

Nous nous intéressons aux échanges d'énergie et de masse au niveau de la végétation et de la surface du sol. Le système étudié est représenté par un volume englobant la végétation, à la surface du sol, et surmontée par l'atmosphère (figure 1.1). On se repèrera suivant deux axes horizontaux (O, x) et (O, y), et un axe vertical (O, z). Cependant, dans un souci de simplification, seuls les échanges verticaux avec le sol et l'atmosphère sont pris en compte. Les échanges latéraux avec la végétation environnante sont négligés, en considérant le système comme représentatif d'un domaine horizontalement homogène. Ce système sera souvent appelé "couvert végétal", bien que ce terme puisse ne s'appliquer qu'à la végétation qui recouvre le sol. Ce couvert est composé d'un grand nombre de surfaces d'échange qui se matérialisent par les différentes interfaces entre la matière végétale, le sol et l'atmosphère. Par un souci de simplification encore, et surtout en raison des difficultés de description des organes végétaux autres que les feuilles (tiges, organes reproducteurs, racines), notre couvert ne sera composé que de feuilles. Dans le cas des cultures, elles représentent effectivement la majorité des surfaces d'échange. Ce ne serait plus vrai dans le cas de forêts, dans lesquelles les troncs et les branches occupent des volumes importants. Par ailleurs, les cultures peuvent satisfaire certains critères d'homogénéité spécifique que ne pourraient satisfaire des communautés végétales naturelles. Par contre, la structure en rangs des cultures les éloignera de notre système homogène.

Les échanges de masse et d'énergie se définissent par une grandeur mesurable, le flux Φ . Cette grandeur physique exprime la quantité de l'élément considéré qui traverse, par unité de temps et suivant une direction donnée, une surface S repérée par sa normale. Ce flux est le plus souvent ramené à l'unité de surface. Cette nouvelle grandeur, ou densité de flux $F = \Phi/S$, sera généralement employée et appelée flux par abus de langage. Nous avons adopté un certain nombre de conventions de signe : les flux radiatifs reçus par le couvert sont positifs, les rayonnements réfléchis ou émis sont négatifs, les flux de chaleurs ou de masse sont positifs lorsqu'ils proviennent du couvert végétal et négatifs lorsqu'il s'agit d'apports. La photosynthèse représente un cas particulier dans la mesure où elle est souvent définie comme la quantité de CO_2 assimilé. Elle est donc de signe opposé au flux de CO_2 . Par contre l'évapotranspiration reste du même signe que le flux de vapeur d'eau.

Remarque : que ce soit dans le cadre des études sur le bilan d'énergie ou dans celui de la télédétection on parle souvent de surface. Elle est en fait souvent mal définie dans la mesure où elle se réfère à des échelles souvent bien différentes. Elle peut correspondre à la surface du sol ou des feuilles, et elle représente alors l'interface entre ces objets et l'atmosphère. Elle peut aussi correspondre à la "surface" terrestre, et elle représente alors la zone dans laquelle se produisent les échanges entre le sol et l'atmosphère, c'est à dire le couvert végétal. On voit donc que la "surface" possède en fait une épaisseur non négligeable à l'échelle agronomique ou micrométéorologique, mais qui le devient

lorsqu'elle est étudiée par télédétection à des échelles plus grandes. Cette approximation reste valable tant que l'épaisseur de la surface ne se traduit que par un stockage thermique négligeable.

1.2 Echanges radiatifs

1.2.1 Echanges radiatifs

Les échanges radiatifs correspondent à des échanges d'énergie sous forme de rayonnement. Le processus d'émission de ce rayonnement est lié à l'agitation moléculaire interne de la matière. En effet, lorsque des particules élémentaires porteuses de charges subissent des accélérations, les théories électromagnétiques montrent qu'il apparaît une énergie libérée sous forme de rayonnement. De par sa définition thermodynamique, la température est également reliée à l'agitation des particules. Ainsi l'élévation de la température d'un corps, correspondant à une augmentation de l'agitation moléculaire, se traduit par une augmentation de l'émission d'énergie radiative. Les phénomènes d'absorption du rayonnement par la matière relèvent de processus inverses, et peuvent se traduire par une augmentation de température. Le problème de l'émission est référencé à la notion de corps noir, défini comme l'objet capable d'absorber totalement tout rayonnement incident. Tous ces phénomènes se traduisent macroscopiquement par une série de lois physiques bâties à partir de considérations thermodynamiques statistiques. L'émittance spectrale du corps noir ($dR(\lambda, T)/d\lambda$) est décrite par la loi de Planck, en fonction de la longueur d'onde et de la température (T en Kelvin) :

$$\frac{dR(\lambda, T)}{d\lambda} = \frac{2\pi h c^2 \lambda^{-5}}{\exp\left(\frac{hc}{\lambda K T}\right) - 1} \quad (1.1)$$

où h est la constante de Planck ($6,63 \cdot 10^{-34}$ J.s), c la célérité de la lumière ($3 \cdot 10^8$ m.s⁻¹), K la constante de Boltzman ($1,38 \cdot 10^{-23}$ J K⁻¹). Sur l'ensemble du spectre, l'émittance totale R_t est donnée par la loi de Stefan-Boltzman :

$$R_t = \sigma T^4 \quad (1.2)$$

où σ est la constante de Stefan-Boltzman ($5,67 \cdot 10^{-8}$ Wm⁻²K⁻¹). Dans la pratique, l'émittance R d'un objet quelconque est généralement inférieure à celle du corps noir à la même température. L'émissivité ϵ de l'objet est définie par le rapport de son émittance à celle du corps noir à la même température.

$$R = \epsilon \sigma T^4 \quad (1.3)$$

L'émissivité dépend de la nature de l'objet, de la longueur d'onde et certainement de la géométrie de l'émission. Remarquons par ailleurs que, puisque les phénomènes d'absorption et d'émission relèvent des mêmes mécanismes, le coefficient de réflexion est déduit simplement de l'émissivité par $1 - \epsilon$ (dans le cas d'un corps opaque).

1.2.2 Bilan radiatif

Le couvert végétal reçoit un rayonnement d'origine solaire compris pour l'essentiel entre $0,25 \mu\text{m}$ et $4 \mu\text{m}$. En raison de l'absorption et de la diffusion par les molécules atmosphériques et les aérosols, le spectre du rayonnement reçu au niveau du sol est quelque peu différent du spectre d'émission du soleil. Une portion significative du rayonnement solaire, particulièrement dans les courtes longueurs d'onde, est diffusée. La fraction de rayonnement diffus est typiquement de 10 à 25% pour un ciel dégagé, et peut atteindre 100% quand le ciel est totalement couvert. La surface terrestre réfléchit une quantité variable du rayonnement solaire qu'elle reçoit. Le coefficient de réflexion, que l'on appelle l'albédo (α), dépend du type de surface (sol nu, végétation,...) et des caractéristiques du rayonnement incident.

La surface terrestre reçoit également un rayonnement d'origine atmosphérique et de longueurs d'onde plus grandes, entre $3 \mu\text{m}$ et $100 \mu\text{m}$. La répartition spectrale de ce rayonnement dépend elle

aussi de la composition atmosphérique en gaz (e.p. en H_2O et CO_2) et de la présence d'aérosols et de nuages. Dans ce domaine, le coefficient de réflexion de la surface et particulièrement celui du couvert végétal est très faible. Par contre l'émission thermique par la surface est importante (et généralement supérieure au rayonnement thermique atmosphérique incident).

Le bilan radiatif du couvert définit le rayonnement net R_n :

$$R_n = R_{c\lambda\downarrow} - R_{c\lambda\uparrow} + R_{g\lambda\downarrow} - R_{g\lambda\uparrow} \quad (1.4)$$

où les \downarrow représentent les rayonnements descendants ou incidents, les \uparrow les rayonnements montants (comptés négativement), $g\lambda$ les grandes longueurs d'onde (domaine thermique) et $c\lambda$ les courtes longueurs d'onde (domaine solaire). En introduisant les paramètres relatifs à la nature de la surface nous pouvons écrire :

$$R_n = (1 - \alpha) R_{c\lambda\downarrow} + \epsilon R_{g\lambda\downarrow} - \epsilon \sigma T_s^4 \quad (1.5)$$

Le jour, en raison du fort apport d'énergie par le rayonnement solaire, le rayonnement net est positif. La nuit par contre l'émission du sol devient prépondérante et R_n est négatif.

1.3 Echanges conductifs

La conduction est une forme de transfert de chaleur par transfert d'énergie cinétique au cours de chocs entre molécules ou par l'action des forces intermoléculaires. Le flux de chaleur par conduction G est proportionnel au gradient de température (équation de Fourier). La constante de proportionnalité λ_o est appelée **conductivité thermique**. La conduction intervient essentiellement dans le sol, et dans une faible mesure, dans l'air ou dans la matière végétale. Dans un cas monodimensionnel, le flux G_o de conduction dans le sol au niveau de la surface est donné par :

$$G_o = \lambda_{os} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0} \quad (1.6)$$

où λ_{os} est la conductivité thermique à la surface du sol. De façon à introduire la température de surface, on peut écrire :

$$G_o = h_s (T_s - T_g) \quad (1.7)$$

où h_s est un coefficient de transfert et T_g une température en profondeur dans le sol (à la profondeur de référence z_g).

1.4 Echanges convectifs

Dans l'atmosphère, le principal mécanisme de transfert est représenté par la **convection**. Ce mécanisme correspond à des transferts de chaleur par le déplacement et le mélange de l'air des différentes couches de l'atmosphère au dessus du sol. Dans l'immense majorité des cas, les flux convectifs sont turbulents, soit sous l'influence du vent et du frottement de l'air au contact de la surface (**convection forcée**), soit sous l'influence des gradients de température entre la surface et l'atmosphère (**convection libre**). La convection forcée joue généralement un rôle prépondérant, mais son effet est diminué ou rehaussé par le gradient de température. On parle alors de **convection mixte**, et de **conditions stables** (lorsque la convection libre tend à s'opposer à la convection forcée et donc à stabiliser l'atmosphère), ou de **conditions instables** (lorsque elles agissent de concert et tendent à déstabiliser l'atmosphère). Ces phénomènes turbulents génèrent des mécanismes de transferts très efficaces, qui sont les premiers responsables des transferts de chaleur, mais aussi de masse et de quantité de mouvement entre l'air à proximité du sol et du couvert, et les niveaux plus élevés dans l'atmosphère.

- **Les transferts de quantité de mouvement** correspondent à la dissipation d'énergie cinétique liée au "frottement" des couches atmosphériques les unes sur les autres. Au niveau de la surface, la friction de l'air entraîne une extraction de quantité de mouvement, à un taux représenté par la contrainte de cisaillement horizontale ou force de traînée (égale au flux de quantité de mouvement τ).
- **Les transferts de chaleur** correspondent au déplacement et au mélange d'air à des températures différentes. Ils se traduisent par un flux appelé flux de **chaleur sensible** (car la température de l'air est une propriété que l'on peut "sentir"). De jour, la surface échauffée sous l'action du soleil, fournit de la chaleur sensible à l'atmosphère. De nuit, la surface se refroidit par perte radiative, et les transferts de chaleur sensible s'inversent. Cela peut se produire également de jour dans certaines conditions, lorsque la surface est très humide (son refroidissement étant alors dû à une forte évaporation).
- **Les transferts de masse** correspondent au déplacement et au mélange d'air à des concentrations différentes. Deux flux retiendront particulièrement notre attention, les flux de vapeur d'eau liés à l'évapotranspiration, et de CO_2 liés à la photosynthèse.

Bien que la diffusion moléculaire ne joue qu'un rôle négligeable dans les transferts convectifs, la convection est souvent décrite par analogie avec la diffusion. Ainsi les flux de quantité de mouvement τ , de chaleur sensible H , et de masse E (vapeur d'eau) et A (CO_2), sont définis comme proportionnels aux gradients verticaux des grandeurs physiques considérées :

$$\tau = -\rho K_m \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (1.8)$$

$$H = -\rho c_p K_h \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \quad (1.9)$$

$$E = -\rho K_l \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \quad (1.10)$$

$$A = -\rho K_c \frac{\partial [CO_2]}{\partial z} \quad (1.11)$$

où K_m , K_h , K_l et K_c sont appelées **diffusivités turbulentes** pour les transferts des différentes grandeurs ζ^1 . Nous verrons plus loin (chapitre 7) que la définition de chacune des diffusivités turbulentes est basée sur des similitudes avec les transferts de quantité de mouvement (elles sont toutes exprimées comme proportionnelles au gradient de vitesse moyenne du vent). De façon à faire apparaître les caractéristiques de la surface, on réécrit les flux en introduisant des **coefficients d'échanges turbulents** h_ζ entre la surface et l'atmosphère. Par exemple :

$$H = \rho c_p h_h (T_s - T_a) \quad (1.12)$$

$$E = \rho h_l (q_s - q_a) \quad (1.13)$$

($_s$ représentant la valeur de surface et $_a$ la valeur dans l'atmosphère au niveau de référence z_a). La détermination des coefficients d'échange nécessite de connaître la forme des profils de ζ et des diffusivités dans l'atmosphère. Ils dépendent des caractéristiques de la turbulence (vitesse du vent, stratification thermique) et de la structure de la surface (rugosité). Ils correspondent aux inverses des résistances aérodynamiques qui sont fréquemment utilisées en bioclimatologie.

¹ par la suite on notera ζ les différentes propriétés. $\zeta = m = \rho \bar{u}$ pour la quantité de mouvement, $\zeta = h = \rho c_p \bar{T}$ pour la chaleur sensible, $\zeta = l = \rho \bar{q}$ pour la vapeur d'eau et $\zeta = c = \rho [CO_2]$ pour le dioxyde de carbone. ρ représente la masse volumique de l'air, c_p sa chaleur spécifique à pression constante, \bar{u} la vitesse moyenne du vent horizontal, \bar{T} la température moyenne, \bar{q} l'humidité spécifique moyenne et $[CO_2]$ la concentration moyenne de l'air en CO_2

1.5 Echanges de masse et échanges d'énergie

Les échanges d'énergie entre l'atmosphère et la végétation sont étroitement associés aux transferts de masse (CO_2 et vapeur d'eau). En premier lieu, la **photosynthèse** qui dépend de l'absorption du rayonnement solaire par les pigments chlorophylliens réalise l'assimilation du CO_2 puisé dans l'atmosphère (elle dépend donc également des mouvements turbulents). Le CO_2 est transformé en molécules carbonées par les mécanismes biochimiques qui réalisent ainsi la conversion de l'énergie radiative en énergie "biochimique". Bien qu'une fraction importante du rayonnement solaire soit absorbée par les végétaux (jusqu'à 80 % de $R_{c\lambda 1}$), l'énergie stockée est faible. L'assimilation de 50 μ mole de CO_2 (par unité de surface de sol et de temps), ce qui constitue une valeur typique pour un couvert bien alimenté en eau, ne représente qu'un équivalent énergétique de 24 Wm^{-2} (ce calcul est effectué en considérant que la réduction d'une mole de CO_2 ($CO_2 + H_2O \rightarrow (HCOH) + O_2$) requiert une énergie de 478 kJ). Cela représente moins de 5 % du rayonnement solaire absorbé à midi par une belle journée d'été. Le reste de l'énergie contribue à l'échauffement du couvert et est évacué sous forme de chaleur et de rayonnement. On signalera que ce rayonnement n'est pas essentiellement émis dans les grandes longueurs d'onde (rayonnement thermique), mais aussi dans le rouge et le proche infrarouge par fluorescence de la chlorophylle ; cette émission reste cependant toujours faible.

Par ailleurs, une partie importante de l'énergie reçue par le couvert végétal permet la rupture des liaisons intermoléculaires de l'eau présente dans les plantes (ou les premières couches du sol), et ainsi sa vaporisation. La vapeur d'eau produite est rejetée dans l'atmosphère sous l'action des mouvements turbulents de l'air. La quantité d'énergie nécessaire à la vaporisation de l'eau est appelée la **chaleur latente de vaporisation de l'eau, L** ; elle représente $2.47 \cdot 10^6$ joules par kg (d'eau liquide) à une température de 10°C . Le flux de vapeur d'eau du couvert vers l'atmosphère est donc associé à un transfert d'énergie sous forme de chaleur latente. L'énergie transférée correspond au produit du flux de masse d'eau, *i.e.* l'évaporation E ($\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$), par la chaleur latente L :

$$LE = \rho L h_l (q_s - q_a) \quad (1.14)$$

Contrairement à la photosynthèse, la quantité d'énergie mise en jeu ici est très importante. Dans des conditions hydriques très favorables elle atteint facilement le niveau du rayonnement net.

1.6 Bilan d'énergie

Dans le cadre fixé précédemment, la conservation de l'énergie au niveau du couvert végétal se traduit par l'équation du bilan d'énergie :

$$Rn = G_o + H + LE + A_c + \Delta S + Q \quad (1.15)$$

où A_c représente la photosynthèse. Ne représentant que 2 à 3 % de Rn elle est généralement négligée. Q regroupe un ensemble de termes qui sont également négligeables, comme par exemple des échanges d'énergie, autres que la photosynthèse, liés au fonctionnement des êtres vivants (e.p. les oxydations organiques). Le stockage de chaleur ΔS au sein du système (air et végétation) est lui aussi souvent négligé en raison de capacités thermiques faibles et de masses peu importantes. Lorsque l'apport radiatif est faible, les termes de stockage peuvent tout de même jouer un rôle important. Il est également difficile de les négliger dans le cas de couverts très développés comme les forêts.

La figure 1.2 récapitule les différentes quantités qui interviennent dans l'étude du bilan d'énergie. Nous devons en distinguer différents types :

- les conditions aux limites, au niveau de l'atmosphère T_a , q_a , $R_{g\lambda 1}$, et $R_{c\lambda 1}$ (auxquelles nous verrons il convient de rajouter u_a la vitesse du vent), et au niveau du sol T_g ,

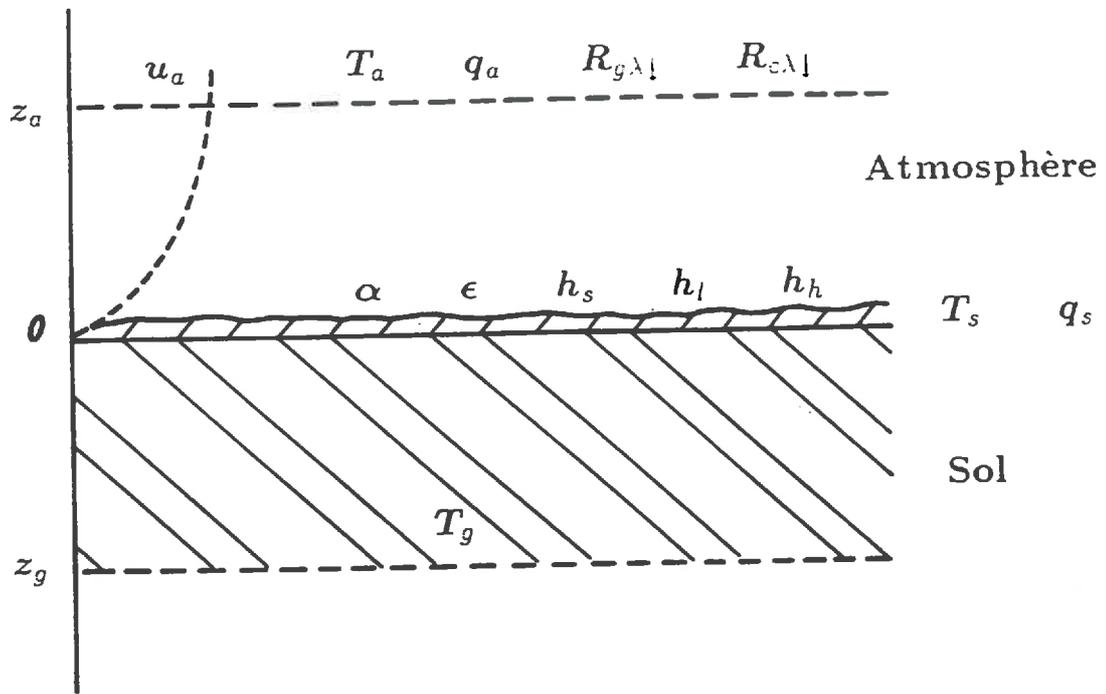


Figure 1.2: Schéma descriptif des différentes quantités intervenant dans le bilan d'énergie d'une surface.

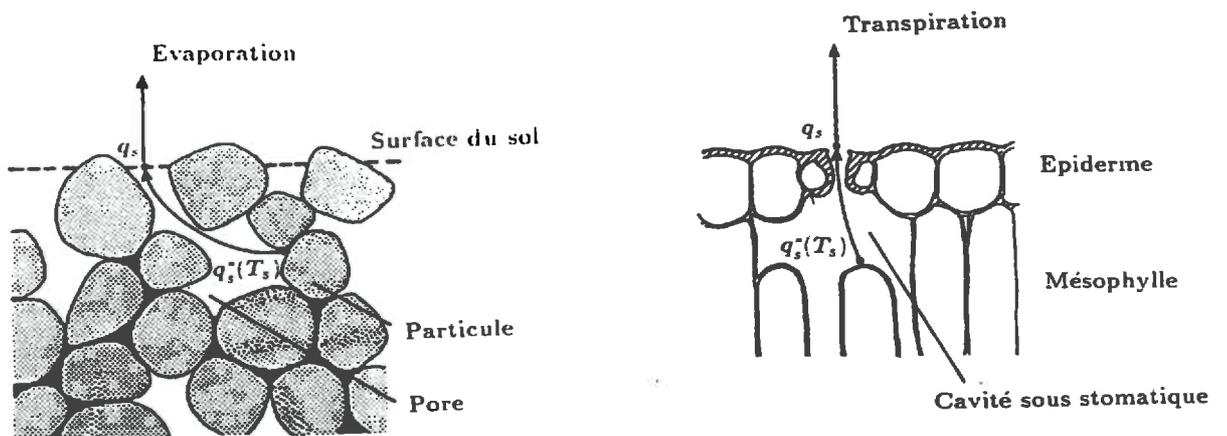


Figure 1.3: Schéma descriptif de la transpiration des feuilles et de l'évaporation du sol.

- les paramètres décrivant la surface : α , ϵ , h_s , h_l , et h_h ,
- les grandeurs d'équilibre T_s et q_s .

Le calcul des flux Rn , G_o , H et LE demande la connaissance de l'ensemble de ces variables. Lorsque les conditions aux limites et les paramètres de la surface sont connus, l'équation du bilan d'énergie apparaît comme une équation à deux inconnues. Sa résolution nécessite donc, soit l'apport d'une connaissance supplémentaire par la mesure d'un des flux ou d'une des grandeurs d'équilibre, soit l'ajout de nouvelles contraintes par de nouveaux paramètres, et souvent le couplage au bilan hydrique.

Mesure d'une des grandeurs d'équilibre

La mesure d'une des inconnues T_s et q_s permet théoriquement la résolution de l'équation du bilan d'énergie. C'est en particulier possible par télédétection dans l'infrarouge thermique, et différents auteurs ont proposé d'utiliser ce type de mesure pour accéder au bilan d'énergie (Monteith et Szeicz 1962, Fuchs et Tanner 1966, Brown et Rosemberg 1973, Heilman *et al.* 1976). L'émission du rayonnement thermique ne concernant que les tous premiers micromètres des corps émetteurs, la température mesurée (en inversant les lois de Planck ou de Stefan-Boltzman) correspond effectivement à T_s . Cependant la mauvaise connaissance de l'émissivité de la surface peut poser des problèmes. Par ailleurs, des travaux plus récents ont montré qu'il était possible d'accéder à l'humidité de surface, dans le cas du sol tout du moins, à partir de mesures dans le domaine hyperfréquence (ondes centimétriques), soit par des méthodes actives mettant en oeuvre des radars (Ulaby *et al.* 1978, Bernard *et al.* 1982, Bruckler *et al.* 1988), soit par des méthodes radiométriques passives (Schmugge *et al.* 1974, Wang et Choudhury 1981, Newton *et al.* 1982, Jackson et Schmugge 1989). L'épaisseur du sol mise en jeu est de l'ordre de quelques centimètres, et il est plus délicat d'assimiler l'humidité mesurée à l'humidité effectivement à la surface.

Cependant, outre les difficultés inhérentes aux méthodes de mesure elles-mêmes, la résolution du bilan d'énergie nécessite la mesure de T_s ou de q_s chaque fois que l'on veut accéder à ce bilan, ce qui rend difficile par exemple l'analyse du bilan à l'échelle de la journée.

Ajout de nouvelles équations

L'ajout de contraintes supplémentaires peut également permettre la résolution du bilan d'énergie. Il s'agit alors de se ramener au cas d'une surface à saturation, pour laquelle l'humidité est reliée à la température par l'intermédiaire de la courbe de pression de vapeur saturante. Il ne subsiste alors plus qu'une seule inconnue, la température de surface, et l'équation du bilan d'énergie pourra être résolue connaissant les conditions aux limites et les paramètres de surface. Différentes solutions ont été proposées dans la littérature, dont les plus fréquentes se basent sur :

- l'introduction d'une conductivité de surface qui décrit le transfert de la vapeur d'eau d'une zone saturée où se produit l'évaporation (à la température T_s) jusqu'à la surface qui elle n'est pas à saturation;
- l'introduction du rapport de l'évaporation à une évaporation dite potentielle qui ne dépend que des conditions climatiques;
- l'introduction de l'humidité relative de la surface par l'intermédiaire de la loi de Kelvin qui exprime la rétention de l'eau par le substrat.

Dans tous les cas, ces nouvelles contraintes dépendent de l'état hydrique de la surface, ce qui permet de coupler le bilan d'énergie au bilan hydrique.

Conductivité hydrique de surface

En supposant que l'évaporation se produise au niveau d'une zone saturée qui se trouve sous la surface (figure 1.3), il est possible d'exprimer le flux de vapeur d'eau E par :

$$E = \rho g_s (q_s^*(T_s) - q_s) \quad (1.16)$$

où $q_s^*(T_s)$ représente l'humidité spécifique saturante en vapeur d'eau à la température T_s . g_s est une conductivité hydrique de surface qui décrit le transfert de la vapeur d'eau entre la zone saturée (à la température T_s) et la surface. Cette conductivité dépend de l'état hydrique de la surface. Entre la zone saturée et l'atmosphère, le flux d'évaporation se réécrit alors :

$$E = \rho h'_l (q_s^*(T_s) - q_a) \quad (1.17)$$

où h'_l combine la conductivité hydrique de surface et le coefficient d'échange turbulent ($h'_l = g_s h_l / (g_s + h_l)$). Dans la majeure partie de la bibliographie, cette conductance est introduite sous la forme d'une résistance $r_s = 1/g_s$. Nous préférons généralement la notion de conductance car celle-ci est directement proportionnelle au flux.

La notion de conductivité de surface a été très largement étudiée, en particulier dans le cas d'une feuille, pour lequel elle correspond à la **conductance stomatique** (Monteith *et al.* 1965). Il est facile dans ce cas de considérer que l'air au voisinage des cellules qui délimitent les cavités sous-stomatiques est saturé en vapeur d'eau, et se trouve à la température T_s (faible épaisseur des feuilles et bonne conduction de la chaleur). Dans le cas du sol, g_s peut être définie comme la conductance au travers d'un mulch, qui sépare l'atmosphère d'un front d'évaporation situé dans le sol (Perrier 1975, Menenti 1984, Chanzy 1991). Elle dépend alors des caractéristiques de diffusion de la vapeur d'eau au travers du mulch et de la "profondeur" du front d'évaporation. L'hypothèse de l'existence d'un front d'évaporation à la température T_s dans le sol est critiquable, particulièrement lorsqu'il est sec, et g_s apparaît comme un paramètre auquel il est relativement difficile de donner un vrai sens physique. Pour un **couvert végétal**, la conductivité de surface est plus difficile à définir en raison de la multiplicité des surfaces d'échange. Dans un souci de simplicité, l'équation 1.17 a cependant été étendue au couvert dans son ensemble, qui est ainsi assimilé à une "grande feuille" (Monteith *et al.* 1965, Monteith 1965b). La conductivité de surface correspond alors à une conductance composite qui dépend des conductances stomatiques de chacune des feuilles, de la conductance du sol, mais aussi d'autres caractéristiques, comme celles qui régissent les échanges convectifs et radiatifs au sein du couvert. Elle apparaît comme un paramètre composite dans la mesure où les différentes surfaces d'échange au sein du couvert ne se trouvent pas dans les mêmes conditions microclimatiques ou même hydriques. Ainsi, le modèle de "grande feuille" n'est pas toujours satisfaisant, et il est parfois nécessaire d'avoir recours à des modèles "multicouches" faisant intervenir plusieurs conductivités de surface.

L'introduction de la conductivité de surface nécessite sa mesure ou sa paramétrisation. Celle-ci pourra se faire en référence aux disponibilités hydriques, par l'intermédiaire d'un potentiel hydrique ou d'une humidité des plantes ou du sol.

Rapport E/E_p

La référence à une surface saturée permet de définir une **évapotranspiration potentielle** qui ne dépend plus des conditions hydriques de la surface (qui est saturée), mais seulement de la "demande climatique". Différentes définitions de cette évapotranspiration potentielle ont été établies à partir de mesures au dessus d'une surface d'eau libre ou d'un gazon ras très bien alimenté en eau, ou grâce à différentes formules utilisant des données météorologiques. L'évaporation réelle peut alors être obtenue par :

$$E = M k_c E_p \quad (1.18)$$

k_c (coefficient cultural) exprime le rapport de l'évapotranspiration maximale² d'un couvert végétal à l'évapotranspiration potentielle. M est un paramètre empirique qui dépend de l'état hydrique de la surface. Il peut être relié à la réserve en eau du sol pour un couvert (par exemple Vidal 1989) ou à l'humidité des couches superficielles pour un sol nu (par exemple Chanzy 1991).

Humidité relative

Lorsque l'eau est retenue par la matrice du sol ou des tissus végétaux, la pression de la vapeur d'eau en équilibre avec la phase liquide diminue. La loi de Kelvin relie alors l'humidité relative au potentiel hydrique (matriciel) ψ . Au niveau de la surface :

$$\frac{q_s}{q_s^*(T_s)} = \exp \frac{g \psi_s}{R T_s} \quad (1.19)$$

où R est la constante des gaz parfaits et g l'accélération de la pesanteur. Le potentiel hydrique peut être relié à l'humidité du sol en surface. Dans certains cas une double restriction de la disponibilité en eau est employée en combinant l'effet de la conductance de surface et la rétention matricielle. Cependant cette expression n'est que rarement nécessaire pour les plantes. Un simple calcul pour une température de 30°C montre par exemple que l'on reste quasiment à saturation pour des potentiels qui atteignent -4 MPa : $q_s/q_s^*(T_s) = 0.97$ (avec $g = 9.8 \text{ m s}^{-2}$ et $R = 4.61 \text{ MPa m s}^{-2} \text{ K}^{-1}$).

Paramètres du bilan d'énergie

Que ce soit par la mesure d'une grandeur d'équilibre ou par l'introduction d'un nouveau paramètre, la résolution du bilan d'énergie nécessite toujours de connaître les autres grandeurs intervenant dans le bilan. Si les conditions aux limites peuvent être mesurées ou estimées de manière relativement simple — à partir du réseau météorologique par exemple —, ce n'est pas le cas pour les paramètres décrivant la surface (α , ϵ , h_s , h_l , h_h , g_s , M , k_c). Il n'est pas généralement possible de leur affecter des valeurs une fois pour toute. En particulier ils peuvent évoluer de façon complexe en fonction de :

- la structure de la surface (rugosité du sol, quantité et structure de la végétation) qui affecte aussi bien les échanges radiatifs que les échanges turbulents en modifiant les surfaces d'échange;
- les disponibilités hydriques qui, d'une part, modulent l'absorption de l'énergie radiative en jouant sur la couleur du sol ou en permettant l'établissement et la croissance de la végétation; elles déterminent d'autre part le niveau des paramètres régulant les transferts hydriques (M , g_s);
- les conditions météorologiques qui déterminent les échanges turbulents pour une large part (vitesse du vent), et l'apport d'énergie radiative (absorption du rayonnement solaire par l'atmosphère, géométrie d'incidence du rayonnement solaire, émission atmosphérique en lien avec l'état hydrique et thermique de l'atmosphère).

A ces facteurs de nature plutôt physique, il est nécessaire d'ajouter des facteurs physiologiques liés au fonctionnement des plantes. Le rôle de la végétation dans les échanges énergétiques se manifeste non seulement par ses interactions avec son environnement comme nous venons de le voir, mais aussi par ses capacités de régulation physiologique en réaction à cet environnement. Ces régulations s'effectuent à long terme par exemple par l'installation des surfaces aériennes (réceptrices de l'énergie radiative), ou par l'installation du système racinaire qui permet aux plantes de puiser l'eau en profondeur dans le sol et ainsi d'augmenter les disponibilités hydriques au niveau des surfaces d'échanges atmosphériques. A court terme, les régulations se manifestent par exemple par :

²l'évapotranspiration maximale d'un couvert végétal correspond à l'évapotranspiration lorsque l'alimentation hydrique de ce couvert n'est pas limitante. Elle peut être supérieure à l'évapotranspiration potentielle lorsque le couvert est très développé.

- le fonctionnement stomatique qui permet de limiter les pertes d'eau lorsque les conditions hydriques ne sont pas favorables;
- des modifications de l'architecture du feuillage par des mouvements permettant d'améliorer l'interception de l'énergie lumineuse ou au contraire de la réduire lorsque les conditions hydriques sont limitantes (exemple du soja); les conditions hydriques limitantes peuvent se traduire par l'enroulement des feuilles, ce qui réduit à la fois la surface captatrice du rayonnement et la conductance de surface de ces feuilles (cas de nombreuses graminées).

De plus, nous allons voir dans le chapitre suivant que la conductance stomatique dépend non seulement des disponibilités hydriques mais aussi des capacités photosynthétiques, aussi bien à long terme qu'à court terme.

Ces régulations physiologiques mettent en évidence des différences de comportement marquées entre les échanges au niveau du sol et au niveau de la végétation. En particulier, l'évapotranspiration regroupe en fait deux termes, l'évaporation qui se produit au niveau du sol (ou parfois des organes végétaux lorsqu'ils ont été mouillés par une pluie ou par la rosée), et la transpiration qui est sous le contrôle du fonctionnement végétal.

1.7 En conclusion

Ce chapitre a mis en évidence les différents types de mécanismes qui sont mis en jeu dans les échanges d'énergie et de masse. Entre eux, il existe de très nombreux liens, qui se traduisent par des interactions elles aussi nombreuses. On notera en particulier :

- le nombre important de paramètres et de variables météorologiques qui interviennent dans les échanges de masse et d'énergie,
- la variabilité tant spatiale que temporelle des paramètres,
- la différence entre le fonctionnement du sol et celui de la végétation,
- les liens très forts existant entre les échanges d'énergie et de masse et le fonctionnement du couvert végétal : dans le chapitre suivant (chapitre 2), les relations entre le bilan d'énergie et la productivité seront présentées.

Il est également apparu la possibilité d'introduire la télédétection pour accéder à l'humidité de surface ou à la température de surface. Les relations entre la télédétection et les échanges d'énergie seront détaillées dans un prochain chapitre (chapitre 3).

L'ensemble de ces remarques montre bien que l'étude du fonctionnement du couvert doit faire appel à la connaissance d'un grand nombre de phénomènes, et surtout à la compréhension des relations qui existent entre eux. La modélisation de ces phénomènes est un outil puissant pour réaliser l'intégration de leur connaissance et pour mettre en évidence leurs interactions. Elle permet ainsi de dégager les domaines qui sont les moins bien connus de ceux qui le sont mieux. L'autre intérêt de la modélisation est de permettre la mise au point de méthodologies d'étude des phénomènes, aussi bien pour les analyser dans des conditions variées et difficiles à établir expérimentalement, que pour fournir des outils opérationnels relativement simples.

Nombre des paramètres que nous avons introduits pour décrire les échanges d'énergie et de masse ont des déterminismes complexes. Ils dépendent eux mêmes de différents mécanismes et souvent des variables météorologiques ou des variables d'équilibre. Par exemple, la structure du couvert végétal (*i.e.* indice foliaire, orientation des feuilles, hauteur) détermine en grande partie l'albédo ou les coefficients d'échanges turbulents. On verra aussi que ces coefficients dépendent des caractéristiques de l'écoulement au dessus du couvert (vitesse du vent, stratification thermique). La modélisation des échanges devra donc se baser sur l'ensemble de ces relations.

Chapitre 2

Photosynthèse et régulation stomatique

En raison de l'imperméabilité de la cuticule qui recouvre les feuilles, la quasi totalité de l'eau transpirée par les plantes passe au travers des stomates. Ceux-ci ne représentent pourtant que moins de 5 % de la surface foliaire. Ils sont délimités par des cellules épidermiques spécialisées, les cellules de garde, qui en se déformant permettent un passage plus ou moins important de la vapeur d'eau. C'est également au travers des stomates que se produit le transfert de la plupart du CO_2 utilisé par la photosynthèse. Le fonctionnement stomatique permet la diffusion de ce CO_2 vers les tissus foliaires tout en limitant la diffusion de la vapeur d'eau vers l'atmosphère, et ainsi contribue à conserver un milieu interne favorable aux processus métaboliques et à maintenir la turgescence. Il est bien évident que ces deux caractéristiques du fonctionnement stomatique sont antagonistes. Différents auteurs comme Cowan (1977) ou Raschke (1979) ont suggéré que les systèmes de régulation établissaient un compromis entre la photosynthèse et les pertes d'eau. Cowan et Farquhar (1977) ont présenté un traitement mathématique de ce problème (voir aussi Cowan 1982) en supposant que le fonctionnement stomatique tendait vers un fonctionnement optimal tel que la perte d'eau (au cours d'une journée) soit minimale pour la quantité de carbone assimilé. Un grand nombre de résultats expérimentaux fournissent des arguments en faveur de cette théorie (voir Farquhar et Sharkey 1982).

2.1 La photosynthèse

La photosynthèse réalise la synthèse des glucides à partir du CO_2 capté dans l'atmosphère et en utilisant l'énergie lumineuse. Elle se décompose en deux étapes :

- une **phase lumineuse** qui réalise le captage de l'énergie lumineuse par les pigments chlorophylliens et sa transformation en énergie chimique (sous forme de molécules d'*ATP* et de *NADPH*) par toute une chaîne de réactions d'oxydoréduction (transports d'électrons et photophosphorylations) ;
- une **phase obscure** pendant laquelle des molécules d'*ATP* et de *NADPH* sont utilisées pour réduire le CO_2 en hydrates de carbone (réactions de carboxylation). C'est en fonction des types de réactions qui se produisent au cours de cette phase que l'on distingue les plantes en C_3 des plantes en C_4 .

Le bilan de l'assimilation du CO_2 traduit non seulement les processus de carboxylation mais aussi les processus respiratoires. Ces derniers réalisent l'oxydation des hydrates de carbone en CO_2 et en H_2O . Deux grands types de respiration existent chez les plantes. Le premier, la **respiration obscure**, fournit l'énergie nécessaire aux synthèses biologiques (squelettes carbonés, protéines, lipides) et aux processus de maintenance des structures cellulaires grâce à de nouvelles chaînes d'oxydoréduction (produisant *ATP* et *NADH*). La respiration obscure, malgré son nom, se produit aussi bien de nuit que de jour. Elle est responsable du dégagement de CO_2 à l'obscurité ou en faible lumière. Le deuxième

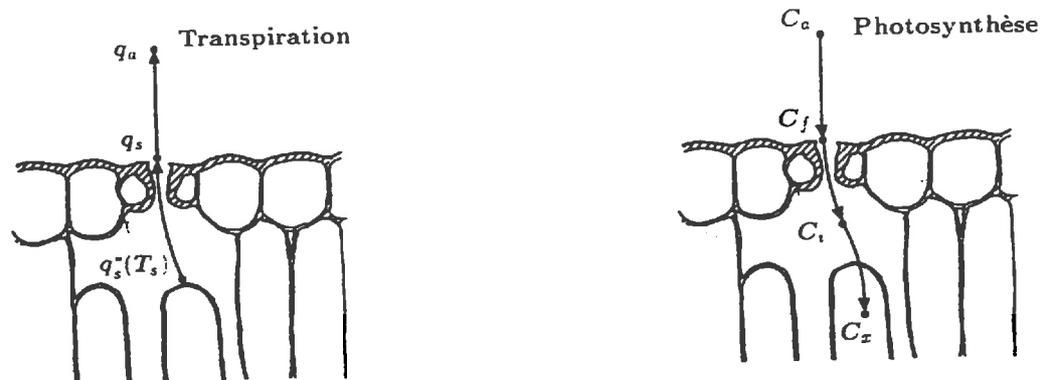


Figure 2.1: Représentations schématiques de la transpiration et de la photosynthèse.

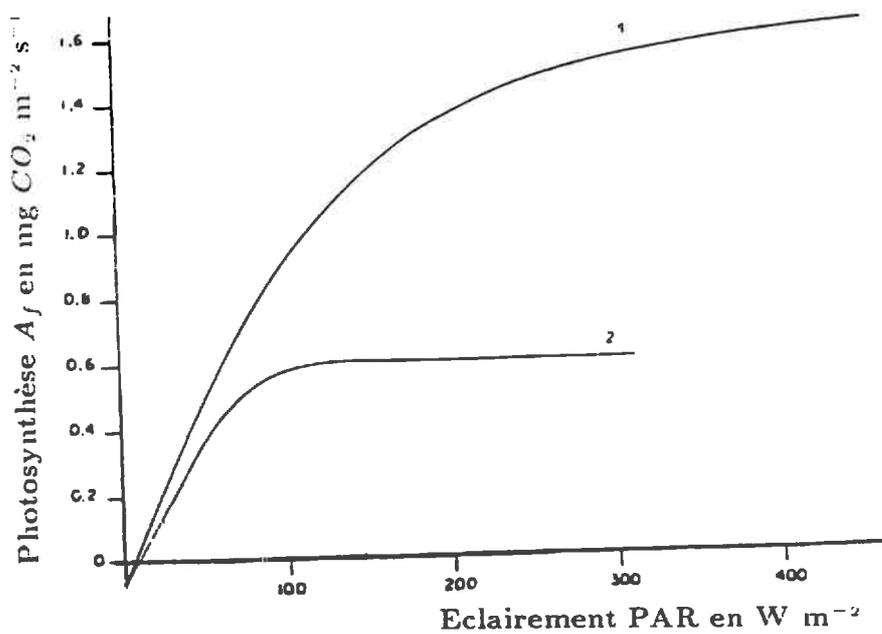


Figure 2.2: Assimilation nette en fonction de l'éclairage pour une feuille de type C4 (courbe 1) et pour une feuille de type C3 (courbe 2).

type de respiration, la **photorespiration** ne se produit qu'à la lumière. Elle réalise une oxydation rapide des produits intermédiaires du métabolisme de la photosynthèse. La photorespiration restitue jusqu'à 50% du CO_2 utilisé pour la photosynthèse chez les plantes en C_3 . Par contre, chez les C_4 il n'y a pas de manifestation externe de la photorespiration en raison de la réutilisation directe du CO_2 respiré. Cela se traduit par la bien meilleure efficacité de la photosynthèse des plantes en C_4 comparées aux plantes en C_3 . Le rôle de la photorespiration n'est pas très clair, et l'on pense souvent qu'elle ne correspond qu'à une perte d'énergie sans aucune compensation. Cependant, elle pourrait intervenir dans les phénomènes de photoinhibition qui limitent les risques de destruction de l'appareil photosynthétique aux forts éclaircissements alors que les ressources en CO_2 sont limitées (lorsque les stomates sont fermés en raison d'un stress hydrique par exemple).

Il est très difficile expérimentalement, voire impossible, de faire la séparation entre les différents types d'échange de CO_2 (respiration obscure, photorespiration, photosynthèse *sensu stricto*). En règle générale on définit la photosynthèse brute comme la photosynthèse *s.s.* et la photosynthèse nette comme le bilan photosynthèse *s.s.* - respiration. C'est à cette dernière grandeur qu'il est le plus facile d'accéder par la mesure. Le niveau de l'assimilation du CO_2 est fixé par les trois processus précédents (*i.e.* la conversion de l'énergie lumineuse en énergie chimique, les carboxylations et les respirations) auxquels il convient d'ajouter la diffusion du CO_2 depuis l'atmosphère jusqu'aux sites de carboxylation dans les chloroplastes. Si la photosynthèse foliaire A_f est quantifiée par le flux de CO_2 qui pénètre la feuille, elle peut être décrite de la même façon que la transpiration en faisant appel à g_{sc} , la conductance stomatique pour les échanges de CO_2 :

$$A_f = g_{sc} (C_f - C_i) \quad (2.1)$$

ou en introduisant la couche limite à la surface de la feuille

$$A_f = h'_c (C_a - C_i) \quad (2.2)$$

avec

$$h'_c = \left(\frac{1}{g_{sc}} + \frac{1}{h_c} \right)^{-1} \quad (2.3)$$

et g_{sc} la conductance stomatique pour le CO_2 , h_c la conductance dans la couche limite, C_a , C_f et C_i , les concentrations en CO_2 de l'air ambiant, à la surface de la feuille et les espaces intercellulaires respectivement. Entre l'atmosphère et les sites de carboxylation, il est nécessaire de rajouter une troisième conductance des espaces intercellulaires aux sites de carboxylation g_m :

$$A_f = h''_c (C_a - C_x) \quad (2.4)$$

avec

$$h''_c = \left(\frac{1}{g_m} + \frac{1}{g_{sc}} + \frac{1}{h_c} \right)^{-1} \quad (2.5)$$

et C_x la concentration en CO_2 au site de carboxylation. Ce schéma diffère du schéma utilisé pour la transpiration (figure 2.1) qui est supposée se produire au niveau des parois des cellules qui bordent les cavités sous-stomatiques (où l'on se trouverait à saturation). L'analyse relative des effets stomatiques et non-stomatiques sur la photosynthèse a reçu une grande attention — en particulier lors d'un stress hydrique — (Jones 1973, Farquhar et Sharkey 1982, Cornic *et al.* 1983, Jones 1983, Assman 1988). Signalons dès à présent que, comme nous le verrons dans un prochain paragraphe (2.3.2), si la photosynthèse dépend de la conductance stomatique, elle semble conditionner également le fonctionnement des stomates, et par ailleurs que les différents facteurs agissant directement sur la photosynthèse peuvent avoir aussi un effet direct sur le fonctionnement stomatique.

2.2 Facteurs non-stomatiques agissant sur la photosynthèse

De très nombreux facteurs agissent sur les processus biochimiques de la photosynthèse. En premier lieu bien sûr, il nous faut citer la lumière. Elle agit suivant une courbe de réponse hyperbolique

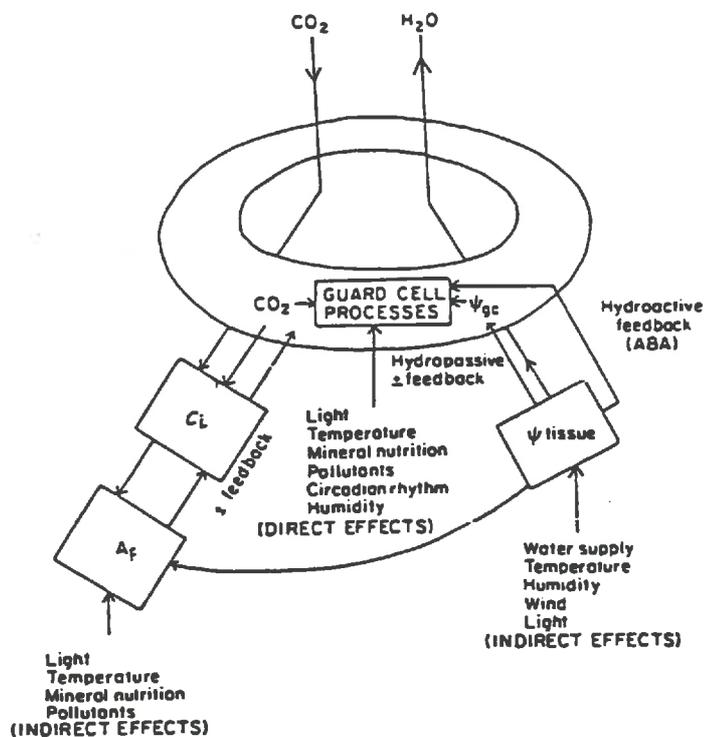


Figure 2.3: Effets directs et indirects des facteurs de l'environnement, et leurs interactions, sur le fonctionnement stomatique (Willmer 1988).

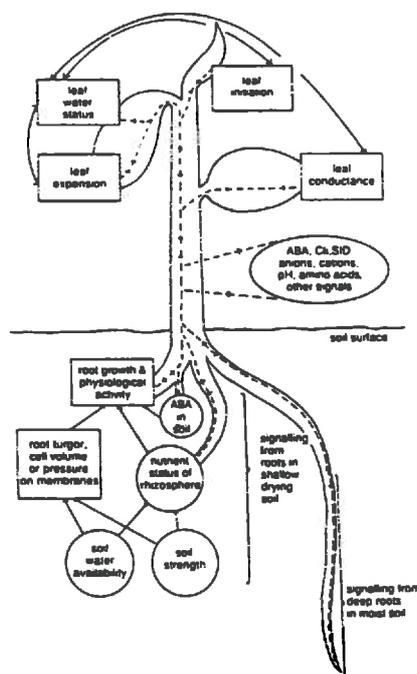


Figure 2.4: Représentation schématique des facteurs qui influencent la production d'informations chimiques (pointillés) dans les racines, le transfert de ces informations vers les feuilles, et leurs effets sur les processus aériens. Les effets du sol sont présentés dans des cercles, et les processus de développement dans des rectangles. Les traits pleins représentent les effets des signaux hydrauliques (composante foliaire seulement). Tiré de Davies et Zhang (1991).

bien connue montrant généralement une saturation aux forts éclaircissements (figure 2.2). Le niveau d'éclaircissement auquel la photosynthèse atteint sa valeur "maximale" diffère selon le type de cycle photosynthétique (C_3 ou C_4) mais aussi selon le climat lumineux dans lequel la plante s'est développée (plantes et feuilles d'ombre ou de soleil). Toutes les radiations du spectre solaire ne peuvent être utilisées par les organes chlorophylliens. La conversion de l'énergie des photons incidents en énergie chimique par l'appareil photosynthétique n'est réalisée que pour les rayonnements ayant une longueur d'onde comprise entre 350 et 750 nm environ. L'efficacité de cette conversion est très variable selon les longueurs d'onde et les plantes étudiées, ce qui a provoqué un important débat concernant la définition et la mesure du rayonnement utile à la photosynthèse, ou PAR, (Nichiporovitch 1960, McCree 1966, Paltridge 1970). Selon McCree (1972), il apparaît que la mesure du flux de photons dans la bande spectrale 400-700 nm permet la meilleure caractérisation du PAR.

La température est un autre facteur important, qui agit sur la photosynthèse en modifiant les cinétiques des différentes réactions biochimiques (transports d'électron, photophosphorylations, carboxylations, respirations).

La structure des chloroplastes (Berkowitz et Gibbs 1983, Gupta et Berkowitz 1988), la teneur en chlorophylle ou l'activité des photosystèmes (Keck et Boyer 1974, Mayoral *et al.* 1981, Wong *et al.* 1985a), l'activité des phosphorylations (Sharkey et Badger 1982, Ortiz-Lopez *et al.* 1987), l'activité des carboxylases (Sharkey et Badger 1982, Berkowitz et Gibbs 1983, Wong *et al.* 1985a, Vu *et al.* 1987) sont autant de facteurs qui déterminent le niveau de la photosynthèse. Ils sont souvent évoqués pour expliquer l'évolution de la photosynthèse avec l'âge des feuilles, l'adaptation de la photosynthèse aux climats lumineux, hydrique ou thermique, ou au niveau de la nutrition minérale.

2.3 La conductance stomatique

La conductance stomatique rend compte de la conductance au travers des pores stomatiques et de la conductance au travers de la cuticule des cellules épidermiques (conductance cuticulaire). La conductance cuticulaire est pratiquement constante alors que la conductance au travers des stomates varie avec leur ouverture. Lorsque les stomates sont fermés, la conductance stomatique se réduit à la conductance cuticulaire. Lorsqu'ils s'ouvrent, la conductance stomatique augmente jusqu'à des valeurs généralement bien supérieures à la conductance cuticulaire (si bien que g_s est appelée conductance stomatique). Le rôle central des stomates dans la régulation des échanges de vapeur d'eau et de CO_2 est illustré sur la figure 2.3. Il y est également présenté quelques uns des mécanismes complexes qui contrôlent l'ouverture stomatique en réponse à des facteurs physiologiques comme à des facteurs du milieu environnant. Parmi les facteurs les plus courants, nous pouvons citer pêle-mêle la lumière, la température, l'humidité, la teneur en CO_2 , les disponibilités hydriques dans le sol, le vent, l'âge des feuilles, l'état de développement, l'état hydrique des feuilles, les équilibres hormonaux, la nutrition minérale (Jones 1983, Willmer 1988). Si les études en conditions contrôlées ont permis de bien cerner l'effet de nombre de ces facteurs, les mécanismes de régulation par lesquels ils interviennent sont encore mal connus et souvent controversés. On sait que les mouvements stomatiques dépendent des variations de la turgescence des cellules de garde, variations qui peuvent résulter de variations du potentiel hydrique total ψ_f ou de variations du potentiel osmotique ψ_π ¹. Le premier mécanisme est essentiellement passif, en réponse aux variations du potentiel hydrique liées aux transferts d'eau du sol vers l'atmosphère au travers des plantes. Le second mécanisme implique des changements de la pression osmotique des cellules qui font essentiellement appel à des mécanismes actifs. Des ions K^+ , qui représentent la majorité du matériel osmotique, sont prélevés dans l'épiderme par l'intermédiaire de pompes ioniques membranaires (ATPase K^+/H^+). Ce prélèvement est en relation directe avec

¹Le potentiel hydrique total ψ_f traduit l'état énergétique de l'eau dans la plante. Il correspond en première approximation à la quantité d'énergie qu'il faut fournir à 1 cm³ d'eau "liée", au cours d'une transformation réversible, isotherme, pour rompre ses "liaisons" avec le substrat et l'amener à l'état d'eau "libre". Le potentiel hydrique total ψ_f se décompose en un terme osmotique ψ_π et un terme turgescence ψ_t par $\psi_f = \psi_t + \psi_\pi$

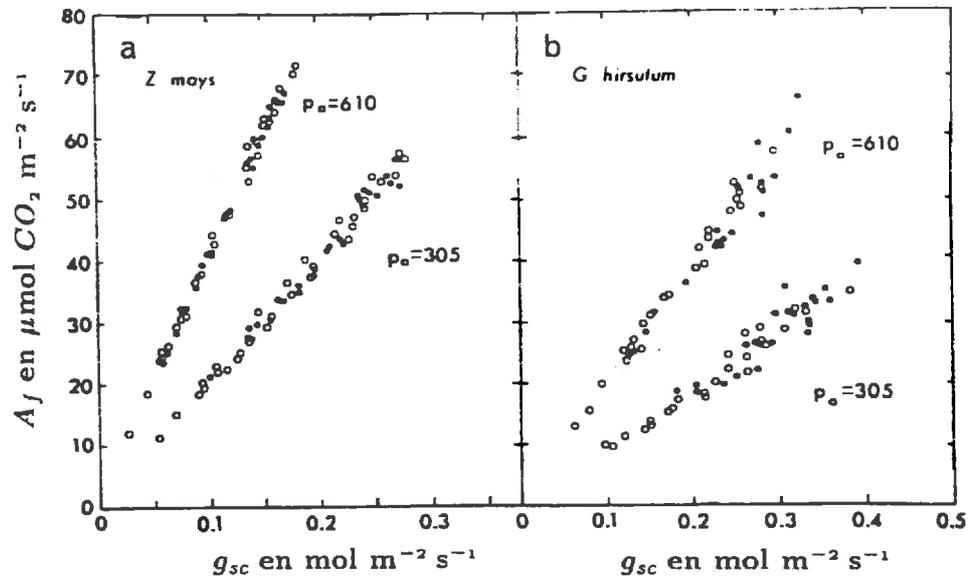


Figure 2.5: Relations entre la conductance stomatique (g_{sc}) et la photosynthèse foliaire (A_f) pour deux pressions partielles en CO_2 de l'air ambiant (610 et 305 μbar). Les plantes ont été cultivées à différents niveaux de nutrition azotée (Wong *et al.* 1985a).

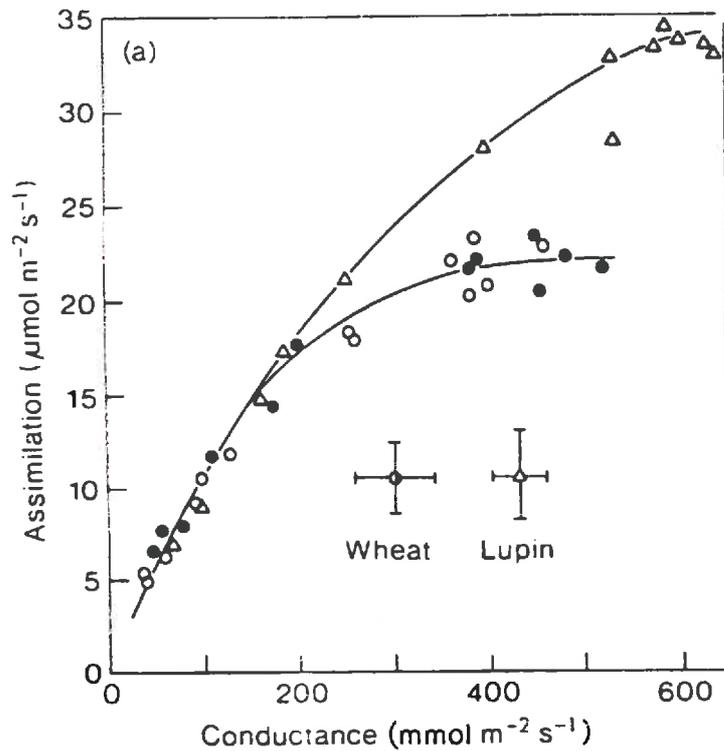


Figure 2.6: Relations entre la conductance stomatique et la photosynthèse foliaire pour différents niveaux d'alimentation hydrique (Henson *et al.* 1989a).

le métabolisme cellulaire des cellules de garde qui fournit l'énergie nécessaire. Deux grands types de régulation de ces mécanismes ont été mis en avant. Ils sont liés aux flux d' H_2O et de CO_2 qui contrôlent les stomates.

2.3.1 Régulation hydrique

Les stomates répondent généralement aux facteurs qui induisent une baisse du potentiel hydrique foliaire par une fermeture et ainsi une limitation des pertes d'eau. Ainsi, lorsque la transpiration excède les apports hydriques au niveau des feuilles, le potentiel hydrique foliaire diminue, ce qui entraîne une baisse de la turgescence et donc la fermeture des stomates (rétroaction négative). L'ensemble des variables qui affectent l'adéquation apport-perte d'eau ont donc un effet indirect sur le fonctionnement stomatique (état hydrique du sol, température, humidité de l'air, vent). Certaines de ces variables ont également un effet direct en jouant sur la transpiration des cellules péristomatiques elles mêmes.

L'importance de tous ces mécanismes passifs est remise en cause de nos jours. Diverses expériences (Raschke 1975, Wright 1978, Walton 1980, Pierce et Raschke 1980) ont en effet montré le rôle des relations hormonales et en particulier de l'acide abscissique (*AbA*) sur la réponse des stomates au stress hydrique. Dans de nombreux cas, une corrélation entre la teneur en *AbA* des feuilles (ex : Henson *et al.* 1989b) ou des tiges (ex. Tardieu *et al.* 1991 et 1992a) et la fermeture stomatique a été mise en évidence. Pierce et Raschke (1980) et Ackerson et Radin (1983) ont montré par exemple que la production d'*AbA* augmentait fortement en réponse à la baisse de turgescence ou du volume des cellules foliaires. L'*AbA* serait alors rejeté par les chloroplastes du mesophylle (Loveys 1977). L'*AbA* a également été trouvé en quantité importante dans les racines lorsque le sol se desséchait (Cornish et Zeevart 1985). Zhang *et al.* (1987) et Zhang et Davies (1989a et b) ont montré que l'*AbA* produit dans les racines pouvait être un médiateur de la fermeture des stomates. D'autres travaux avaient démontré auparavant que dans certaines circonstances, le dessèchement du sol pouvait provoquer une fermeture des stomates sans toutefois que l'état hydrique des feuilles ne soit apparemment modifié (Bates et Hall 1981, Blackman et Davies 1985, Gollan *et al.* 1986). Cependant, tant au niveau des racines que des feuilles, le rôle de l'acide abscissique n'a pas toujours pu être mis en évidence (Lancaster *et al.* 1977, Blackman et Davies 1985) et il est probable que le fonctionnement stomatique résulte de l'interaction entre différents médiateurs hormonaux (Radin *et al.* 1982, Radin 1984, Blackman et Davies 1983, Davies *et al.* 1986, Henson *et al.* 1989b). En tout état de cause, le rôle des régulations hormonales, qui avait été négligé jusqu'à il y a peu, est maintenant totalement certain. Il apparaît de façon tout à fait évidente dans les relations entre le fonctionnement aérien et le fonctionnement racinaire des plantes (Davies et Zhang 1991). La régulation stomatique s'intègre alors dans le cadre beaucoup plus général d'un ensemble de régulations physiologiques : figure 2.4. Certains travaux récents montrent en particulier que l'effet de l'*AbA* peut dépendre de l'état hydrique de la végétation. L'*AbA* produit par les racines pourrait être plus ou moins dilué en fonction du flux d'eau traversant les plantes (Tardieu *et al.* 1992b). La sensibilité des stomates à l'*AbA* pourrait être modulée par les relations hydriques dans l'épiderme des feuilles (Tardieu et Davies 1992).

2.3.2 Régulation liée au CO_2

De nombreux travaux expérimentaux (voir Willmer 1988, Sheriff 1979) montrent qu'il existe une relation entre la teneur en CO_2 dans les espaces intercellulaires (C_i) et le fonctionnement stomatique. L'augmentation (la diminution) de C_i s'accompagne de la fermeture (l'ouverture) des stomates. La photosynthèse en prélevant le CO_2 exercerait donc un contrôle sur le fonctionnement stomatique. Raschke (1975) et Raschke *et al.* (1978) ont attribué les variations de conductance avec l'éclairement à ce mécanisme. Lorsque la lumière augmente, le prélèvement de CO_2 dans le milieu intercellulaire augmente, C_i diminue et les stomates s'ouvrent permettant un apport supplémentaire de CO_2 . Cette rétroaction tendrait à maintenir constante la concentration intercellulaire en CO_2 entre 200 et 230 ppm chez les plantes en C_3 et aux environs de 100-130 ppm chez les plantes en C_4 (pour des conditions extérieures normales d'environ 330 ppm). La constance de C_i est illustrée par les relations linéaires qui ont été observées entre la photosynthèse et la conductance stomatique (Louwerse *et v.d.*

Zweerde 1977, Marshall 1978, Goudrian et van Laar 1978, Wong *et al.* 1979, Wong *et al.* 1985a,b,c). Cependant, ces relations dépendent de la concentration ambiante en CO_2 (C_a) (Goudrian et van Laar 1978, Wong *et al.* 1985a, figure 2.5) et il apparaît plus sûrement que les fonctionnements stomatique et photosynthétique s'ajustent de façon à maintenir C_i proportionnel à C_a (Wong *et al.* 1979, Bell 1982). Wong *et al.* (1979) en concluent que le contrôle photosynthétique sur le fonctionnement des stomates ne peut s'expliquer seulement par le biais d'une rétroaction négative liée à C_i .

La revue de Schultze et Hall (1982) montre qu'il importe de distinguer les relations entre la conductance stomatique et la photosynthèse foliaire qui sont établies à long terme au cours du développement des plantes, des relations que l'on observe en réponse à des modifications à court terme du milieu intérieur ou de l'environnement. Les évolutions à long terme qui traduisent les effets de l'âge des feuilles ou les adaptations des plantes au climat lumineux, au climat hydrique ou au niveau de nutrition minérale, se manifestent en règle générale par des relations linéaires bien marquées entre la conductance et la photosynthèse maximales (Schultze et Hall 1982). Si il apparaît que la photosynthèse semble jouer un rôle sur la conductance stomatique, il ne semble pas que cela se fasse dans ce cas par l'intermédiaire de C_i (Wong *et al.* 1979, 1985a, Schultze et Hall 1982). Ces adaptations sont associées à des modifications anatomiques et biochimiques (en particulier de l'appareil photosynthétique). Elles revêtent souvent des significations écophysiologiques importantes, en particulier au niveau de l'efficacité de l'utilisation de l'eau.

Les effets des variations à court terme de variables comme la lumière incidente, peuvent se traduire également par des relations linéaires entre la conductance et la photosynthèse (Wong *et al.* 1979) ce qui s'expliquerait par le contrôle de l'ouverture stomatique par l'intermédiaire de C_i (ou d'autres produits de la photosynthèse comme le suggèrent Wong *et al.* 1979). Ce n'est pas toujours le cas, et des relations non linéaires qui montrent que A_f ou g_{sc} répondent différemment à des variations de facteurs comme l'éclairement ont aussi été obtenues (Benecke *et al.* 1981 dans Schultze et Hall 1982). Par ailleurs, divers travaux ont démontré l'existence d'un effet direct du rayonnement sur l'ouverture stomatique (cf. Willmer 1988 et Sheriff 1979). Par exemple, Jarvis et Morisson (1981) ont montré que l'effet de C_i sur la conductance stomatique peut être profondément altéré par une exposition à la lumière bleue. Ils suggèrent (Morisson et Jarvis 1983) que la photosynthèse et les stomates aient des réponses parallèles à la lumière ce qui résulterait à maintenir C_i constant dans certains cas. Des relations non-linéaires entre g_{sc} et A_f ont été constatées à de nombreuses reprises en particulier pour les fortes ouvertures stomatiques en condition de saturation lumineuse (Bethenod et Tardieu 1990, Bethenod et Daudet 1992). Elles sont souvent mises en évidence en raison d'une baisse plus graduelle de la photosynthèse que de la conductance stomatique lorsque le potentiel hydrique foliaire diminue (Henson *et al.* 1989a, figure 2.6).

L'étude de la réponse des stomates à la température peut développer le même type de discussion. Toutefois, cette étude est compliquée par la difficulté de découpler les effets de la température de ceux de l'humidité.

2.4 Productivité et évapotranspiration

Les liens entre la photosynthèse et la conductance stomatique se traduisent par des relations souvent fortes entre l'évapotranspiration et la production de biomasse des couverts végétaux. De telles relations ont été utilisées pour la prédiction et l'analyse de la production primaire à différentes échelles (Lieth 1976). Ces relations ont parfois été étendues à la prévision du rendement. Les relations entre évapotranspiration et photosynthèse sont souvent analysées en terme d'efficacité d'utilisation de l'eau, définie comme le rapport de la photosynthèse nette à la transpiration ou de la biomasse produite à l'évapotranspiration. Elle dépend généralement du type de photosynthèse, la photosynthèse en C_3 ayant une moins bonne efficacité que la photosynthèse en C_4 . Elle dépend également du type de molécules carbonées formées (glucides, lipides ou protides) et elle peut varier au cours de la vie de la plante en fonction de l'apparition de nouveaux organes. Il apparaît en général la nécessité de

normaliser la transpiration par le déficit de saturation de l'air (Tanner et Sinclair 1983). Si l'on se base sur la constance du rapport C_i/C_a , on peut écrire (Choudhury 1989) :

$$\frac{A_c}{T} = \frac{a}{D_a} \quad (2.6)$$

où T est la transpiration, A_c/T est en $\text{mg CO}_2/\text{mg H}_2\text{O}$, D_a est le déficit de saturation dans l'atmosphère (kPa) et a vaut 0.016 pour les plantes en C_3 et 0.038 pour les C_4 . A des échelles de temps fines, l'efficacité d'utilisation de l'eau peut être affectée par de nombreux autres facteurs (Rawson *et al.* 1978, Rawson et Constable 1980, Baldochi *et al.* 1981, Anderson *et al.* 1984, Zur et Jones 1984, Reich *et al.* 1985) comme :

- la température, qui intervient en grande partie par son effet sur le déficit de saturation;
- l'éclairement qui se marque souvent par un optimum pour lequel l'efficacité d'utilisation de l'eau est maximale : pour les feuilles cet optimum est atteint pour des valeurs d'éclairement inférieures à la saturation; ainsi, les mouvements de feuilles tendant à réduire l'interception du rayonnement, ou l'augmentation de la réflexion sont des facteurs qui tendent à augmenter l'efficacité de l'eau;
- les disponibilités hydriques et leurs effets sur la structure de la végétation et les différentes conductances intervenant dans les échanges.

A l'échelle de la journée, l'étude de Cowan et Farquhar (1977) montre que la maximisation de l'efficacité d'utilisation de l'eau se traduit par un minimum de la conductance stomatique vers midi (alors qu'à ce moment là l'efficacité baisse en raison des forts rayonnements et du déficit de saturation).

Dans la plupart des cas, les résultats d'analyse de l'efficacité de l'eau au niveau des feuilles sont extrapolables au couvert. Cependant, la mesure de la transpiration du couvert étant délicate, la plupart des études réfèrent à l'évapotranspiration. L'efficacité dépend alors en grande partie de la limitation plus ou moins importante de l'évaporation du sol par le couvert ou le dessèchement de la surface. Cela peut se traduire par des variations d'efficacité en fonction des pratiques culturales.

2.5 En conclusion

Ce chapitre a mis en évidence les liens entre la photosynthèse et la transpiration du couvert végétal. Ces liens sont dus aux fortes relations fonctionnelles qui unissent les fonctionnements photosynthétique et hydrique des plantes au niveau foliaire. Ces relations au niveau des feuilles, peuvent servir de base à l'analyse des relations entre transpiration et photosynthèse du couvert. Le passage à l'échelle du couvert nécessite de mettre en place des procédures susceptibles d'intégrer la complexité des relations entre le fonctionnement foliaire et l'environnement, ainsi que les effets de la structure du couvert sur les échanges. Cela constitue un des principaux objets des recherches actuelles comme le montre le grand nombre d'études publiées à ce sujet dans une revue comme *Agricultural and Forest Meteorology* ces dernières années (Kim et Verma 1991a et b, Adams *et al.* 1991, Myneni 1991, Pattey *et al.* 1991, Whitfield 1990, Ham *et al.* 1990, Wallace *et al.* 1990, Wall et Kanemasu 1990). Il apparaît tout à fait justifié dans le cadre de la modélisation des échanges d'énergie et de masse, de s'inspirer de ces études et d'établir notre modélisation en deux étapes :

- modélisation des fonctionnements foliaires;
- intégration des fonctionnements foliaires à l'échelle du couvert.

Cependant, la complexité des régulations à l'échelle foliaire rend difficile une approche complètement mécaniste des phénomènes : les relations photosynthèse/conductance stomatique et les mécanismes de régulation hormonale sont encore trop mal connus et très controversés. Dans le travail qui est entrepris ici, il apparaît plus réaliste de se limiter à l'utilisation de modèles foliaires de caractère

plutôt statistique reliant les fonctionnements photosynthétique et stomatique à des variables simples (température, humidité, éclairement, potentiel hydrique). Les liens introduits ne seront pas pour autant directs, car les variables les mieux adaptées à la simulation des fonctionnements foliaires peuvent résulter de mécanismes complexes intervenant dans le fonctionnement du couvert. Pour déterminer ces variables, on fera appel aux lois des échanges turbulents et des transferts radiatifs, ainsi qu'à celles régissant les transferts hydriques dans le continuum sol-plante, mettant par la même en évidence les interactions entre le fonctionnement du couvert et celui des feuilles.

Chapitre 3

Téledétection

3.1 Mesure de téledétection

Nous avons déjà signalé dans le premier chapitre que la téledétection permettait d'accéder aux grandeurs d'équilibre du bilan d'énergie T_s ou q_s . Dans ce travail, nous nous intéresserons peu au domaine des hyperfréquences et donc à la mesure de q_s . On signalera seulement que les mesures radar ou radiométriques dans ce domaine peuvent être reliées à l'humidité de surface de sols nus de façon relativement simple (Bruckler *et al.* 1988, Jackson et Schmugge 1989, Chanzy 1991 par exemple). En présence de végétation, il est également possible d'accéder à l'humidité superficielle du sol en se plaçant dans certaines configurations de mesure radar (Bernard *et al.* 1982). D'autres configurations fournissent des informations sur la structure de la couverture végétale (Champion 1991). En radiométrie passive l'analyse est plus complexe car la mesure est également sensible à l'état hydrique par l'intermédiaire de la température de brillance. Dans le travail qui va suivre, nous nous limiterons à la mesure de température de surface dans l'infrarouge thermique, ainsi qu'à son couplage à la mesure des réflectances qui fournit une information importante sur les caractéristiques de structure de la végétation.

3.1.1 Mesure dans l'infrarouge thermique (IRT)

La loi de Planck montre que la température de surface peut être déterminée au moyen de la mesure radiométrique du rayonnement émis par la surface. En fait, le rayonnement thermique R_{mes} reçu par le capteur correspond à la somme du rayonnement émis par la surface et du rayonnement atmosphérique réfléchi par la surface (les notations sont définies dans les précédents chapitres) :

$$R_{mes} = \epsilon \sigma T_s^4 + (1 - \epsilon) R_{g\lambda\downarrow} \quad (3.1)$$

Ce rayonnement peut aussi être exprimé par :

$$R_{mes} = \sigma T_b^4 \quad (3.2)$$

ce qui définit la température de brillance T_b comme la température qu'aurait un corps noir émettant un flux égal à R_{mes} . Cette température de brillance dépend du bilan énergétique de la surface. En particulier, elle augmente lorsque les disponibilités hydriques diminuent. La connaissance de $R_{g\lambda\downarrow}$ et surtout de ϵ sont des obstacles majeurs à la détermination précise de T_s et il a été souvent proposé d'approximer T_s par T_b . Dans bien des cas cela peut conduire à des erreurs qui peuvent atteindre plusieurs degrés. Le calcul de cette erreur a été détaillé en annexe (annexe A). Les principaux résultats sont ici résumés dans le tableau 3.1 et la figure 3.1. Dans ces calculs, nous avons inclus les caractéristiques de l'émission atmosphérique dans la gamme de longueur d'onde des mesures. Elles sont souvent bien différentes des caractéristiques de l'émission sur l'ensemble du spectre. En effet, les gammes de mesure du rayonnement thermique (8-14 μm en radiométrie de terrain, 10-12 μm en radiométrie satellitaire) se situent dans une fenêtre atmosphérique dans laquelle l'absorption

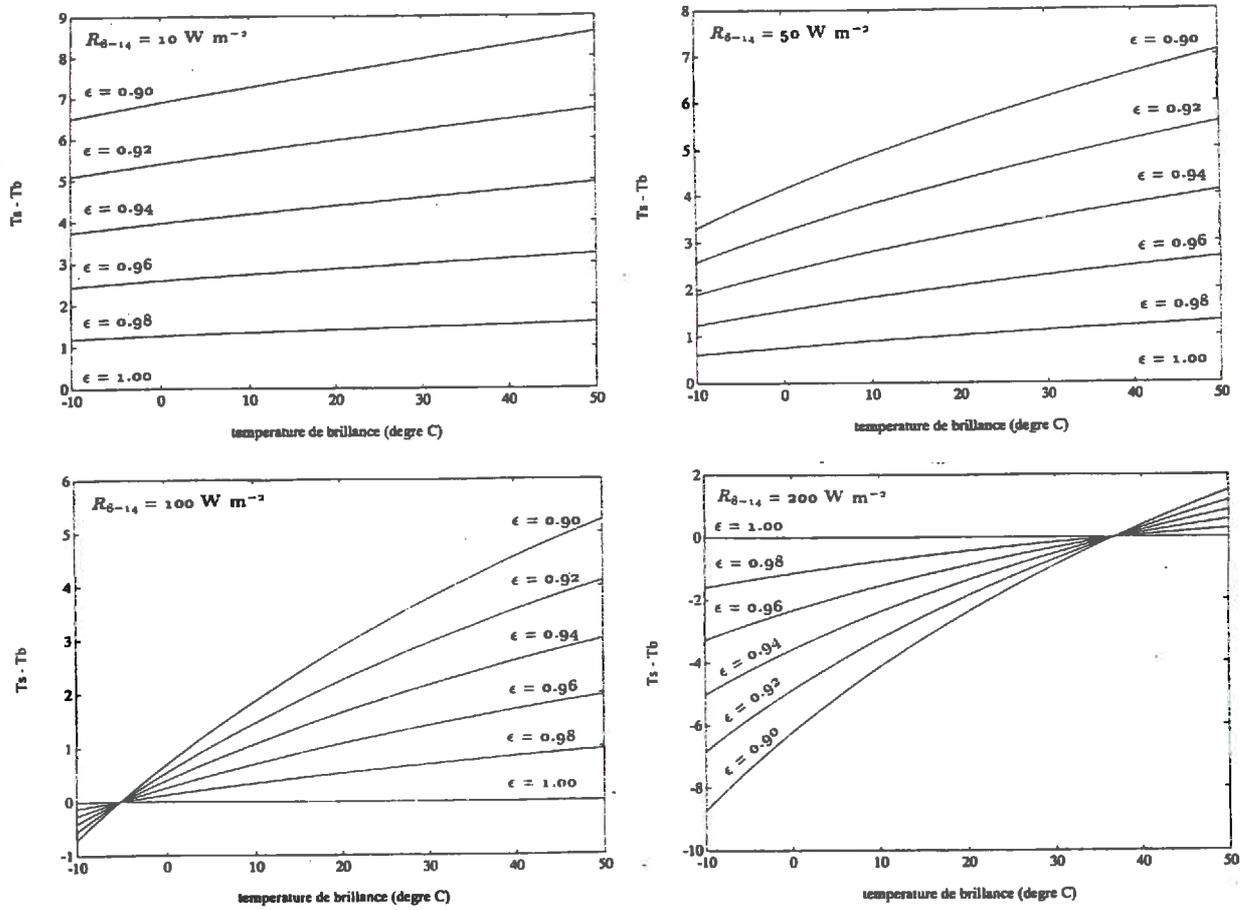


Figure 3.1: Erreurs commises en assimilant la température de brillance à la température de surface pour différentes émissivités et différents rayonnements atmosphériques.

Erreur liée à l'émissivité seule						
ϵ	0.98	0.96				
$T_b = 10^\circ \text{C}$	1.4	3.0				
$T_b = 40^\circ \text{C}$	1.6	3.3				
Erreur liée à Ra_{8-14} seul						
$Ra_{8-14} \text{ W m}^{-2}$	50		100		200	
ϵ	0.98	0.96	0.98	0.96	0.98	0.96
$T_b = 10^\circ \text{C}$	-0.6	-1.1	-1.1	-2.3	-2.2	-4.5
$T_b = 40^\circ \text{C}$	-0.4	-0.8	-0.8	-1.7	-1.6	-3.3
Erreur totale						
$Ra_{8-14} \text{ W m}^{-2}$	50		100		200	
ϵ	0.98	0.96	0.98	0.96	0.98	0.96
$T_b = 10^\circ \text{C}$	0.8	1.8	0.3	0.7	-0.8	-1.5
$T_b = 40^\circ \text{C}$	1.2	2.5	0.8	1.6	0.0	0.0

Tableau 3.1: Erreur $T_s - T_b$ ($^\circ$) pour 3 valeurs du rayonnement atmosphérique et 2 valeurs d'émissivité

du rayonnement par l'atmosphère est minimale. Dans ces conditions, l'émission atmosphérique est également faible par rapport au reste du spectre. Par ailleurs, il est nécessaire d'utiliser la loi de Planck intégrée sur la gamme de longueur d'onde considérée plutôt que la loi de Stefan-Boltzman. Lorsque la correction des mesures de température de brillance est envisagée, il est très important de prendre en compte le rayonnement atmosphérique dans la gamme de mesure et non pas le rayonnement atmosphérique total comme cela a pu être fait très fréquemment (annexe A). De la même façon il est nécessaire d'introduire la valeur d'émissivité dans cette même gamme de mesure. En utilisant les formules données par Idso (1981) et Svendsen *et al.* (1990) (voir annexe A) pour décrire l'émittance du corps noir dans la gamme 8-14 μm on a :

$$R_{\text{mes},8-14} = \epsilon_{8-14} (a T_s^5 + b) + (1 - \epsilon_{8-14}) R_{g\lambda,8-14} = a T_b^5 + b \quad (3.3)$$

Pour un sol nu, ϵ peut varier selon sa composition entre 0,85 et 0,98 (Nerry 1988). Pour un couvert végétal des valeurs plus fortes de 0,95 à 0,99 sont souvent signalées, mais ces estimations sont toujours délicates et les informations spectrales sont encore fragmentaires. En effet le couvert végétal ne constitue pas une surface simple. Les feuilles et le sol reçoivent des quantités d'énergie variables en fonction de leur orientation et des ombrages. De fait, ils présentent des températures de surface différentes, et la température mesurée par le radiothermomètre ne correspond pas forcément à la température qui intervient dans notre bilan d'énergie (Huband et Monteith 1986, Paw U 1991). L'anisotropie existe aussi dans le cas des sols nus (Labad et Stoll 1990).

A toutes ces difficultés, il convient d'ajouter, lorsque la mesure du rayonnement IRT est effectuée depuis une plate-forme aéroportée ou satellitaire, les effets atmosphériques sur sa transmission, qui viennent perturber la mesure. Cooper et Asrar (1989) par exemple, montrent que ces effets peuvent se traduire par des erreurs bien supérieures à la dizaine de degrés. De telles erreurs peuvent être constatées lorsque sont comparées les températures de brillance obtenues au moyen du satellite Météosat (sans corrections des effets de l'atmosphère) à celles des satellites NOAA pour lesquelles il est facile d'effectuer une correction (Savane 1990). Toutefois, le développement des méthodes de corrections atmosphériques par l'intermédiaire de codes atmosphériques complexes (type LOWTRAN), ou de méthodes plus simples (type Split-Window), devrait permettre d'améliorer la précision de la mesure. De nouvelles méthodes comme celle du "local split window" proposée par Becker et Li (1990) semblent prometteuses.

3.1.2 Mesure dans le domaine solaire

Les radiomètres embarqués à bord des plates-formes satellitaires permettent la mesure du rayonnement solaire réfléchi par la surface terrestre. Ces mesures sont effectuées dans des bandes spectrales étroites dans le visible (bleu, vert, rouge), dans le proche infrarouge et le moyen infrarouge. Lorsque ces luminances spectrales sont normalisées par l'éclairement spectral, les mesures sont transformées en réflectance directionnelle (voir Guyot 1989). La réflectance d'une culture est le résultat d'interactions complexes entre le rayonnement électromagnétique et le couvert végétal. Elle dépend :

- des propriétés optiques des feuilles; leurs niveaux de réflectance et de transmittance (figure 3.2) sont déterminés par la structure cellulaire du mésophyle et par l'absorption par les pigments (dans le visible) et par l'eau (moyen infrarouge) (*cf.* Jacquemoud 1992);
- des propriétés optiques du sol qui varient avec sa composition, sa rugosité et son humidité superficielle (figure 3.3);
- de la quantité de végétation et en particulier de la surface développée par les feuilles (caractérisée par l'indice foliaire ou rapport de la surface foliaire à l'unité de surface de sol sous jacent);
- de la structure du couvert qui se marque par l'orientation des différents éléments (ex : inclinaison des feuilles) et leur agrégation éventuelle (ex : effet de rang);

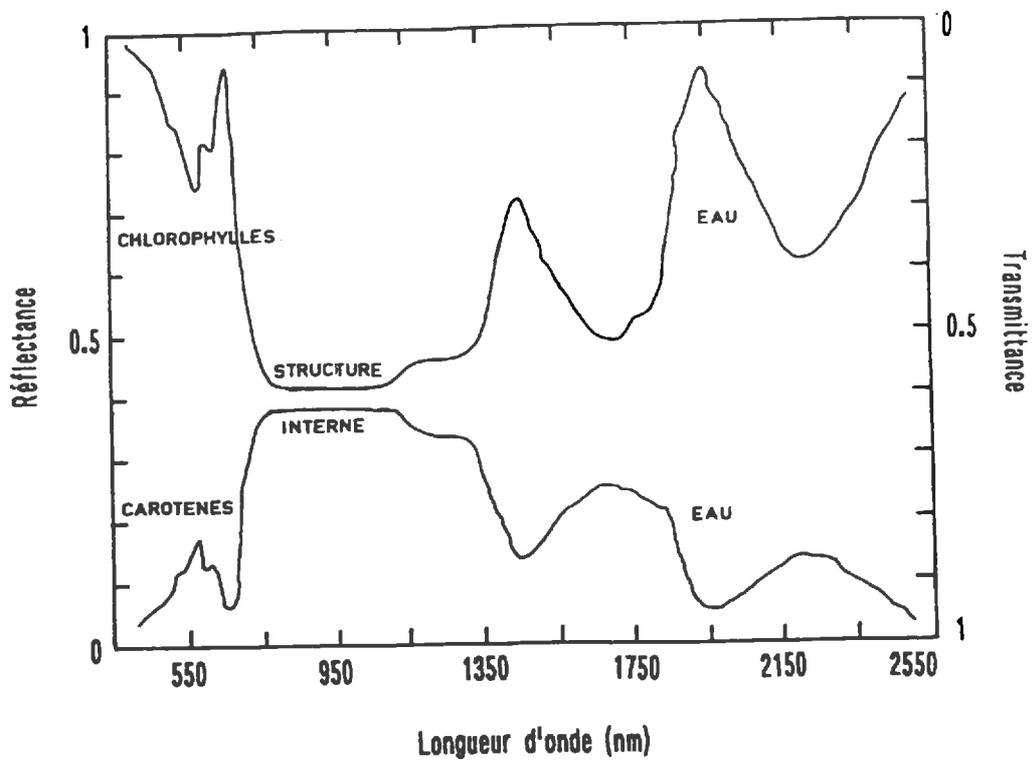


Figure 3.2: Spectres de réflectance et de transmittance d'une feuille (d'après Jacquemoud 1992).

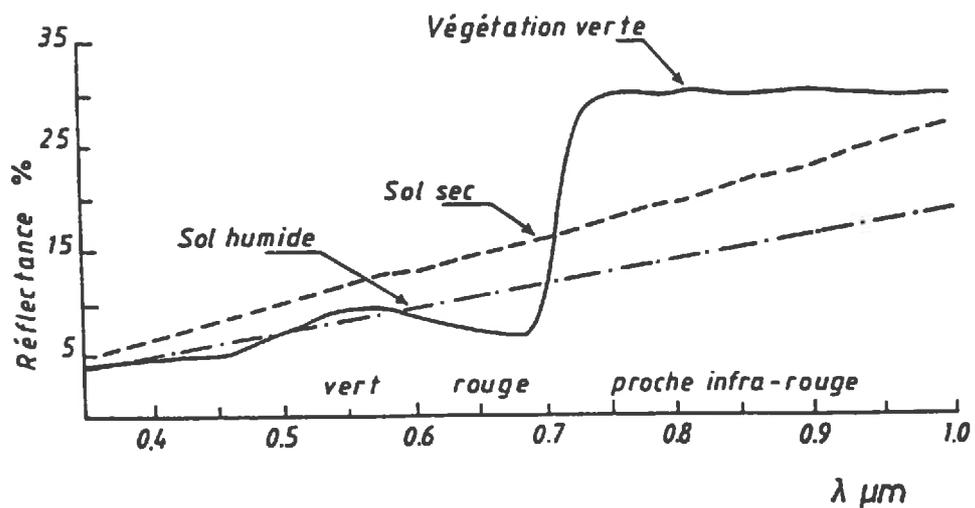


Figure 3.3: Réflectance du sol et de la végétation dans le visible et le proche infrarouge (d'après Tucker et Miller 1977).

- des conditions d'éclairement lors des mesures (direction d'incidence du rayonnement solaire direct, fraction de rayonnement diffus);
- de la géométrie de la visée (direction de visée).

On trouvera une revue exhaustive de ces facteurs chez Guyot (1989).

L'influence des facteurs externes au couvert peut être limitée par l'utilisation d'indices de végétation, formés par la combinaison de réflectances spectrales dans les différents domaines du spectre. Les canaux les plus utilisés sont le rouge et le proche infrarouge, pour lesquels il existe un contraste important entre les propriétés optiques du sol et celles des plantes (figure 3.3). Ces canaux sont combinés sous forme de rapport comme la différence normalisée de Rouse *et al.* (1974)

$$DN = \frac{\rho_{pir} - \rho_r}{\rho_{pir} + \rho_r} \quad (3.4)$$

(ρ_{pir} et ρ_r représentant les réflectances dans le proche infrarouge et le rouge) ou sous forme de combinaison linéaire comme le Perpendicular Vegetation Index de Richardson et Wiegand (1977). Ces indices sont bien corrélés avec différentes caractéristiques des couverts végétaux comme le LAI (Wiegand *et al.* 1974, Holben *et al.* 1980, Asrar *et al.* 1984 et 1985b), la biomasse (Tucker *et al.* 1979, Elvidge et Lyon 1985), l'absorption du rayonnement PAR (Asrar *et al.* 1984, Sellers 1985, Choudhury 1987, Baret et Oliosio 1989, Bégué 1991).

De même que dans l'infrarouge thermique, l'atmosphère perturbe fortement les mesures dans le domaine solaire. Des corrections au moyen de modèles simulant l'absorption par les gaz atmosphériques (H_2O , O_3 et CO_2) et la diffusion par les aérosols et les molécules peuvent être nécessaires (Tanré 1990). Généralement, les bandes spectrales d'observation sont choisies dans des fenêtres atmosphériques transparentes, et l'absorption des gaz peut être négligée, ce qui n'est malheureusement pas le cas de la diffusion.

3.2 Télédétection et bilan d'énergie

Comme nous venons de le voir, la télédétection permet de mesurer la température de surface et donc de résoudre l'équation du bilan d'énergie. Mais en général, la mesure par télédétection n'est disponible qu'avec un pas de temps incompatible avec l'évolution journalière du bilan d'énergie. Le satellite fournit au mieux quelques mesures instantanées de température de surface ce qui ne permet de fermer le bilan d'énergie qu'à ces quelques moments au cours de la journée. Dans ce contexte, deux grands types d'approches ont été proposées :

- résoudre le bilan d'énergie et de masse au cours de la journée au moyen d'un modèle de bilan d'énergie, en forçant la température de surface à prendre la valeur mesurée par le satellite à l'heure de son passage, ceci en ajustant un ou plusieurs paramètres du modèle. Dans la plupart des cas, l'inversion est réalisée sur le paramètre de fermeture du bilan d'énergie *i.e.* le paramètre M (Carlson *et al.* 1981, Vidal *et al.* 1987) ou la conductivité hydrique de surface (Soer 1980, Taconet *et al.* 1986, Brunet *et al.* 1988). Lorsque ces paramètres sont reliés aux caractéristiques hydriques du sol, l'inversion peut permettre non seulement de déterminer les flux, mais aussi l'humidité ou le potentiel hydrique du sol (Soer 1980 par exemple). Des cartographies d'humidité du sol (Taconet *et al.* 1986) ou de réserve en eau du sol (Vidal *et al.* 1987) ont ainsi été réalisées. A une autre échelle, certains auteurs ont aussi proposé des méthodes permettant de mesurer la conductance stomatique au champ à partir de la température de surface (Smith *et al.* 1988, Inoue *et al.* 1990).
- relier directement l'évaporation journalière ET_j à la température de surface par l'intermédiaire de relations simplifiées comme celle qui a été proposée par Seguin *et al.* (1982) à la suite des

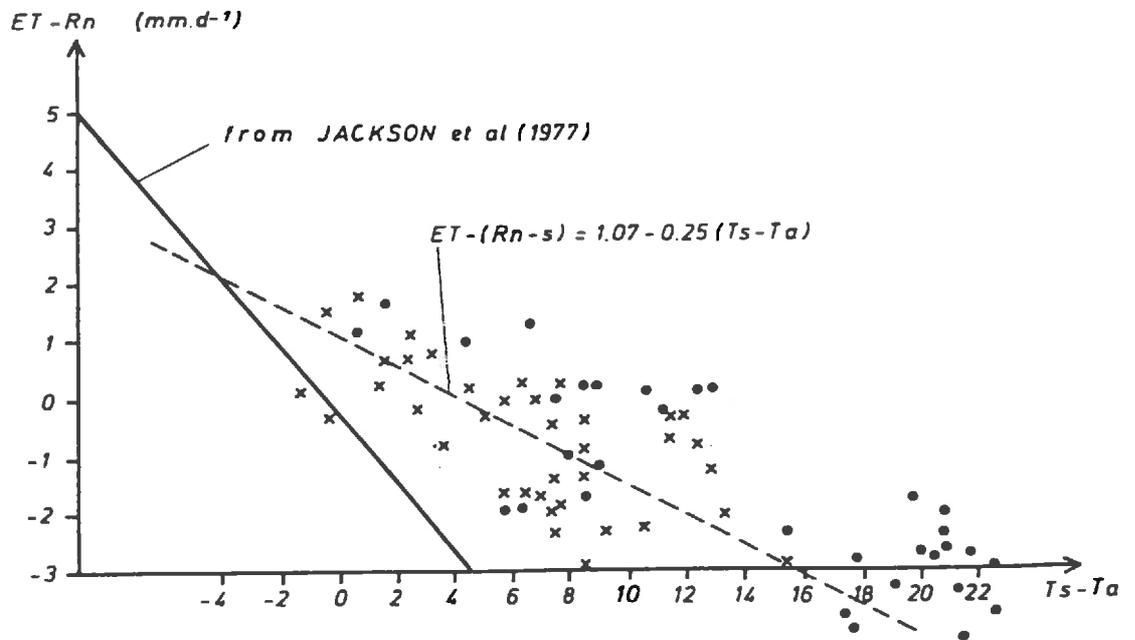


Figure 3.4: Relation simplifiée entre $ET_j - Rn_j$ et $T_s - T_a$. La relation obtenue par Seguin *et al.* (1982) sur la Crau (en pointillés) est comparée à la relation obtenue par Jackson *et al.* (1977) (trait plein) (d'après Seguin *et al.* 1982).

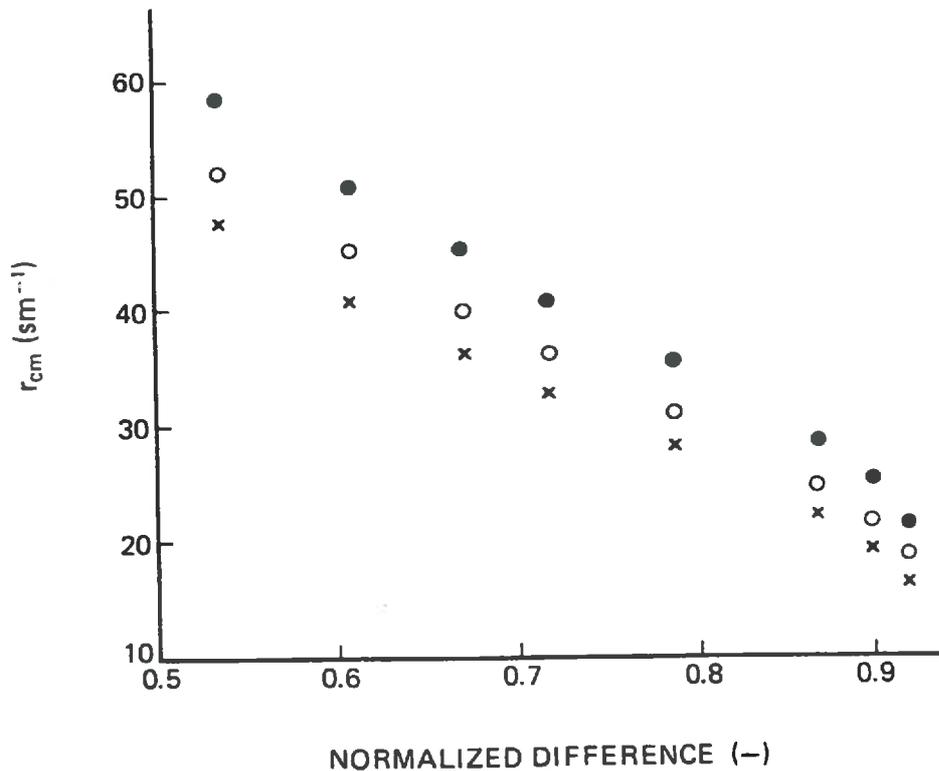


Figure 3.5: Relations simulées entre la résistance minimale du couvert et la différence normalisée DN pour 3 niveaux de PAR incident [300 (●), 375 (○), 450 (×)] (Hope 1988).

travaux de Jackson *et al.* (1977) (figure 3.4) :

$$ET_j - Rn_j = A - B(T_s - T_a) \quad (3.5)$$

Cette équation ne nécessite que la connaissance du rayonnement net journalier Rn_j et de la valeur instantanée de l'écart de température $T_s - T_a$ au voisinage du maximum de température (qui correspond à l'heure de passage d'un satellite comme NOAA-AVHRR). Cette relation a fait l'objet de très nombreuses études par la communauté scientifique française (Seguin et Itier 1983, Rambal *et al.* 1985, Vidal *et al.* 1987, Riou *et al.* 1988, Chanzy 1991, Lagouarde 1991). Elle a permis de réaliser des cartographies d'évapotranspiration à l'échelle régionale comme sur le carré Hapex Mobilhy (Lagouarde 1991) ou sur l'ensemble du territoire métropolitain (Savane 1990). Elle a aussi été utilisée pour établir la cartographie du rendement du mil au Sénégal (Seguin *et al.* 1989), et le suivi de l'irrigation dans un grand périmètre irrigué marocain (Vidal 1989). D'autre type de relations simplifiées ont été proposée par Nieuwenhuis *et al.* (1985) par exemple.

Ces deux types d'approche diffèrent généralement par les échelles de temps et d'espace auxquelles elles sont utilisées. En raison de son caractère plus simple, la deuxième approche s'applique bien à des études sur de très vastes régions et sur de longues périodes.

Dans l'ensemble des travaux, les paramètres de surface, hormis ceux qui sont obtenus par inversion de la température de surface, sont fixés *a priori* à partir de valeurs connues dans la bibliographie, ou obtenus par calage du modèle par rapport à une situation réelle. Il est difficile d'utiliser ces valeurs pour effectuer un suivi temporel ou pour étudier la répartition spatiale des flux. De façon à obtenir une meilleure utilisation des paramètres, certaines personnes proposent de les déterminer à partir de valeurs tabulées et d'une cartographie de l'occupation des sols. Une telle approche a par exemple été adoptée par Lagouarde (1991) qui -i établit une relation entre la pente B de la relation simplifiée et la rugosité des couverts végétaux, -ii assigne à différentes classes de végétation une valeur de rugosité, -iii cartographie l'évapotranspiration dans le Sud-Ouest autour du carré Hapex Mobilhy, à partir de la répartition des différentes classes de végétation et de la température de surface, en utilisant les données des satellites NOAA.

La télédétection dans les courtes longueurs d'onde (visible et proche infrarouge) est bien adaptée au suivi de la végétation, et elle doit donc permettre d'accéder directement aux paramètres qui nous intéressent et à leurs variations spatiales et temporelles. Différents auteurs ont ainsi cherché à déterminer :

- l'albédo à partir des réflectances spectrales bidirectionnelles (Kimes et Sellers 1985, Irons *et al.* 1988, Ranson *et al.* 1991)
- la rugosité de la surface à partir d'indice de végétation (Hatfield 1989)
- la conductance de surface à partir d'indice de végétation (conductance maximale pour des couverts fonctionnant à l'évapotranspiration maximale) (Sellers 1985, Hope 1988, figure 3.5).
- le coefficient cultural à partir d'indice de végétation (Jackson *et al.* 1980, Heilman *et al.* 1982, Bausch et Neale 1987)

Les données météorologiques nécessaires à l'analyse du bilan d'énergie sont généralement obtenues à partir des mesures du réseau météo régional (Lagouarde et Choissnel 1989), ou par l'intermédiaire de modèles de couche limite planétaire (Carlson *et al.* 1981, Taconet *et al.* 1986, Brunet *et al.* 1988, Noilhan *et al.* 1991). Différents paramètres météorologiques doivent cependant pouvoir être estimés par télédétection comme $R_{c\lambda}$ (Dedieu *et al.* 1987), $R_{g\lambda}$ (Darnel *et al.* 1986), Rn (Jackson *et al.* 1985, Lagouarde *et al.* 1991).

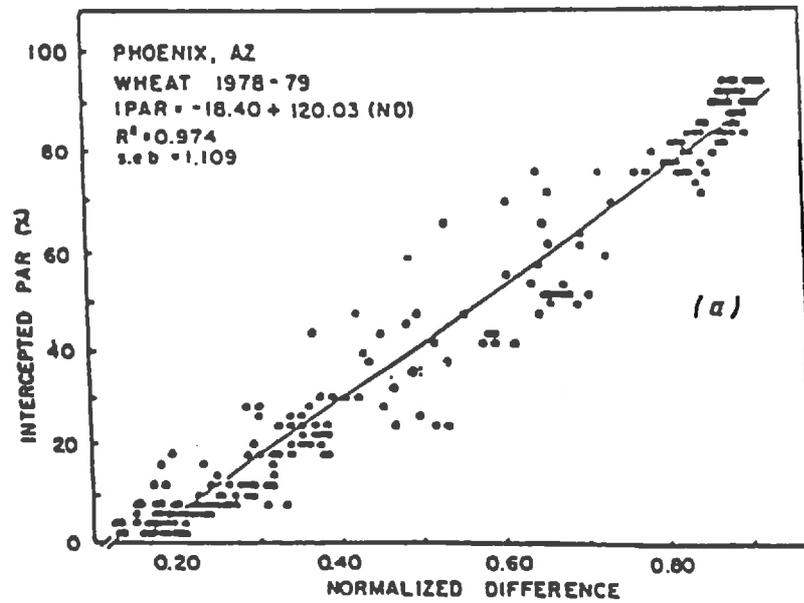


Figure 3.6: Relation entre le PAR intercepté et la différence normalisée (Hatfield *et al.* 1984).

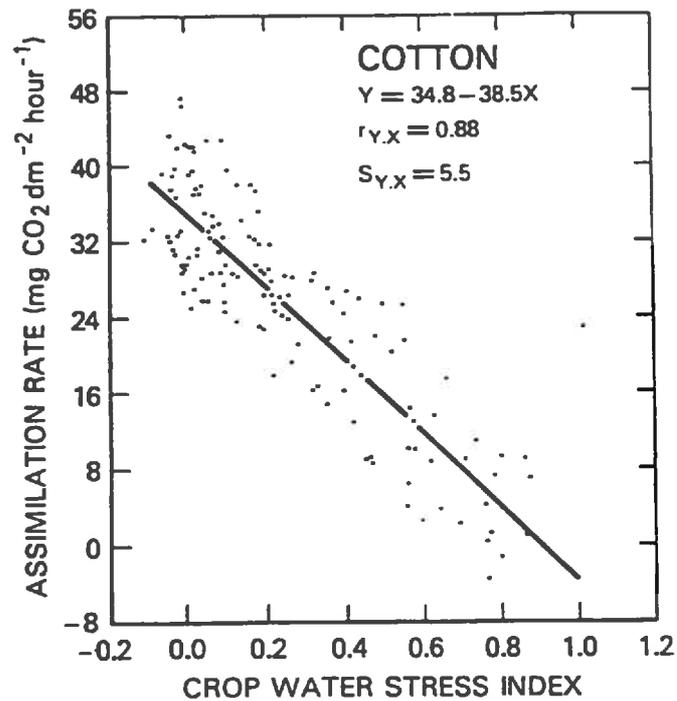


Figure 3.7: Relation entre la photosynthèse et le CWSI calculé à partir des températures de brillance IRT (d'après Idso *et al.* 1982).

3.3 Télédétection et productivité

Dans le domaine solaire, la relation entre la productivité et les données de télédétection se base sur l'estimation de l'énergie utile à la photosynthèse (PAR de 0.4 à 0.7 μm) absorbée par le couvert végétal, à partir des réflectances spectrales (Kumar et Monteith 1981, Asrar *et al.* 1984, Baret *et al.* 1988, Baret et Oliosio 1989, figure 3.6). Le rayonnement absorbé est alors relié à la production de biomasse ou au rendement au moyen de modèles plus ou moins déterministes. Un modèle simple proposé par Monteith (1972 puis 1977) et analysé en détail par Varlet-Grancher (1982), Oliosio (1987) ou Bégué *et al.* (1991) est le plus souvent utilisé pour les applications par télédétection (Goward et Dye 1987, Bégué 1991, Leblon et Guerif 1991). Des essais ont aussi été tentés pour accéder directement à la photosynthèse (Sellers 1985, Choudhury 1987, Bartlett *et al.* 1990)

Dans le domaine thermique, la relation entre la productivité et la mesure de température de surface peut s'établir par l'intermédiaire de l'estimation de l'évapotranspiration et de relations entre l'évapotranspiration et la production de biomasse ou le rendement comme celles présentées précédemment. Par exemple, Seguin *et al.* (1989) ont pu proposer des cartographies d'estimations du rendement de cultures de mil au Sénégal à partir des mesures de température de surface du satellite Météosat. D'autres auteurs par ailleurs, ont utilisé la température de surface pour élaborer des indices de stress dont certains ont pu être reliés à l'efficacité de la transformation du rayonnement absorbé en biomasse (Asrar *et al.* 1985a, Steinmetz 1990), au rendement (Wanjura *et al.* 1990, voir aussi Choudhury 1989) ou plus directement à la photosynthèse (Idso *et al.* 1982, Choudhury 1986 et 1989, figure 3.7).

3.4 Complémentarité réflectances-IRT

Les réflectances dans le domaine solaire permettant d'accéder à l'énergie lumineuse captée par la végétation d'une part, et la température de surface permettant d'accéder à son état hydrique d'autre part, ces deux approches apparaissent complémentaires pour l'analyse de la productivité par télédétection. Cette complémentarité apparaît également utile pour l'étude du bilan d'énergie et par là même celle du bilan hydrique. Relativement peu de travaux ont cherché à exploiter cette complémentarité :

- Hope (1988) propose de déterminer la conductance de surface pour un couvert végétal suivant une procédure qui se décompose en trois étapes : -i la conductance maximale g_{max} du couvert est déterminée à partir d'un indice de végétation (figure 3.5), -ii la température de surface minimale du couvert T_{min} est déterminée à partir de g_{max} , -iii la température de surface mesurée est utilisée pour déterminer la conductance de surface à partir de relations préétablies entre g_s/g_{max} et T_s/T_{min} (figure 3.8).
- Camillo (1991) a proposé d'utiliser les mesures de réflectance pour inverser des modèles de transferts radiatifs et ainsi obtenir des paramètres qui sont également des paramètres d'entrée du bilan d'énergie comme l'albédo ou l'absorption du rayonnement PAR. Cependant ce travail n'a pu être mené à son terme en raison de la disparition prématurée de ce chercheur.
- Goward *et al.* (1985), Hope (1986), Nemani et Running (1989) ont montré que l'indice de végétation DN et la température de surface étaient reliés linéairement (figure 3.9). La pente de cette relation a été elle-même reliée à un paramètre représentant la conductance de surface dans leur modèle d'écosystème forestier par Nemani et Running (1989). Il apparaît dans d'autres études que la relation entre T_s et ND variait avec les conditions climatiques et le type de couvert végétal (Wang 1989 et 1991), la conductance stomatique et l'état hydrique de surface du sol (Smith et Choudhury 1990, Carlson *et al.* 1990). La dynamique de la relation provient des dynamiques de l'indice foliaire et du taux de couverture du sol. Carlson *et al.* (1990) ont utilisé cette dynamique pour analyser les échanges d'énergie d'un couvert végétal.

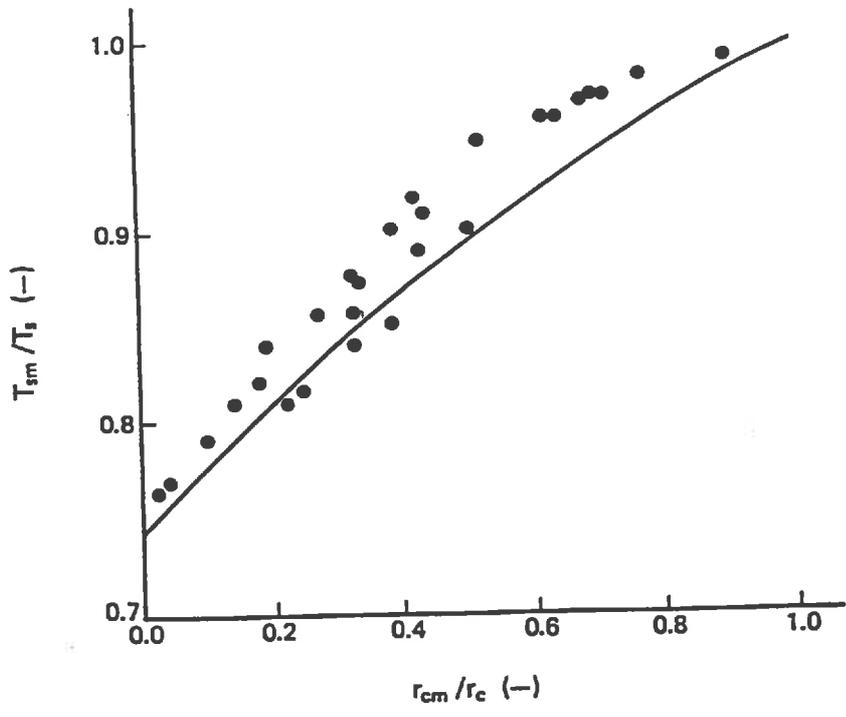


Figure 3.8: Relation entre la température de surface normalisée et la résistance du couvert normalisée (Hope 1988).

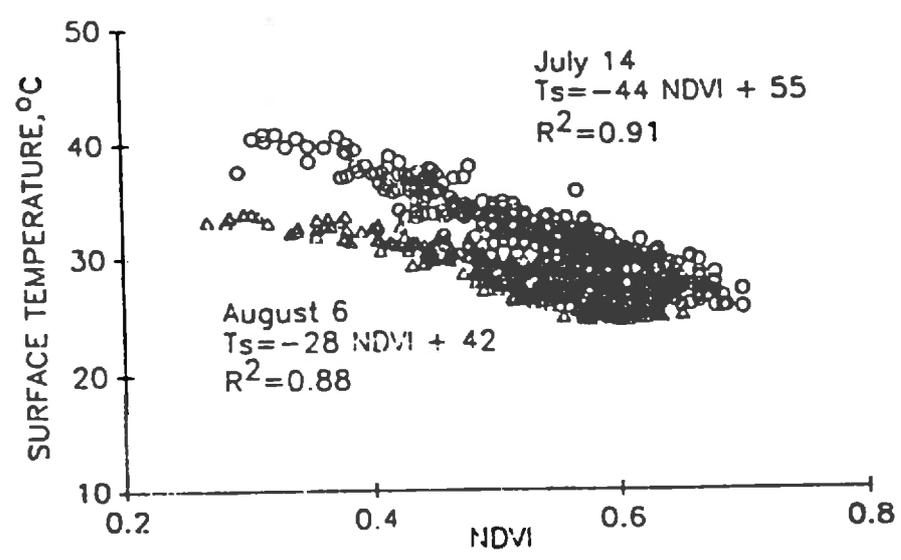


Figure 3.9: Relations $ND - T_s$ obtenues avec des données NOAA (Nemani et Running 1989).

- Asrar *et al.* (1985a) et Steinmetz (1990) ont intégré l'information qui pouvait être fournie par la température de surface (sous forme d'indice de stress) au sein du modèle de production de biomasse de Monteith. Guérif *et al.* (1991) ont appliqué cette méthode à partir de données NOAA et SPOT sur une région algérienne.

Par ailleurs, d'autres travaux ont montré que la complémentarité des domaines solaires et thermiques pouvait être mise à profit pour discriminer certains types de couverts végétaux (Seguin *et al.* 1991) ou pour obtenir des estimations plus performantes de l'indice foliaire (Williamson 1988). Li (1990) a montré que des indices multispectraux déterminés dans l'infrarouge thermique (TISI) devaient être complémentaires avec la différence normalisée DN .

3.5 En conclusion

Ce chapitre nous a montré le rôle que peut jouer la télédétection dans l'étude de la productivité et des flux du bilan d'énergie. L'intérêt de la télédétection pour ce type d'étude repose bien sur ses possibilités d'accès à des échelles de temps et d'espace variées. Elle est aussi intéressante car elle permet de développer des méthodologies de mesure qui ne perturbent pas l'environnement des couverts étudiés. D'autre part, les différents domaines de longueur d'onde donnent accès à des informations variées. En particulier les domaines solaire et thermique apparaissent complémentaires pour accéder au bilan d'énergie et à la productivité des couverts. Cependant, et bien que chacun des domaines soit maintenant bien connu et fasse l'objet de différentes applications déjà opérationnelles, leur analyse combinée n'en est encore qu'à son commencement.

Au niveau des couverts, les mécanismes de base qui déterminent les grandeurs mesurables par télédétection sont tout à fait de même type que ceux qui président aux échanges d'énergie et de masse. La modélisation des grandeurs mesurables se basera donc sur les mêmes mécanismes que celle des échanges. De même que pour les modèles de fonctionnement du couvert, les modèles développés dans le cadre de la télédétection ont différents intérêts, en permettant l'intégration des connaissances, et en fournissant des outils nécessaires à l'interprétation des données mesurées, dans le but d'analyser le fonctionnement du couvert. Ils permettent par des systèmes d'inversion d'accéder à différents paramètres ou à différents flux.

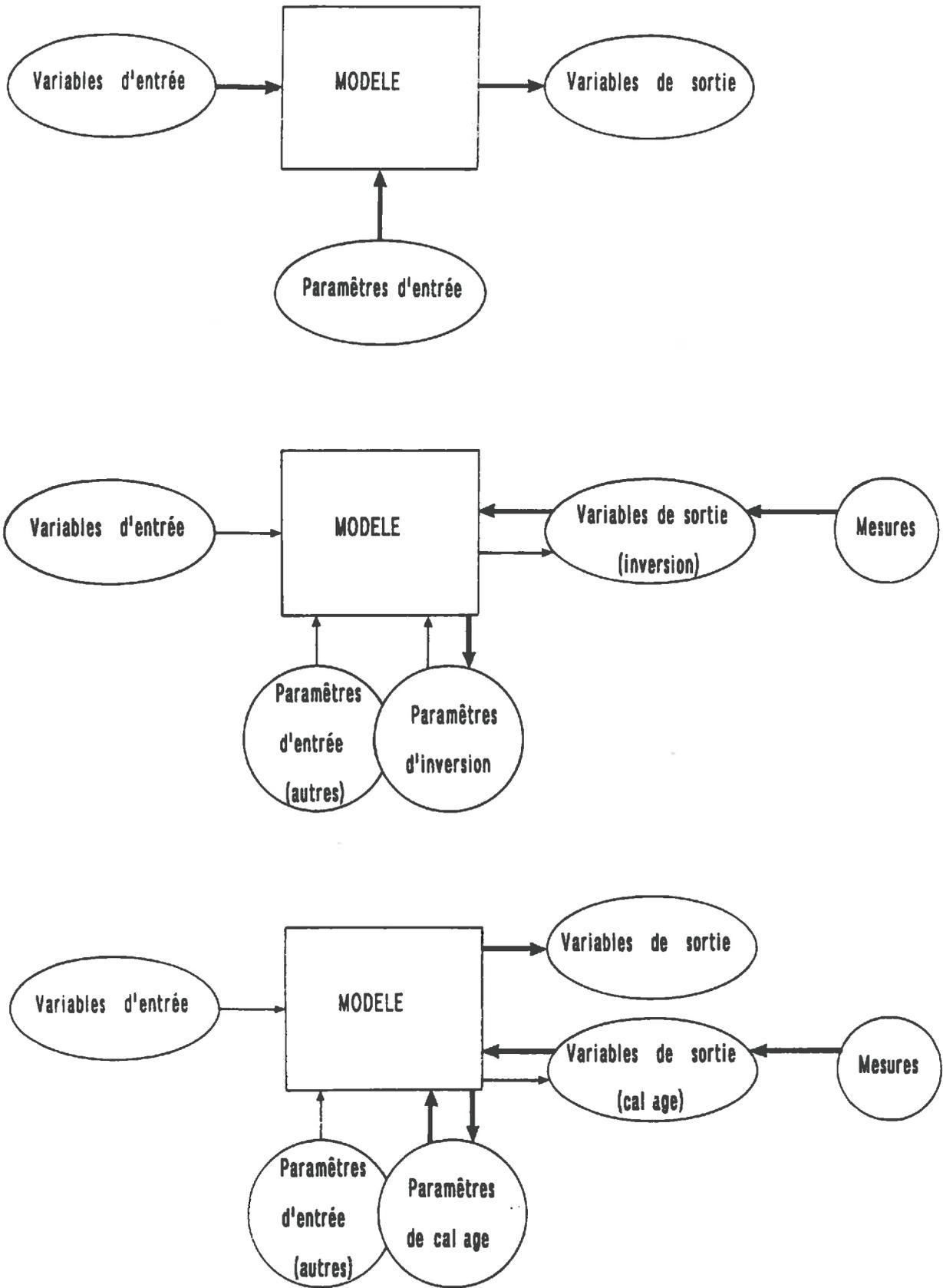


Figure 4.1: Optiques d'utilisation d'un modèle : sens direct, inverse et cal age.

Chapitre 4

Présentation du travail

Dans les chapitres précédents, nous avons mis en évidence les relations qui existent entre les mesures de télédétection dans les domaines solaire et thermique, les échanges d'énergie et en particulier l'évapotranspiration ainsi que la photosynthèse. L'analyse combinée de l'ensemble de ces phénomènes n'est que rarement abordée, souvent en raison de la lourdeur des dispositifs expérimentaux à mettre en oeuvre, mais aussi en raison d'un certain cloisonnement des "disciplines". De plus, nombre de résultats expérimentaux et de considérations théoriques montrent que l'analyse globale de ces phénomènes et de la complémentarité des données de réflectances et de température de surface n'est pas simple :

- en premier lieu, la structure de la végétation joue un rôle évident sur les réflectances spectrales, mais aussi sur l'ensemble des transferts (radiatifs, de chaleur et de matière); elle influe donc aussi sur la température de surface, ce que montrent bien les relations $DN - T_s$;
- en second lieu, les physiologistes insistent sur les liaisons entre la photosynthèse des feuilles et leur conductance stomatique; l'ouverture stomatique qui permet les échanges gazeux avec l'atmosphère (H_2O , CO_2) est régulée non seulement par l'état hydrique des plantes, mais aussi directement par leur activité photosynthétique.

Face à la complexité des phénomènes, le travail que j'ai entrepris vise à l'élaboration d'un modèle permettant l'analyse combinée des réflectances spectrales et de la température de surface, dans le but d'accéder à la transpiration et la photosynthèse. Même si elles ne seront parfois que partiellement abordées, ce modèle se place dans deux optiques. La première est de réaliser un outil qui permette, d'une part de décrire et d'analyser les relations fonctionnelles entre les différents mécanismes mis en jeu lors des échanges d'énergie et de masse, et d'autre part de prévoir leur comportement dans différentes conditions environnementales. La deuxième est de disposer de cet outil pour l'utilisation combinée des données de télédétection dans le domaine solaire et le domaine thermique pour accéder à la productivité des couverts végétaux. Ceci pourra se matérialiser, soit par l'inversion ou le calage du modèle à partir des mesures de télédétection de façon à estimer la photosynthèse et la transpiration, soit par l'analyse de relations statistiques entre les données de télédétection et la photosynthèse ou la transpiration.

Dans la première optique (figure 4.1), le modèle élaboré doit permettre la simulation des variables de sortie qui nous intéressent, c'est à dire la température de brillance, les réflectances spectrales, la transpiration et la photosynthèse. Pour ce faire toute une série d'informations sont nécessaires parmi lesquelles on distinguera :

- des variables d'entrée qui serviront au forçage du modèle et qui caractériseront les conditions aux limites du système étudié; ce seront des variables météorologiques décrivant l'état de l'atmosphère et du sol (température, humidité, vent, rayonnements incidents);
- des paramètres descriptifs du système et des relations physiques entre les variables d'entrée et de sortie; en particulier ils décriront la structure de la végétation (surface développée, orientation des

feuilles), les propriétés optiques des constituants du couvert (feuilles et sol) ou les caractéristiques thermiques du sol (conductivité et capacité);

- des **coefficients** qui interviendront dans des relations de type phénoménologique et qui n'auront pas nécessairement de sens physique; on rencontrera ce type de quantité lorsque l'on décrira les caractéristiques de rugosité du couvert ou la conductance stomatique et la photosynthèse des feuilles.

Le modèle doit aussi permettre la simulation de variables et de paramètres intermédiaires qui seront nécessaires à la détermination des variables de sortie. Ces nouveaux paramètres ou variables permettront d'analyser les relations entre les différents mécanismes régissant les échanges. Certains d'entre eux constituent des caractéristiques du système intéressantes pour l'analyse de son comportement, comme par exemple, l'albédo, les coefficients d'échange, la conductance stomatique, les températures de surface du sol et de la végétation, l'humidité et la température de l'air dans le couvert, le potentiel hydrique de la végétation.

Des données expérimentales seront acquises de façon à, d'une part, déterminer la valeur des coefficients et des paramètres d'entrée du modèle, et d'autre part, acquérir des jeux de variables d'entrée et de sortie pour valider le modèle. Des paramètres et des variables intermédiaires seront aussi mesurés pour vérifier la validité interne du modèle.

Dans la seconde optique, le modèle élaboré doit permettre de déterminer la transpiration ou la photosynthèse en comparant les simulations de la température de brillance et des réflectances spectrales à leurs valeurs mesurées. Je distinguerai deux méthodes :

- **"l'inversion" du modèle** (figure 4.1) permettant de déterminer la valeur de certains paramètres au moment de la mesure de télédétection; dans ce cas, plus que la valeur des variables de sortie, c'est celle des paramètres sur lesquels s'effectue l'inversion qui sera recherchée (par exemple détermination de la conductance de surface);
- **le "calage" du modèle** (figure 4.1) permettant de déterminer la valeur des variables de sortie, photosynthèse et transpiration, tout au long de la journée et non plus seulement au moment des mesures de télédétection; dans ce cas, ce ne sera plus la valeur des paramètres d'inversion qui nous intéressera, et l'opération consistera à en déterminer des valeurs optimales permettant la meilleure simulation possible des variables de sortie.

Dans les faits, ces deux méthodes utiliseront des techniques d'inversion équivalentes. Cependant la seconde méthode permettra de réaliser un suivi de la photosynthèse et de la transpiration grâce aux données de télédétection.

Toujours dans notre seconde optique, le modèle pourra être utilisé pour analyser des relations entre les différentes variables de sortie dans des situations environnementales différentes. On pourra envisager de déterminer la photosynthèse suivant une procédure équivalente à celle qui a été proposée par Hope (1988, voir le chapitre précédent) pour obtenir la conductance de surface. On pourra aussi envisager l'analyse de relations comme celles qui lient la température de brillance aux indices de végétation ou à l'albédo, et ainsi rechercher le type d'informations qu'elles peuvent fournir lorsqu'elles sont établies par satellites. Ceci pourra servir à définir de nouvelles variables accessibles par satellite dans l'optique de l'étude de la terre à de nouvelles échelles spatiales.

Il n'existe pas actuellement de modèle qui permette d'une part de décrire et d'analyser l'ensemble des relations fonctionnelles entre les différents mécanismes mis en jeu, et d'autre part d'aider à l'utilisation combinée des données de télédétection dans les domaines solaire et thermique pour estimer la photosynthèse et la transpiration (inversion-calage-analyse de relations). De nombreux modèles ont été développés en France (Taconet *et al.* 1986 par exemple) comme à l'étranger (Soer 1980, Choudhury

et Idso 1984, van de Griend et van Boxel 1989, par exemple) pour analyser les possibilités d'estimation de l'ETR à partir des mesures de T_s . Cependant ils l'ont été dans des optiques hydrologiques, ou parfois agrométéorologiques, mais ils n'ont jamais été étendus à la photosynthèse. D'autre part, ces modèles n'incluent généralement pas la description des transferts radiatifs au sein du couvert, ce qui exclut de les utiliser pour l'analyse de la complémentarité des mesures thermiques et de réflectance.

L'ensemble de ces modèles ne permettant pas de répondre aux objectifs fixés, c'est à dire d'une part l'analyse de la photosynthèse et d'autre part l'analyse de la complémentarité des réflectances spectrales et de la température de brillance, j'ai donc entrepris de réaliser un modèle permettant d'atteindre ces objectifs.

Dans les prochains chapitres, je vais présenter :

- les bases de la modélisation entreprise et la mise en évidence des paramètres et des variables nécessaires au fonctionnement du modèle (partie II);
- les mesures expérimentales permettant de déterminer les paramètres du modèle et permettant d'effectuer sa validation (partie III);
- la validation de différents compartiments du modèle (partie IV);

En conclusion je présenterai des applications possibles du modèle.

Partie II
MODELISATION

Chapitre 5

Modélisation des échanges : présentation générale

5.1 Introduction

La modélisation des échanges d'énergie et de masse d'un couvert végétal avec son environnement (ainsi que des grandeurs mesurables par télédétection) peut être envisagée de différentes façons selon les objectifs que l'on cherche à atteindre.

Une première approche consiste en une description détaillée des processus physiques et physiologiques à différents niveaux au sein de la végétation. Par exemple dans le cas de la photosynthèse, des modèles de transfert radiatif plus ou moins complexes sont utilisés pour déterminer la répartition de l'éclairement reçu par les feuilles au sein du couvert, en fonction de leur position et de leur orientation (Myneni *et al.* 1986, Tchamitchian 1990, Grant *et al.* 1989a, Myneni 1991). La photosynthèse de chacune des feuilles est alors calculée au moyen d'un modèle foliaire qui peut consister en des courbes de réponse à l'éclairement (Myneni *et al.* 1986, Tchamitchian 1990) ou en des modèles décrivant les processus biochimiques (Grant *et al.* 1989a). La photosynthèse du couvert est ensuite calculée par la somme des photosynthèses individuelles. En ce qui concerne les échanges turbulents, des modèles multicouches se basent sur la résolution du bilan d'énergie à différents niveaux (10 à 20) dans le couvert et une paramétrisation adéquate de l'ensemble des coefficients d'échange et des conductances stomatiques (Waggoner et Reifsnyder 1968, Meyers and Paw U 1987, Lhomme et Katerji 1988, figure 5.1). De tels modèles ont aussi été adaptés au calcul de la photosynthèse du couvert en se basant sur une description de la photosynthèse identique à celle de la transpiration (Béthenod *et al.* 1990). Tous ces modèles très détaillés ne cherchent pas seulement à déterminer les échanges entre l'ensemble du couvert et l'atmosphère, mais aussi leur répartition entre les différentes parties du couvert (sol, sommet du couvert par exemple) en relation avec certains aspects du microclimat au sein du couvert (comme les profils d'humidité, de températures foliaires ou de l'air, figure 5.1). Bien entendu, ces modèles sont très complexes aussi bien par la description des phénomènes physiques et physiologiques, que par la quantité et la nature des paramètres qu'ils nécessitent.

Une seconde approche assimile le couvert à une simple feuille ("Big leaf model"). Les échanges sont alors traités par analogie avec ceux des feuilles en introduisant une conductance (ou une résistance) de surface équivalente à la conductance stomatique (voir paragraphe 1.6 dans la partie I). Ce type de modèle à une seule couche considère que les éléments de la végétation sont tous dans les mêmes conditions microclimatiques (figure 5.1). Il suppose également que les échanges au niveau du sol sont négligeables. Ces modèles sont mis à profit dans les études de l'évapotranspiration ou de la photosynthèse par télédétection, pour lesquelles la connaissance détaillée du microclimat interne au couvert n'est pas nécessaire (Soer 1980, Choudhury et Idso 1984, Choudhury 1987, Hope *et al.* 1988). Des modèles à deux couches, séparant le fonctionnement du sol de celui de la végétation ont aussi été développés selon différents principes (par exemple Deardorf 1978, Shuttleworth et Wallace 1985,

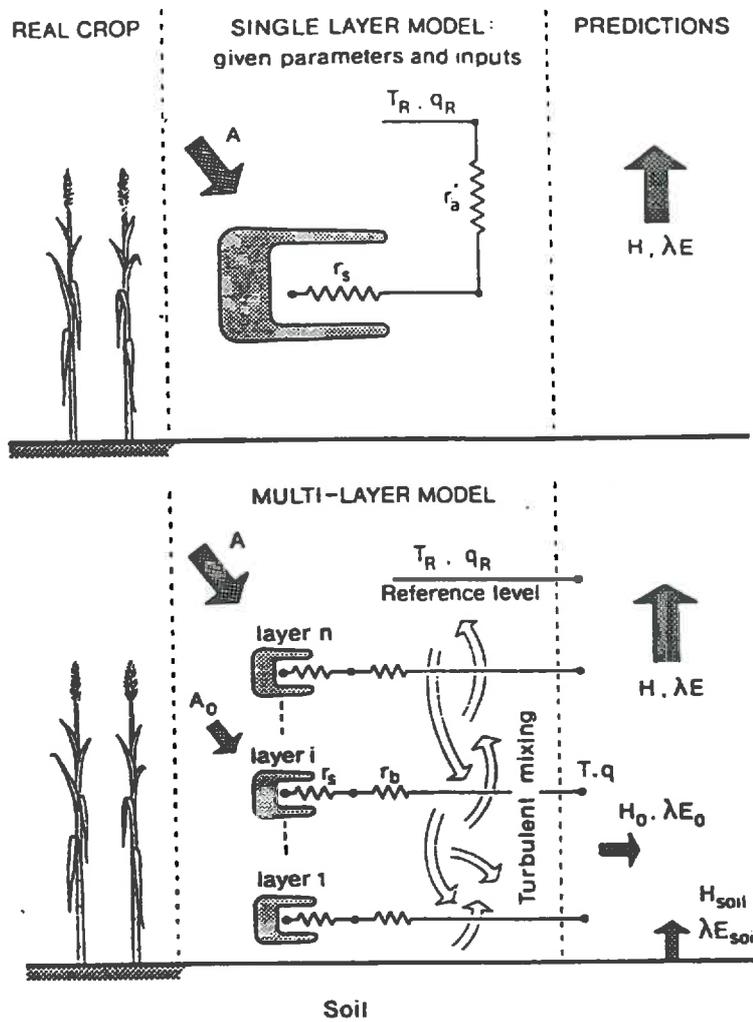


Figure 5.1: Structure schématique des modèles monocouches et multicouches (notations de Raupach et Finnigan, 1988).

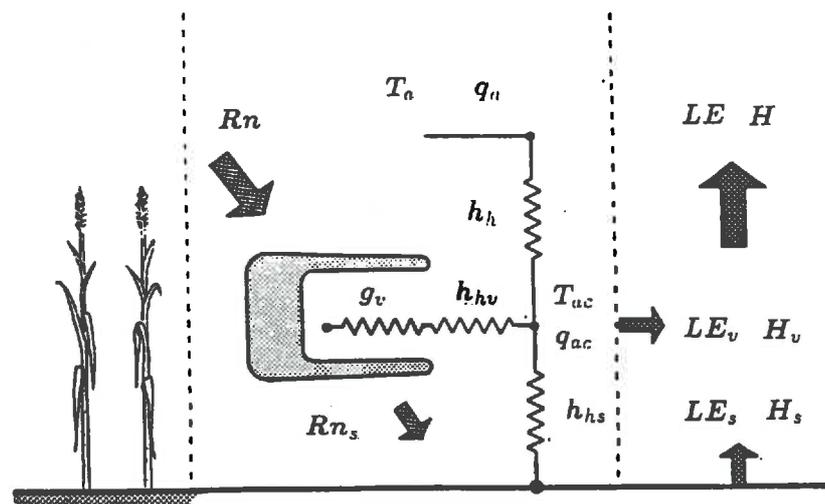


Figure 5.2: Structure schématique d'un modèle bicouche (les notations sont définies dans le texte de ce chapitre).

Taconet *et al.* 1986, Sellers *et al.* 1986, Choudhury et Monteith 1988, figure 5.2). De tels modèles sont utilisés pour déterminer l'évapotranspiration à partir de la mesure de température de surface (Taconet *et al.* 1986, Camillo 1991, Kustas 1990) ou pour servir de condition limite inférieure de modèle de couche limite atmosphérique ou de circulation atmosphérique (Sellers *et al.* 1986, Pinty *et al.* 1989, Noilhan *et al.* 1991).

Des études récentes (Camillo 1991, Shuttleworth et Gurney 1990, Kustas 1990) ont montré le bien fondé des modèles à deux couches qui apparaissent supérieurs aux modèles monocouches quand le couvert est peu développé. Par ailleurs, différents auteurs ont démontré que les modèles monocouches ou bicouches pouvaient être considérés comme équivalents à des modèles multicouches à la condition de bien définir les conductances de surface et les coefficients d'échanges turbulents (Shuttleworth 1976, Chen 1984, Lhomme et Katerji 1988).

5.2 Présentation générale du modèle

Un certain nombre de travaux ont servi de base de réflexion et d'inspiration pour établir les fondements du modèle que je vais présenter maintenant :

- le modèle TERSAIL de Hope *et al.* (1988), le modèle présenté par Camillo (1991) et le modèle SiB de Sellers *et al.* (1986) en ce qui concerne le couplage de la modélisation des transferts radiatifs et des échanges turbulents,
- les modèles à deux couches de Choudhury et Monteith (1988), Choudhury (1989) et à trois couches de van de Griend et van Boxel (1989) en ce qui concerne le schéma général des flux turbulents et des coefficients d'échange,
- le modèle TERGRA de Soer (1980) en ce qui concerne les transferts hydriques du sol vers l'atmosphère au travers de la végétation,
- le modèle SAIL (Verhoef 1984, 1985) pour les transferts radiatifs,
- les travaux de Jarvis (1976), Jones (1983) et Winkel et Rambal (1990) pour la formulation des conductances stomatiques,
- les travaux de Brunet *et al.* (1991) et Cellier et Brunet (1992) pour la formulation des échanges au dessus du couvert,
- les travaux de Cowan (1968) et Thom (1971 et 1972) pour la description des échanges au sein de la végétation.

5.2.1 Bilan d'énergie

Nous avons réalisé un modèle à deux couches qui sépare le sol de la végétation. Ceci a l'avantage d'une part, d'améliorer la détermination de la température de brillance mesurée par télédétection, et d'autre part, de rendre compte des processus d'échanges différents au niveau du sol (évaporation) et au niveau de la végétation (transpiration), tout en restant relativement simple. Cette modélisation des échanges d'énergie se base sur le schéma proposé par Choudhury (1989) ou Shuttleworth et Wallace (1985) et présenté sur la figure 5.3. La séparation des échanges sol et végétation implique la résolution simultanée du bilan d'énergie à deux niveaux :

- dans la végétation (indice v)

$$Rn_v = LE_v + H_v \quad (5.1)$$

- à la surface du sol (indice s)

$$Rn_s = LE_s + H_s + G_o \quad (5.2)$$

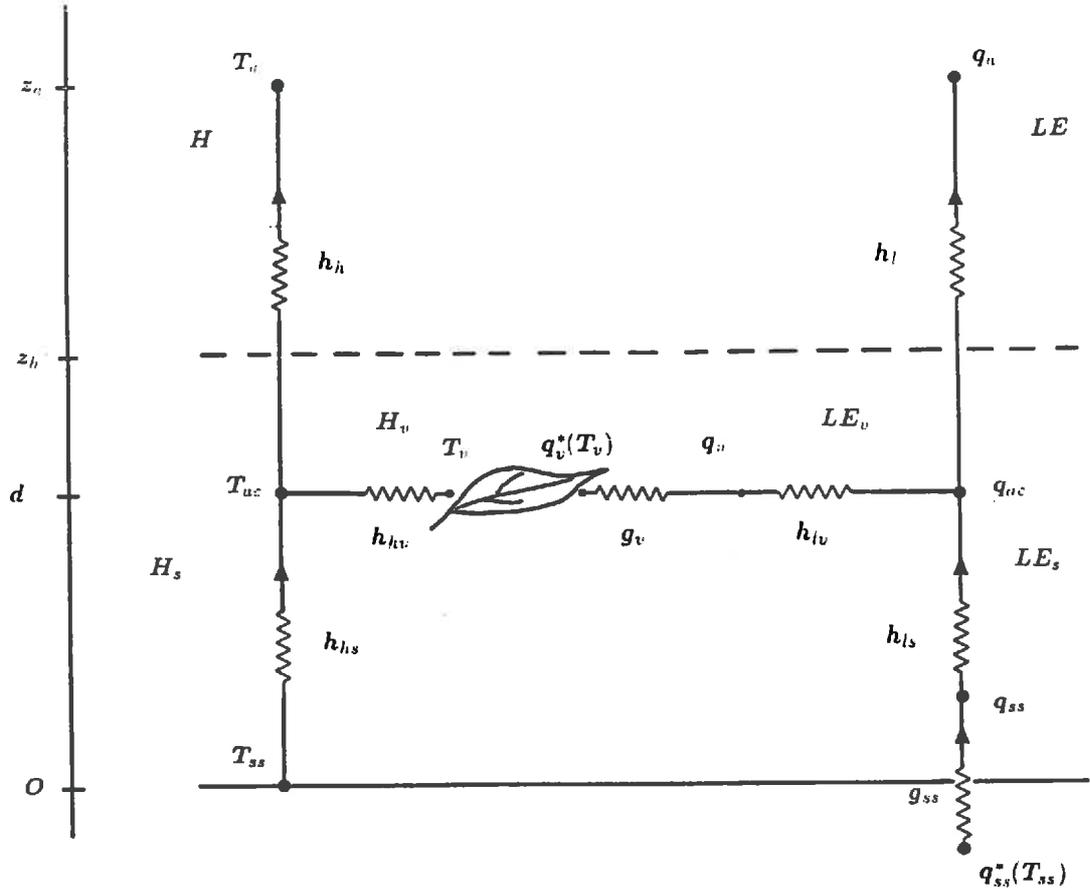


Figure 5.3: Représentation schématique des flux turbulents et du réseau de coefficients d'échange du modèle.

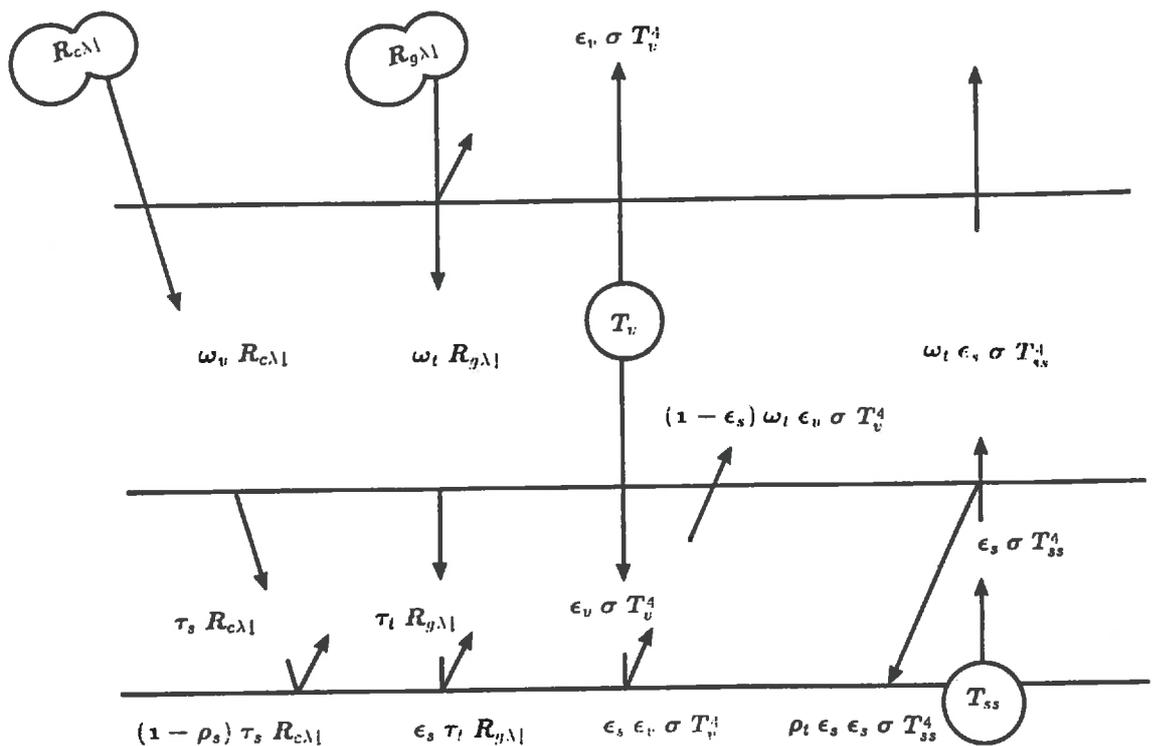


Figure 5.4: Représentation schématique des échanges radiatifs pris en compte dans le modèle.

A l'échelle du couvert le bilan d'énergie est exprimé par

$$Rn = LE + H + G_o \quad (5.3)$$

où

$$Rn = Rn_v + Rn_s \quad (5.4)$$

$$LE = LE_v + LE_s \quad (5.5)$$

$$H = H_v + H_s \quad (5.6)$$

5.2.2 Flux turbulents

Les flux turbulents mettent en jeu toute une série de coefficients d'échange (figure 5.3) entre la surface du sol, la végétation, l'atmosphère dans et au dessus du couvert (h_{lv} , h_{hv} , h_{ls} , h_{hs} , h_l , h_h) :

$$H_v = \rho c_p h_{hv} (T_v - T_{ac}) \quad (5.7)$$

$$H_s = \rho c_p h_{hs} (T_{ss} - T_{ac}) \quad (5.8)$$

$$H = \rho c_p h_h (T_{ac} - T_a) \quad (5.9)$$

$$LE_v = \rho L h_{lv} (q_v - q_{ac}) \quad (5.10)$$

$$LE_s = \rho L h_{ls} (q_{ss} - q_{ac}) \quad (5.11)$$

$$LE = \rho L h_l (q_{ac} - q_a) \quad (5.12)$$

où T_a et q_a sont la température et l'humidité de l'air au niveau de référence atmosphérique, T_{ac} et q_{ac} la température et l'humidité de l'air au sein du couvert, T_v et q_v la température et l'humidité de l'air à la surface de la végétation, T_{ss} et q_{ss} la température et l'humidité à la surface du sol. Les différents coefficients d'échanges seront reliés aux caractéristiques de la structure de la végétation (e.p. hauteur et indice foliaire).

5.2.3 Flux radiatifs

La modélisation des transferts radiatifs permet de gérer les flux de rayonnement à l'intérieur du couvert, et donc de séparer la part du rayonnement incident qui est absorbée par le sol, de celle qui l'est par la végétation (aussi bien dans le domaine solaire que dans le domaine thermique). L'émission du rayonnement thermique peut aussi être prise en compte en se basant sur la relation entre absorption et émission, et à partir des températures de surface du sol et de la végétation provenant de la résolution des bilans d'énergie. Les bilans radiatifs Rn_v et Rn_s sont alors donnés par (figure 5.4) :

$$Rn_v = \omega_t (R_{g\lambda\downarrow} + \epsilon_s \sigma T_{ss}^4) + [(1 - \epsilon_s) \omega_t - 2] \epsilon_v \sigma T_v^4 + \omega_v R_{c\lambda\downarrow} \quad (5.13)$$

$$Rn_s = \epsilon_s (\tau_t R_{g\lambda\downarrow} + \epsilon_v \sigma T_v^4) + (\rho_t \epsilon_s - 1) \epsilon_s \sigma T_{ss}^4 + (1 - \rho_s) \tau_s R_{c\lambda\downarrow} \quad (5.14)$$

avec pour la végétation : ω_t et ϵ_v l'absorptivité et l'émissivité des rayonnements thermiques, τ_t le coefficient de transmission des rayonnements thermiques, ρ_t le coefficient de réflexion des rayonnements thermiques, ω_v le coefficient d'absorption du rayonnement solaire et τ_s le coefficient de transmission du rayonnement solaire. Pour le sol : ϵ_s son émissivité et ρ_s sa réflectance dans le domaine solaire.

La température de brillance mesurée par un radiothermomètre au dessus du couvert est obtenue au moyen de l'équation suivante (figure 5.5) :

$$a T_b^5 + b = \epsilon_{v,d,\lambda} (a T_v^5 + b) + \tau_{d,\lambda} \epsilon_{s,d,\lambda} (a T_{ss}^5 + b) + \rho_{t,d,\lambda} R_{g\lambda\downarrow,\lambda} \quad (5.15)$$

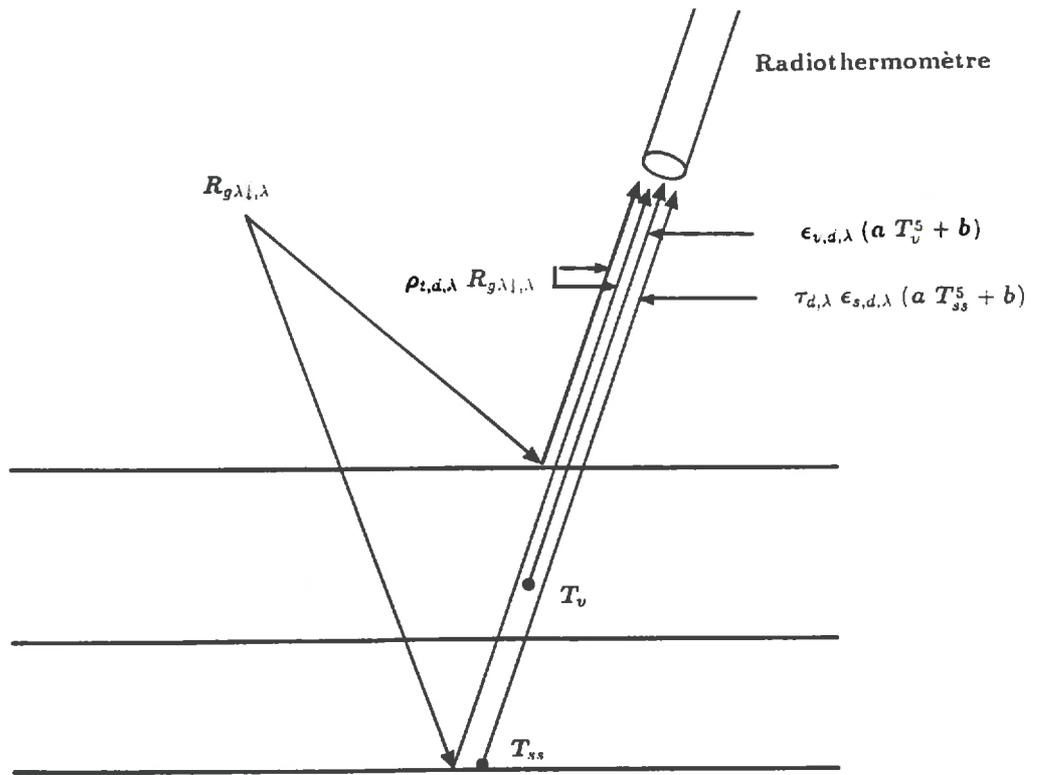


Figure 5.5: Représentation schématique des mesures dans l'infrarouge thermique.

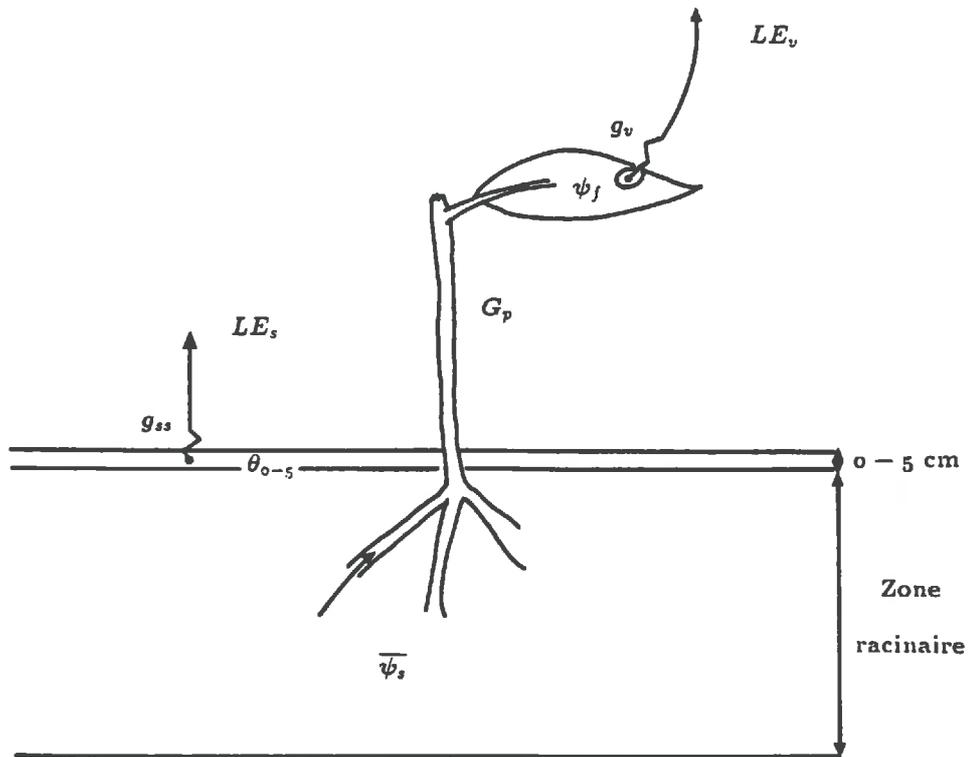


Figure 5.6: Représentation schématique des transferts hydriques.

où a et b sont les coefficients donnés par Svendsen *et al.* (1990) (voir annexe A), d réfère à la visée directionnelle et λ au domaine de longueur d'onde dans lequel est fait la mesure (8-14 μm en radiométrie de terrain, 10,3-12,5 μm en radiométrie satellitaire).

La modélisation des transferts radiatifs nous permet également de simuler les réflectances spectrales directionnelles mesurables par télédétection (Verhoef 1984 et 1985).

5.2.4 Transferts hydriques

Dans un premier temps et de façon à fermer les bilans d'énergie, deux conductances de surface sont introduites au niveau du sol (g_{ss}) et au niveau de la végétation (g_v) :

$$LE_v = \rho L g_v (q_v^*(T_v) - q_v) \quad (5.16)$$

$$LE_s = \rho L g_{ss} (q_{ss}^*(T_{ss}) - q_{ss}) \quad (5.17)$$

La conductance à la surface du sol dépend de l'humidité du sol à proximité de la surface : $g_{ss}(\theta_{0-5})$ avec θ_{0-5} l'humidité volumique de la couche de sol entre 0 et 5 cm. La conductance de la végétation dépend des conductances stomatiques des feuilles du couvert. Les conductances stomatiques dépendent elles mêmes de l'éclairement PAR reçu par les feuilles Q_p , de leur potentiel hydrique ψ_f , de leur température T_f et du déficit de saturation D'_o entre leur surface et l'air qui les environne : $g_f(Q_p, \psi_f, T_f, D'_o)$. En supposant que les fonctions de réponse des feuilles à l'ensemble de ces variables sont identiques en tout point du couvert, il est possible d'intégrer la conductance stomatique en une conductance du couvert. Cela nécessite de faire appel aux transferts radiatifs pour déterminer l'éclairement PAR de chacune des feuilles, au bilan d'énergie de la végétation pour déterminer la température des feuilles et le déficit de saturation à leur voisinage, et de définir des transferts hydriques au travers de la végétation pour déterminer le potentiel hydrique foliaire. La réponse globale du couvert est obtenue en sommant les réponses des feuilles à l'éclairement et en supposant que l'ensemble des feuilles ont la même température (celle de la végétation définie précédemment : T_v), sont dans les mêmes conditions d'humidité ambiante et ont le même potentiel hydrique foliaire. Cette façon de procéder se justifie par la variation beaucoup plus importante de l'éclairement PAR au sein du couvert que ne peut l'être celle de la température, de l'humidité ou du potentiel hydrique. En effet à un instant donné, la gamme de l'éclairement des différentes feuilles du couvert s'étale entre 0 et la valeur maximale reçue par une surface orthogonale aux rayons du soleil (en fonction de la profondeur et de l'orientation des feuilles). Le potentiel hydrique foliaire est déterminé en décrivant les transferts hydriques au travers des plantes, du sol vers les feuilles, au moyen du modèle caténaire de van den Honert (1948) qui relie la transpiration au gradient de potentiel entre le sol et les feuilles (figure 5.6) :

$$T = G_p (\psi_s - \psi_f) \quad (5.18)$$

où G_p est la conductance hydrique au travers des plantes et ψ_s le potentiel hydrique moyen du sol dans la zone racinaire. En l'absence d'eau à la surface des feuilles (rosée, pluie interceptée), la transpiration T correspond au flux LE_v .

5.2.5 Photosynthèse du couvert

Plutôt que de baser la modélisation de la photosynthèse du couvert directement sur celle des transferts turbulents, nous avons supposé que la photosynthèse des feuilles dépendait des mêmes facteurs que la conductance stomatique : $A_f(Q_p, \psi_f, T_f, D'_o)$. Le calcul de la photosynthèse du couvert est alors réalisé de la même façon que celui de la conductance du couvert en sommant la réponse à l'éclairement des feuilles, et en appliquant la température du feuillage T_v , le déficit de saturation D'_o et le potentiel foliaire ψ_f fournis par la résolution du bilan d'énergie. Les effets des transferts turbulents peuvent ensuite être pris en compte en introduisant les coefficients d'échange, la conductance du couvert et certaines hypothèses sur la différence de concentration en CO_2 entre l'atmosphère au dessus du couvert et les sites de carboxylation.

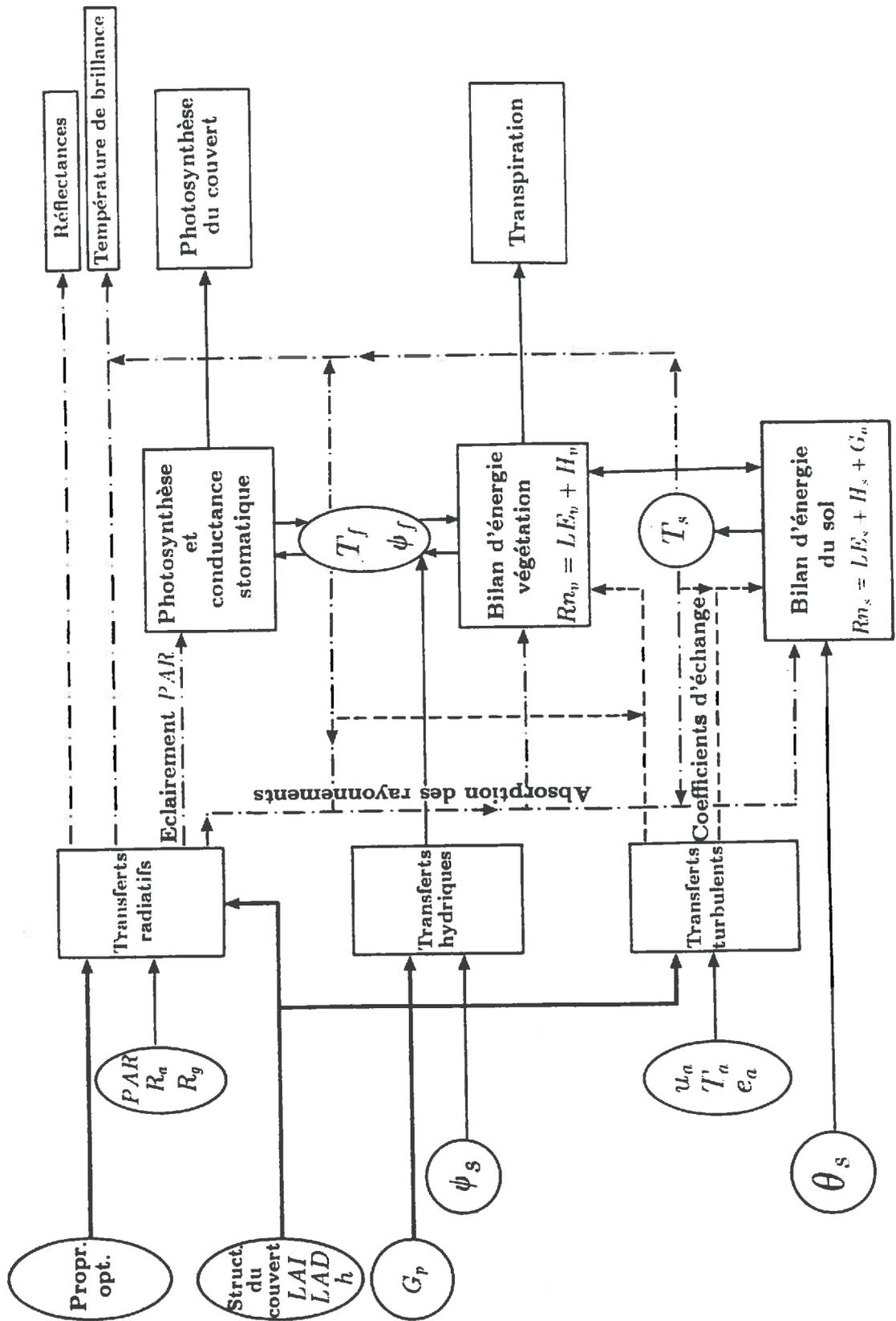


Figure 5.7: Schéma général des mécanismes, variables et paramètres mis en jeu dans le modèle.

5.3 Schéma général du modèle

Le schéma 5.7 reprend l'ensemble des processus, des variables et des paramètres qui interviennent dans le modèle. Les différents mécanismes qui sont mis en jeu vont être détaillés dans les chapitres suivants :

- chapitre 6 : échanges radiatifs
- chapitre 7 : flux de chaleur et de masse
- chapitre 8 : photosynthèse et transferts hydriques

Chapitre 6

Echanges radiatifs

6.1 Introduction

Le rayonnement solaire, direct et diffus, pénétrant dans un couvert végétal peut être absorbé par la végétation et le sol, ou rediffusé vers l'atmosphère. A l'intérieur du couvert les phénomènes sont complexes. Le rayonnement se propage dans toutes les directions et peut subir plusieurs diffusions successives par différents éléments de la végétation. La compréhension et la description de ces interactions conduisent à la réalisation de modèles d'échanges radiatifs au sein du couvert végétal, et entre celui-ci et l'atmosphère. Ces modèles permettent de relier les caractéristiques du couvert (structure de la végétation, état de surface du sol) à ses propriétés radiatives (réflexion, transmission, absorption du rayonnement). Les premiers modèles d'interaction rayonnement-couvert végétal ont été développés dans le but d'analyser l'interception du rayonnement, essentiellement visible, par les formations végétales, afin de quantifier l'énergie disponible pour la photosynthèse et étudier l'efficacité de celle-ci. Par la suite, le développement des techniques de télédétection a conduit à établir des modèles permettant de simuler la réflectance des couverts végétaux.

6.2 Modélisation des échanges radiatifs

La compréhension des interactions entre les radiations électromagnétiques et un objet quelconque est basée sur les équations de Maxwell ou sur l'équation d'onde. Le couvert végétal est un objet complexe qui ne permet pas de résoudre directement ces équations. Il est donc nécessaire de faire appel à des simplifications utilisant l'optique géométrique (rayons, ombres), la théorie de la *transmittance moyenne (fréquences de trous)*, ou la théorie du *transfert radiatif*. Ces différentes théories sont décrites par Goel (1987). Elles ont été utilisées pour construire des modèles de différents types (Goel 1987).

Dans le cadre de notre travail, nous avons choisi d'utiliser un modèle en milieu diffusant basé sur la théorie de Kubelka-Munk qui consiste en une simplification de la théorie du transfert radiatif : le modèle SAIL. Bien que l'application de la théorie de Kubelka-Munk aux transferts radiatifs d'un couvert végétal soit parfois critiquable d'un point de vue théorique (voir Myneni *et al.* 1989), et que les hypothèses d'homogénéité du couvert ne soient pas toujours respectées, la simplicité du modèle SAIL et ses performances malgré tout très honorables le rendent tout à fait utilisable dans le cadre fixé de notre étude.

6.3 Le modèle SAIL

Le modèle SAIL se base sur le système d'équation établi par Suits (1972) pour des flux monochromatiques. Avec les notations de Verhoef (1984) :

Hypothèses de base du modèle SAIL
<p>Le couvert est un milieu diffusant ou absorbant homogène et infiniment étendu (théorie de Kubelka-Munk)</p> <p>Les feuilles sont planes, de petites dimensions et de position indépendante les unes des autres; elles sont orientées suivant une fonction de densité donnée $g(\theta_i, \Phi_i)$ (inclinaison θ_i et azimut Φ_i); leur orientation azimutale est uniforme.</p> <p>Tout flux directionnel intercepté génère des flux diffus</p> <p>Les flux diffus sont isotropes</p> <p>Les feuilles ont un comportement lambertien</p> <p>Les propriétés optiques des deux faces sont identiques</p>
Paramètres d'entrée du modèle SAIL
<p>l'indice foliaire (LAI), (surface développée par les feuilles (une seule face) par unité de surface du sol sous jacent)</p> <p>La fonction de distribution des angles foliaires (la distribution des inclinaisons est supposée suivre une fonction Béta à deux paramètres μ et ν (Goel et Strebel 1984))</p> <p>La réflectance et la transmittance ρ_f et τ_f des feuilles à la longueur d'onde (ou la bande spectrale) considérée</p> <p>La réflectance ρ_s du sol à la longueur d'onde (ou la bande spectrale) considérée</p> <p>L'angle zénithal solaire Θ_s</p> <p>Le pourcentage de rayonnement diffus e_d dans le rayonnement incident à la longueur d'onde (ou la bande spectrale) considérée</p> <p>L'angle zénithal d'observation Θ_o</p> <p>La différence azimutale entre la direction d'incidence et la direction d'observation Ψ</p>

Tableau 6.1: Hypothèses et paramètres du modèle SAIL.

$$dE_s = k E_s dx \quad (6.1)$$

$$dE_{\downarrow} = -s E_s dx + a E_{\downarrow} dx - \sigma E_{\uparrow} dx \quad (6.2)$$

$$dE_{\uparrow} = s' E_s dx + \sigma E_{\downarrow} dx - a E_{\uparrow} dx \quad (6.3)$$

$$dE_o = w E_s dx + v E_{\downarrow} dx + u E_{\uparrow} dx - K E_o dx \quad (6.4)$$

où x représente l'épaisseur optique du milieu, E_{\downarrow} et E_{\uparrow} les flux diffus descendant et montant, E_s le flux directionnel incident et E_o le flux directionnel associé à la luminance dans la direction d'observation L_o (par $E_o = \pi L_o$). Les coefficients d'extinction (k et K) et de diffusion (a , σ , s' , s , w , u et v) sont définis en fonction des propriétés optiques des feuilles (ρ_f et τ_f), de la géométrie du couvert (LAI et distribution des inclinaisons foliaires) et de l'éclairement (Θ_s , l'angle zénithal solaire). Les expressions analytiques de ces coefficients ont été présentées par Verhoef (1984).

Le système est résolu à partir de conditions limites appropriées qui assurent la continuité des flux entre le couvert et le milieu extérieur. Cela nécessite la connaissance de deux nouveaux paramètres, la réflectance du sol (ρ_s) et la fraction diffuse du rayonnement solaire incident (e_d). Ce système peut être résolu facilement, et il est ainsi possible de calculer les flux en tout point du milieu (Verhoef 1985). La méthode est donc très attractive et elle a été utilisée à différentes reprises pour établir une modélisation des transferts radiatifs d'un couvert végétal, en particulier dans la communauté télédéetectrice. Développé initialement pour la simulation de la réflectance directionnelle, le modèle peut être étendu à la simulation de l'albédo, de l'absorption du rayonnement PAR ou global, de la répartition du rayonnement au sein du couvert (annexe B). Nous l'avons déjà utilisé pour étudier la relation entre le rayonnement PAR absorbé et la différence normalisée DN (Baret et Olioso 1989), pour le calcul de la répartition de l'éclairement PAR au sein du couvert pour calculer la photosynthèse (Olioso et Baret 1990), ou pour le calcul de l'atténuation du rayonnement au sein du couvert de façon à simuler la fluorescence d'un couvert végétal induite par laser (Olioso *et al.* 1992). Hope *et al.* (1988) l'ont utilisé de façon assez frustrante pour simuler les apports d'énergie solaire dans le cadre d'étude du bilan d'énergie. Le modèle SAIL a été validé à différentes reprises, tout du moins partiellement et en ce qui concerne la simulation de la réflectance de cultures ou de forêts : Goel et Thomson (1984a), Goel et Thomson (1984b), Goel et Deering (1985), Badwhar *et al.* (1985), Rigal et Terres (1988), Goel (1987). Des analyses de sensibilité, toujours en ce qui concerne la réflectance ont été présentées par Verhoef et Bunnick (1981), Baret et Podaire (1990), Clevers et Verhoef (1990) par exemple. Goel en a analysé les possibilités d'inversion dans toute une série de papiers (Goel et Thomson 1984a, Goel et Thomson 1984b, Goel et Deering 1985). Les hypothèses de base et les paramètres d'entrée du modèle sont présentés dans le tableau 6.1.

Dans le présent travail, le modèle SAIL a bien entendu été utilisé pour simuler les réflectances directionnelles du couvert végétal. Il a par ailleurs été adapté pour simuler l'absorption du rayonnement solaire par le sol et la végétation, ainsi que les échanges dans le domaine thermique, en particulier pour déterminer la température de brillance. Des exemples de simulations vont être présentés dans les prochains paragraphes. Le détail des calculs élémentaires est présenté dans l'annexe B. La répartition du rayonnement au sein du couvert a également été simulé à partir du modèle de façon à pouvoir réaliser l'intégration des photosynthèses foliaires et des conductances stomatiques sur l'ensemble du couvert (voir chapitre 8.2).

6.4 Simulation de la réflectance directionnelle

Des exemples de simulations des réflectances spectrales directionnelles du couvert végétal dans le rouge et le proche infrarouge, en fonction de l'indice foliaire et de la réflectance du sol sont présentés sur la figure 6.1. Ces simulations sont en accord avec les résultats de modèles ou d'expérimentations

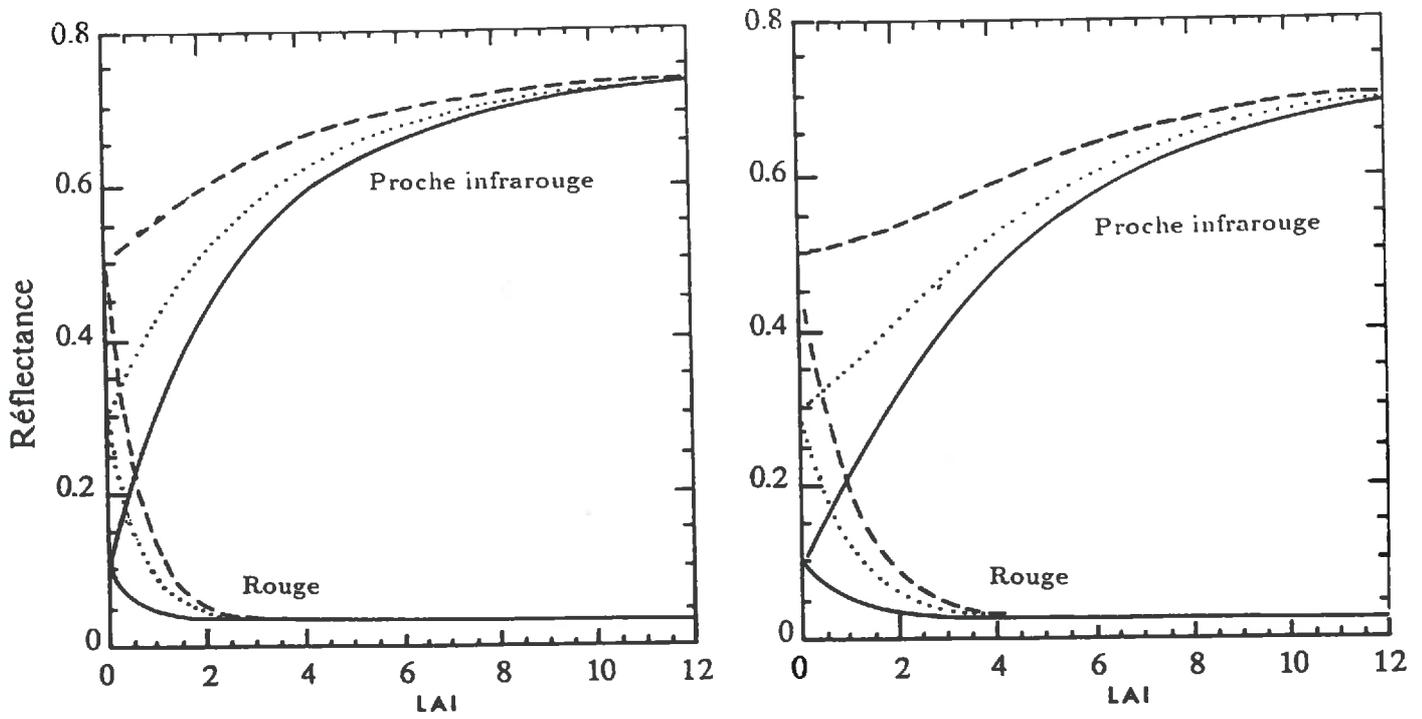


Figure 6.1: Simulations de la réflectance dans le rouge et le proche infrarouge pour des couverts sphérique (droite) et planophile (gauche) et pour différentes réflectances du sol (— 0,1; ... 0,3; - - - 0,5).

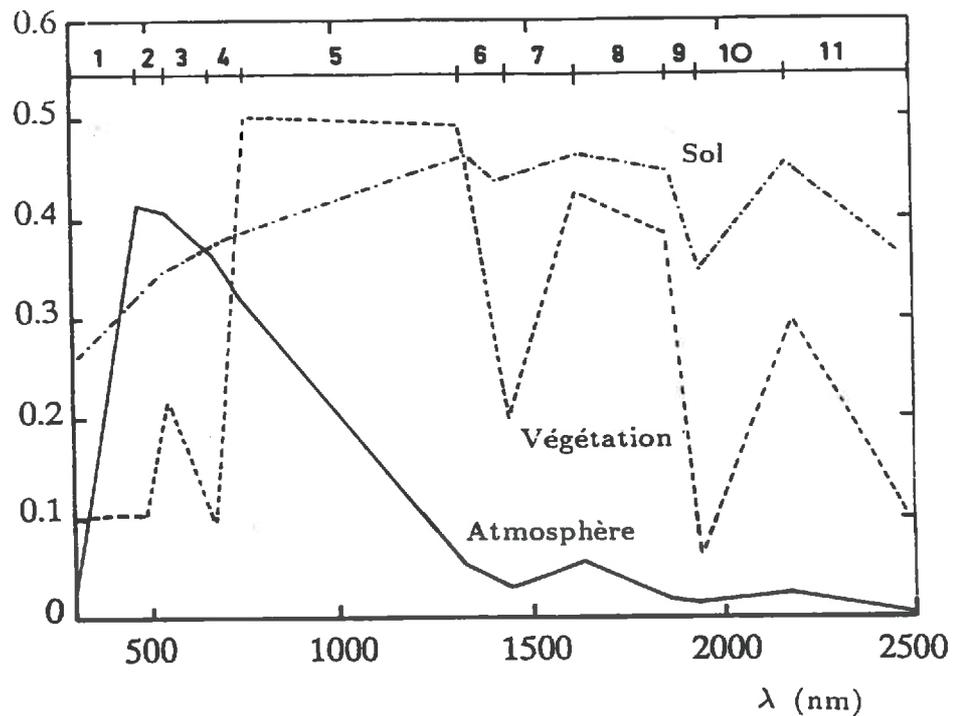


Figure 6.2: Spectres schématisés du sol, de la végétation et de l'atmosphère.

présentés dans la littérature. Ces résultats s'expliquent par la combinaison de deux facteurs principaux :

- les comportements spectraux du sol et des feuilles : dans le rouge, les feuilles sont très absorbantes et ont une réflectance inférieure à celle du sol; dans le proche infrarouge les feuilles sont essentiellement diffusantes et beaucoup moins absorbantes que le sol;
- la couverture du sol par la végétation qui dépend de l'indice foliaire et de la structure foliaire (un couvert sphérique, aux feuilles relativement dressées, est moins couvrant qu'un couvert planophile, aux feuilles très étalées).

L'influence du sol sur la réflectance se fait sentir aux faibles indices foliaires (jusqu'à 3 ou 4) dans le rouge, et jusqu'à des indices foliaires plus importants (supérieurs à 10) dans le proche infrarouge (en raison de la grande transparence des feuilles dans ce domaine).

6.5 Simulation de l'albédo et de l'absorption du rayonnement solaire

6.5.1 Procédure de calcul

L'albédo (α) correspond au rayonnement solaire réfléchi par le couvert rapporté au rayonnement incident. Il peut être déterminé à partir de l'intégration des réflectances hémisphériques spectrales (α_λ) sur l'ensemble du spectre solaire :

$$\alpha = \frac{\int_{0.25}^{4.0} \alpha_\lambda(\lambda) E_{c\lambda}(\lambda) d\lambda}{\int_{0.25}^{4.0} E_{c\lambda}(\lambda) d\lambda} \quad (6.5)$$

Nous avons calculé cet albédo par :

$$\alpha = \sum_{\lambda} \alpha_\lambda p_\lambda \quad (6.6)$$

où λ représente des gammes homogènes de longueur d'onde couvrant l'ensemble du spectre solaire, α_λ la réflectance hémisphérique au sommet du couvert pour la gamme λ et p_λ la proportion d'énergie de la gamme λ dans le rayonnement global. Ce calcul nécessite la connaissance du spectre du rayonnement global incident (diffus et direct), des spectres des propriétés optiques des feuilles et du sol. Nous l'avons effectué en découpant le spectre en 11 bandes spectrales dans lesquelles les propriétés optiques du sol et de la végétation peuvent être représentées par des segments de droite (figure 6.2). Dans chacune de ces bandes, le calcul est réalisé numériquement par une procédure de Gauss à 3 points.

L'absorption du rayonnement solaire par la végétation (ω_v) est déterminée suivant un raisonnement analogue au calcul de l'albédo en se basant sur le calcul de l'absorption $\omega_{v\lambda}$ dans la gamme λ :

$$\omega_v = \sum_{\lambda} \omega_{v\lambda} p_\lambda \quad (6.7)$$

et l'absorption du rayonnement par le sol (ω_s) est donnée par :

$$\omega_s = \sum_{\lambda} \omega_{s\lambda} p_\lambda = 1 - \omega_v - \alpha \quad (6.8)$$

Le coefficient d'absorption par le sol ω_s est équivalent au produit $(1 - \rho_s)\tau_s$ qui intervient dans le calcul du rayonnement net du sol (équation 5.14).

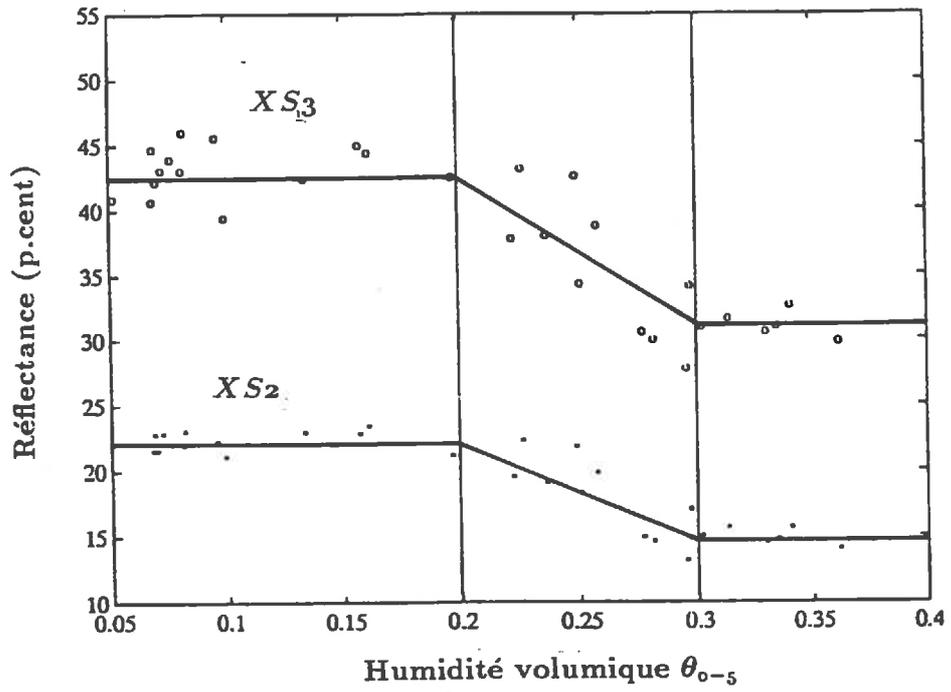


Figure 6.3: Evolution des réflectances rouge et proche infrarouge du sol en fonction de l'humidité volumique dans la couche 0-5 cm

6.5.2 Paramètres nécessaires au calcul

Spectre du rayonnement solaire incident

Nous nous sommes basés sur les spectres de rayonnement direct et diffus fournis par Avaste *et al.* (1962) au niveau de la mer pour différents jeux de paramètres atmosphériques. Ces spectres ne prennent pas en compte la présence des nuages qui peuvent modifier notablement la composition spectrale du rayonnement incident. Dans le cadre de la télédétection, les modèles de transferts radiatifs atmosphériques qui sont utilisés pour corriger les mesures des effets de l'atmosphère peuvent aussi être utilisés pour simuler les répartitions spectrales du rayonnement incident. Ce couplage n'a pas été réalisé dans ce travail.

Spectre du sol

Les spectres de sol, correspondants au sol de Montfavet, ont été obtenus à partir des mesures de Jacquemoud *et al.* (1992). Les spectres varient avec l'humidité superficielle du sol (elle a été choisie entre 0 et 5 cm de profondeur car cette couche est souvent utilisée pour caractériser l'humidité de surface du sol). A partir de mesures de réflectance réalisées à Montfavet (voir figure 6.3) cette variation a été exprimée en fonction de l'humidité volumique θ_{0-5} , par :

- pour $\theta_{0-5} < \theta_s$

$$\rho_{s\lambda}(\theta_{0-5}) = \rho_{s\lambda}(\theta_s) \quad (6.9)$$

- pour $\theta_s \leq \theta_{0-5} \leq \theta_h$

$$\rho_{s\lambda}(\theta_{0-5}) = \rho_{s\lambda}(\theta_s) - \frac{\theta_{0-5} - \theta_s}{\theta_h - \theta_s} (\rho_{s\lambda}(\theta_h) - \rho_{s\lambda}(\theta_s)) \quad (6.10)$$

- pour $\theta_{0-5} > \theta_h$

$$\rho_{s\lambda}(\theta_{0-5}) = \rho_{s\lambda}(\theta_h) \quad (6.11)$$

avec $\theta_s = 0,2$ (humidité maximale pour laquelle le sol est considéré comme "spectralement" sec) et $\theta_h = 0,3$ (humidité minimale à partir de laquelle le sol est "spectralement" totalement humide). Ces limites sont assez proches des données de Idso *et al.* (1975).

Spectre des propriétés optiques des feuilles

Les propriétés optiques des feuilles ont été mesurées au moyen du spectromètre de la station de bioclimatologie de Montfavet ou de celui de l'USTL à Montpellier selon les procédures présentées par Jacquemoud (1989). Des feuilles ont été prélevées à plusieurs reprises au cours des différentes expérimentations à Montpellier et à Avignon et à différents niveaux dans des couverts de soja.

6.5.3 Exemples de simulation. Sensibilité

La figure 6.4 décrit l'évolution, en fonction de l'indice foliaire, de l'albédo de différents types de couvert et pour un sol sec et un sol humide. Aux faibles indices foliaires, l'albédo est extrêmement sensible à l'état de surface du sol, alors qu'aux indices plus forts, l'effet du sol disparaît ne laissant subsister que celui de la structure. Ainsi l'albédo peut varier sensiblement au cours de la saison de culture, ce que montrent aussi les résultats présentés par Stanhill *et al.* (1968), Ross (1981), Jacobs et van Pul (1990). Au début de la saison, l'albédo est principalement déterminé par les caractéristiques du sol (composition, rugosité et humidité de la surface). Lorsque le couvert s'est bien développé, il est principalement déterminé par les propriétés optiques des feuilles et la structure du couvert.

L'absorption du rayonnement par le sol ou par la végétation (figure 6.5) a des variations plus importantes que l'albédo en fonction de l'indice foliaire. Le rôle de la structure est également plus marqué. L'influence des propriétés du sol, peu sensible dans le cas de l'absorption par la végétation,

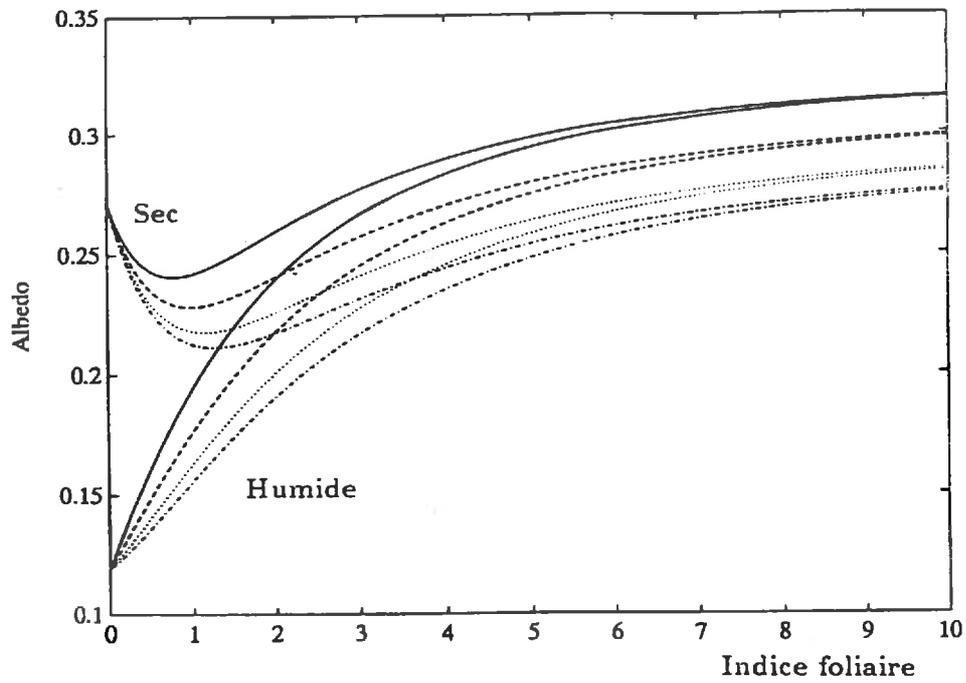


Figure 6.4: Simulations de l'albedo pour un sol humide et un sol sec, en fonction de l'indice foliaire et pour différents types de couvert (— planophylle, - - - uniforme, sphérique, - . - érectophylle).

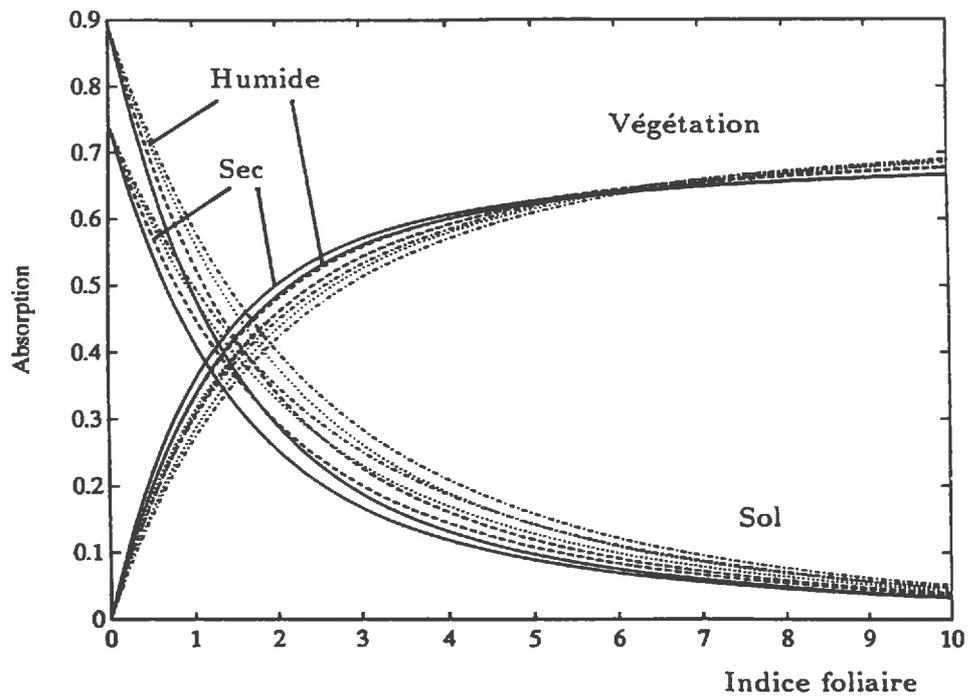


Figure 6.5: Simulations de l'absorption du rayonnement solaire par le sol et la végétation pour un sol humide et un sol sec et pour différents types de couvert (— planophylle, - - - uniforme, sphérique, - . - érectophylle).

reste important dans le cas de l'absorption par le sol (essentiellement aux faibles indices foliaires).

D'autres simulations montrent par exemple que l'albedo augmente avec le zénith solaire ce qui est en accord avec les résultats de nombreux auteurs (Ripley et Redman 1976, Idso *et al.* 1978, Kimes *et al.* 1987, Irons *et al.* 1988, Jacobs et van Pul 1990).

6.6 Cas des transferts dans l'infrarouge thermique

6.6.1 Procédure de calcul

Pour simuler les échanges thermiques entre le sol, la végétation et l'atmosphère, nous avons utilisé le modèle SAIL en considérant des propriétés optiques des feuilles et du sol adaptées :

$$\rho_f = 1 - \epsilon_f \quad (6.12)$$

$$\tau_f = 0 \quad (6.13)$$

$$\rho_s = 1 - \epsilon_s \quad (6.14)$$

où ϵ_s et ϵ_f sont les émissivités du sol et des feuilles. Cela nous permet de calculer des coefficients de transmission τ_t , d'absorption ω_t et de réflexion ρ_t du couvert végétal dans le domaine thermique. Nous obtenons également l'émissivité ϵ_v de la végétation comme étant égale à son coefficient d'absorption. Ces calculs sont effectués en ne considérant qu'un rayonnement diffus. Le même raisonnement peut cependant être aussi appliqué à une émissivité directionnelle $\epsilon_{v,d,\lambda}$, en considérant l'absorption d'un rayonnement incident uniquement directionnel. Ce calcul sera utilisé pour la simulation de la température de brillance (équation 5.15).

6.6.2 Paramètres nécessaires au calcul

Très peu de mesures des propriétés optiques du sol ou des feuilles ont été réalisées dans l'infrarouge thermique. Pour les éléments végétaux, ces mesures (Salisbury 1986, Salisbury et Milton 1988, Elvidge 1988) ont mis en évidence que la réflectance des feuilles variait entre 1 et 6 % en fonction de l'angle d'incidence de l'éclairement, de la longueur d'onde, de l'état physiologique et de l'espèce considérée. Ce niveau de réflectance est en accord avec les valeurs d'émissivité des feuilles présentées dans des travaux plus anciens (ex : Idso *et al.* 1969). La réflexion se produit essentiellement à la surface des organes végétaux au niveau de la cuticule cireuse qui les recouvre. En raison de la forte absorption de l'eau, le rayonnement qui n'est pas réfléchi est totalement absorbé par les tissus. Les différences qui peuvent être observées dans les spectres de réflectance, sont dues aux bandes d'absorption caractéristiques des différentes macromolécules qui constituent la cuticule. Dans le cas des sols, des spectres très différents ont été obtenus par Nerry (1988). L'émissivité varie de façon sensible avec la longueur d'onde, la géométrie et la composition du sol. Des valeurs entre 0.65 et 0.99 ont ainsi été mesurées. Que ce soit pour le sol ou pour la végétation les informations bibliographiques ne nous permettent pas de définir de façon certaine les propriétés optiques du sol de Montfavet et de feuilles de soja. Nous avons choisi $\epsilon_s = 0.97$, $\rho_f = 0.02$ et $\tau_f = 0.00$.

6.6.3 Exemples de simulation. Sensibilité

L'évolution des absorptions du rayonnement thermique par la végétation et le sol en fonction du LAI est similaire à celle des absorptions du rayonnement solaire. Cependant, la structure du couvert ne joue aucun rôle car on ne considère que des flux diffus, et l'effet du sol ne se fait sentir qu'aux faibles indices foliaires (inférieurs à 4). Aux forts LAI, la végétation absorbe la quasi totalité (près de 99 %) du rayonnement thermique incident. On peut en déduire une émissivité de la végétation ou du couvert très forte.

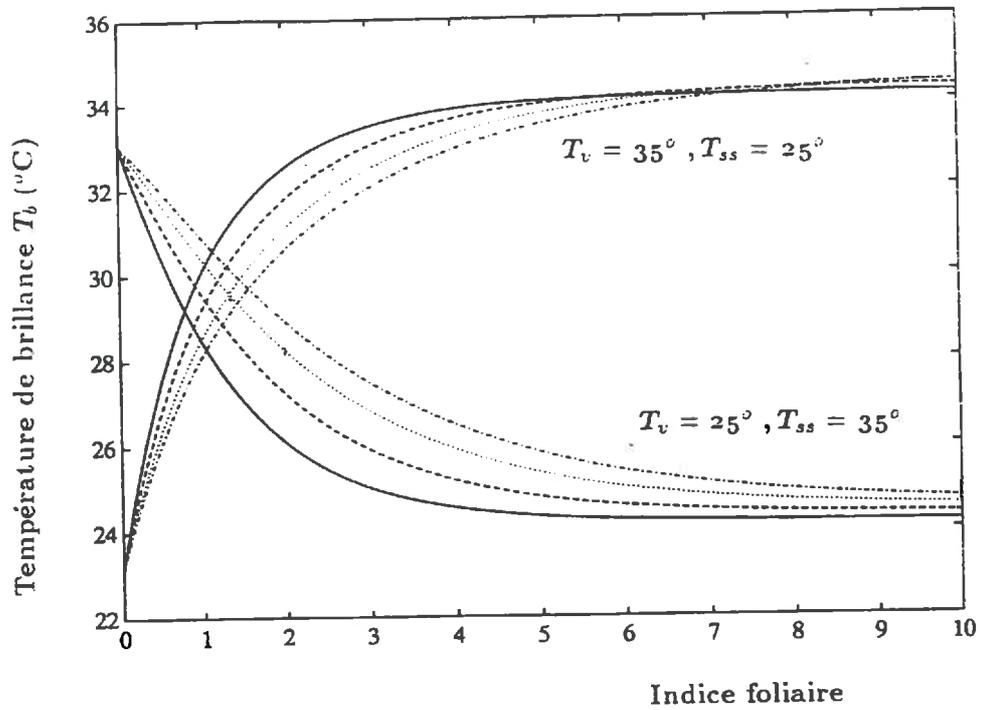


Figure 6.6: Simulations de la température de brillance au nadir en fonction de l'indice foliaire, pour différentes températures du sol (T_{ss}) et de la végétation (T_v) et pour différents types de couvert (— planophylle, - - - uniforme, sphérique, - . - érectophylle).

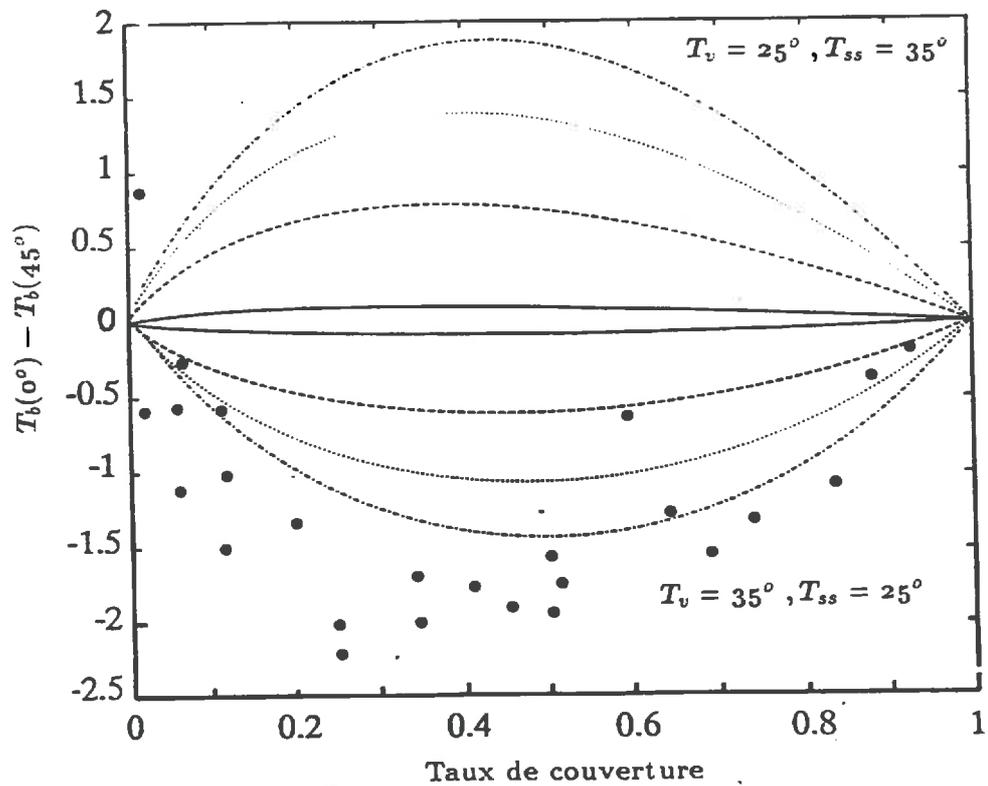


Figure 6.7: Simulations de la différence de température de brillance entre une visée verticale et une visée oblique (45°) pour différents types de couvert (— planophylle, - - - uniforme, sphérique, - . - érectophylle) et différentes températures du sol (T_{ss}) et de la végétation (T_v). Les points correspondent aux données de Hatfield (1979).

La figure 6.7 illustre l'évolution de la température de brillance T_b (acquise au nadir) en fonction du LAI du couvert. Le calcul est effectué sans tenir compte de la réflexion du rayonnement atmosphérique :

$$a T_b^5 + b = \epsilon_{v,d,\lambda} (a T_v^5 + b) + \tau_{d,\lambda} \epsilon_{s,d,\lambda} (a T_{ss}^5 + b) \quad (6.15)$$

avec différentes valeurs de T_v et T_{ss} : (25°C, 35°C), (35°C, 25°C). La structure du couvert joue alors un rôle important en raison du caractère directionnel de la mesure. Ainsi, la température de brillance des couverts qui ont les feuilles les plus horizontales se rapproche plus rapidement de celle de la végétation lorsque le LAI augmente, que celle des couverts aux feuilles plus dressées. La figure 6.7 illustre les différences de température de brillance entre une visée oblique (45°) et au nadir. Bien que le modèle ne tienne pas compte de la répartition des températures de surface au sein de la végétation (surface à l'ombre, surface au soleil), le comportement simulé est en accord avec des résultats de la littérature comme le montrent les données de Hatfield (1979) qui ont été représentées.

Chapitre 7

Echanges turbulents de masse et de chaleur (H et LE)

7.1 Bases de l'analyse des flux turbulents

Au cours du chapitre 1, les flux turbulents d'énergie et de masse ont été décrits par analogie avec la diffusion. Cette analogie s'explique par la difficulté d'étudier théoriquement la turbulence. En effet, l'écoulement de l'air au dessus de la surface se caractérise par l'existence de tourbillons et par des changements rapides et aléatoires dans l'espace et dans le temps de ses caractéristiques (vitesse, température, humidité, concentration,...). L'étude mathématique détaillée de la turbulence doit souvent faire appel à des techniques statistiques. Classiquement on est conduit à décomposer chaque variable fluctuante ζ (par exemple m , h ou l) en une partie moyenne $\bar{\zeta}$ et une partie turbulente ζ' selon :

$$\zeta = \bar{\zeta} + \zeta' \quad (7.1)$$

Le flux moyen de la quantité ζ suivant la direction i s'écrit :

$$F_{\zeta,i} = \overline{U_i \zeta} \quad (7.2)$$

où U_i est la composante de la vitesse du vent dans la direction i . En décomposant en parties moyennes et turbulentes :

$$F_{\zeta} = \overline{U_i} \bar{\zeta} + \overline{U_i' \zeta'} \quad (7.3)$$

L'analyse des flux turbulents nécessite encore d'introduire un certain nombre d'hypothèses simplificatrices (en se plaçant dans la couche limite de surface), et d'autre part d'appliquer un certain nombre de théories semi-empiriques (analogie avec la diffusion, théorie de Monin et Obukhov). [On pourra lire les livres de Brutsaert (1982), Arya (1989) ou les cours de De Moor (1978)].

Couche limite

L'expérience montre qu'il existe dans l'atmosphère à proximité de la surface, de forts gradients verticaux de vitesse du vent, de température et d'humidité. Dans ces conditions, on peut définir une **couche limite de surface (CLS)**, de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, partie basse de l'atmosphère fortement affectée du point de vue dynamique, thermique et hydrique, par la nature et les propriétés de la surface, et dans laquelle les transferts advectifs ou turbulents sont prépondérants. Dans notre étude, nous nous placerons :

- au sein d'une couche limite de surface homogène;
- au dessus d'une surface homogène et horizontale : les caractéristiques de la couche limite de surface sont alors en équilibre avec la surface, ce qui suppose d'être suffisamment éloigné de toute discontinuité de nature à provoquer des phénomènes d'advection locale;

- dans le cadre d'écoulements stationnaires, ce qui est vérifié par l'expérience lorsque la couche limite est homogène et que l'on travaille à des échelles de temps suffisamment faibles de l'ordre de quelques dizaines de minutes;

En supposant de plus, qu'il n'y a pas de création ni de destruction de la propriété ζ qui nous intéresse, on peut montrer que les flux de chaleur et de masse sont uniquement de nature convective, et qui plus est, sont constants (on dit aussi conservatifs) et réduits à leur composante verticale et turbulente :

$$F_{\zeta}(z) = \overline{(w'\zeta')}_0 \quad (7.4)$$

w étant la composante verticale de la vitesse du vent et l'indice 0 référant à la valeur du flux au niveau de la surface.

Flux turbulents

Dans cette étude, nous nous intéresserons principalement à trois variables ζ , la quantité de mouvement $m = \rho u$, la chaleur sensible $h = \rho c_p T$ et la quantité de vapeur d'eau $l = \rho q$, ou son équivalent énergétique, la chaleur latente ρLq . Accessoirement, nous nous intéresserons aussi à une quatrième variable, la teneur en CO_2 . Les flux sont constants dans la CLS et en les considérant positifs quand ils quittent la surface, ils s'expriment :

$$\tau(z) = -\rho \overline{(w'u')}_0 \quad (7.5)$$

(l'axe Ox de référence est aligné sur la direction moyenne du vent de façon à ne considérer qu'une seule de ses composantes horizontales u)

$$H(z) = \rho c_p \overline{(w'T')}_0 \quad (7.6)$$

$$E(z) = \rho \overline{(w'q')}_0 \quad (7.7)$$

$$A(z) = \rho \overline{(w'[CO_2]')}_0 \quad (7.8)$$

Analogie avec la diffusion

Les expressions précédentes étant difficiles à utiliser directement, le problème de la mesure ou de la paramétrisation des flux turbulents a souvent été résolu en se fondant sur l'hypothèse de proportionnalité entre flux et gradients moyens, ce qui introduit la notion de diffusivité turbulente par analogie à la diffusivité moléculaire :

$$\overline{w'\zeta'} = -K_{\zeta} \frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial z} \quad (7.9)$$

Le problème de la paramétrisation des flux repose alors sur la forme des diffusivités et des gradients. Diverses théories dimensionnelles, les plus célèbres étant celle de Prandtl et de Monin et Obukhov, qui s'appliquent bien à la paramétrisation des flux en convection forcée et en convection mixte ont été développées.

7.2 Paramétrisation des flux turbulents

7.2.1 Expression des flux et des profils entre la surface et l'atmosphère

L'intégration des équations définissant la diffusion turbulente permet d'exprimer les flux turbulents entre la surface et un niveau atmosphérique z_a par l'intermédiaire d'un coefficient d'échange h_{ζ} tel que :

$$\overline{w'\zeta'} = h_{\zeta} \Delta \bar{\zeta} \quad (7.10)$$

où $\Delta\bar{\zeta}$ représente la différence de ζ entre la surface et le niveau atmosphérique considéré. Le coefficient d'échange s'exprime par :

$$h_{\zeta} = \frac{k u_a}{\ln \frac{z_a - d}{z_{0\zeta}} - \Psi_m\left(\frac{z_a - d}{L_{MO}}\right) + \Psi_m\left(\frac{z_{0m}}{L_{MO}}\right)} \frac{k}{\ln \frac{z_a - d}{z_{0\zeta}} - \Psi_{\zeta}\left(\frac{z_a - d}{L_{MO}}\right) + \Psi_{\zeta}\left(\frac{z_{0\zeta}}{L_{MO}}\right)} \quad (7.11)$$

où d est appelé hauteur de déplacement, z_{0m} longueur de rugosité pour les transferts de quantité de mouvement, $z_{0\zeta}$ longueur de rugosité pour les transferts de ζ . d , z_{0m} et $z_{0\zeta}$ seront décrits dans un prochain paragraphe (7.2.5). k est la constante de von Karman ($\simeq 0,4$). $\Psi_{\zeta}(\xi)$ et $\Psi_m(\xi)$ sont des fonctions qui décrivent les conditions de stabilité. Elles dépendent du paramètre $\xi = (z - d)/L_{MO}$ où L_{MO} est la longueur de Monin-Obukhov :

$$L_{MO} = \frac{\rho c_p \bar{T} u_*^3}{k g H} \quad (7.12)$$

(g est l'accélération de la pesanteur et u_* la vitesse de frottement définie par $u_* = \sqrt{\tau/\rho}$). Plusieurs expressions empiriques des fonctions Ψ_{ζ} existent dans la littérature. Cependant diverses campagnes expérimentales ont conduit à un consensus à peu près général sur leur forme (voir Brutsaert 1982) :

- dans les cas instables ($-1 < \xi < 0$) :

$$\Psi_m(\xi) = 2 \ln \left(\frac{1 + X}{2} \right) + \ln \left(\frac{1 + X^2}{2} \right) - 2 \arctan X + \frac{\pi}{2} \quad (7.13)$$

$$\Psi_h(\xi) = \Psi_l(\xi) = 2 \ln \left(\frac{1 + X^2}{2} \right) \quad (7.14)$$

avec

$$X = [1 - 16\xi]^{0.25} \quad (7.15)$$

- dans le cas de la stabilité modérée ($0 < \xi < 1$) :

$$\Psi_m(\xi) = \Psi_h(\xi) = \Psi_l(\xi) = -5(\xi) \quad (7.16)$$

- et dans le cas de la forte stabilité ($1 < \xi < 6$) :

$$\Psi_m(\xi) = \Psi_h(\xi) = \Psi_l(\xi) = -5(1 + \ln \xi) \quad (7.17)$$

Au delà de $\xi = 6$, on tend vers un écoulement fortement stable qui ne sera pas envisagé ici. En deçà de $\xi = -1$, la similitude de Monin-Obukhov ne s'applique plus et l'on approche le régime de convection libre. Dans ce cas, il n'existe pas d'expression classique, et nous conserverons les expressions de la convection mixte en bloquant la vitesse du vent à une valeur minimale de 0,2 ou 0,3 ms^{-1} dans les calculs.

La prise en compte des effets de la stratification thermique nécessite la connaissance de la différence de température dans l'atmosphère, quelque soit le transfert étudié. L_{MO} dépendant de H , ce calcul est réalisé par convergence numérique. A partir d'une valeur initiale de L_{MO} on calcule u_* et H , ce qui permet de déterminer une nouvelle valeur de L_{MO} . Le calcul est réitéré jusqu'à ce que L_{MO} ne varie pas de plus de 1% par exemple. On peut remarquer qu'il existe une solution analytique au problème dans des conditions stables, et sous certaines hypothèses dans des conditions instables (Soer 1977, Choudhury *et al.* 1986).

Les profils de ζ au dessus de la surface sont donnés par :

$$\Delta\bar{\zeta} = \frac{\zeta_*}{k} \left[\ln \frac{z_a - d}{z_{0\zeta}} - \Psi_{\zeta}\left(\frac{z_a - d}{L_{MO}}\right) + \Psi_{\zeta}\left(\frac{z_{0\zeta}}{L_{MO}}\right) \right] \quad (7.18)$$

(ζ_* est définie par $u_* \zeta_* = F_{\zeta}$).

7.2.2 Expression des flux entre deux niveaux atmosphériques

De la même manière qu'entre la surface et l'atmosphère, un coefficient d'échange turbulent h_ζ peut être défini ici entre deux niveaux atmosphériques z_1 et z_2 par :

$$h_\zeta = \frac{k \Delta \bar{u}}{\ln \frac{z_2-d}{z_1-d} - \Psi_m\left(\frac{z_2-d}{L_{MO}}\right) + \Psi_m\left(\frac{z_1-d}{L_{MO}}\right)} \frac{k}{\ln \frac{z_2-d}{z_1-d} - \Psi_\zeta\left(\frac{z_2-d}{L_{MO}}\right) + \Psi_\zeta\left(\frac{z_1-d}{L_{MO}}\right)} \quad (7.19)$$

Les paramétrisations des flux que nous venons de voir ne sont en fait applicables qu'à des hauteurs z grandes devant la rugosité z_{0m} du couvert. En effet la description des profils de vent et de température n'est pas valable au voisinage du couvert. Des corrections, que nous allons voir dans le paragraphe suivant, doivent être envisagées (Cellier et Brunet 1992).

7.2.3 Expression des flux à proximité du couvert

Divers auteurs ont montré que la théorie de Monin et Obukhov n'était pas valable dans les premières couches de l'atmosphère au dessus du couvert. Des différences entre les flux obtenus par la méthode aérodynamique et des méthodes plus directes, comme la méthode des corrélations, ont été constatées sur des couverts les plus divers (voir la revue de Cellier et Brunet 1992). Les différences constatées dépendent de la grandeur ζ étudiée et de la hauteur de mesure. En général, pour un flux donné, des gradients plus faibles ont été observés, ce qui conduit à des diffusivités plus fortes. Différentes causes ont été avancées pour expliquer ces anomalies, comme la non homogénéité horizontale du couvert ou la non stationarité de l'écoulement à l'échelle des tourbillons en jeu. Certains auteurs (Raupach *et al.* 1980, Garratt 1980, Cellier et Brunet 1992) ont proposé d'utiliser des relations entre les flux et les profils adaptées à la région qui surmonte immédiatement le couvert. Ces auteurs divisent la couche limite de surface en deux parties :

- la sous-couche "inertielle" (inertial sublayer) au dessus d'un niveau appelé z_* dans laquelle la théorie de MO fonctionne et les flux, les diffusivités et les gradients peuvent être déterminés à partir des équations précédentes;
- la sous-couche "rugueuse" (roughness sublayer) en dessous de z_* ; dans cette couche, la turbulence n'est pas déterminée par une seule échelle, mais par un certain nombre d'échelles reliées aux différentes caractéristiques du couvert; dans cette région, comme à l'intérieur du couvert, il ne peut être défini à proprement parler de relations entre les flux et les gradients, mais diverses corrections semi-empiriques, basées sur des relations flux-gradients, ont été proposées (Garratt 1980, Raupach *et al.* 1980, Cellier et Brunet 1992).

L'épaisseur z_* de la sous couche de rugosité n'est pas très simple à déterminer en l'absence de mesures adéquates. Elle est généralement de l'ordre de 2 à quelques fois la hauteur du couvert. Elle a été parfois (Garratt 1980, Cellier 1986, voir Cellier et Brunet 1992) reliée à une longueur caractérisant la dimension des principales inhomogénéités du couvert (comme la distance entre les rangs).

Cellier et Brunet (1992) ont proposé de réexprimer les relations flux-gradients dans la sous couche rugueuse en fonction du rapport $(z-d)/(z_*-d)$. Ainsi, ils obtiennent de nouvelles expressions des profils et des fonctions de stabilité dans des conditions instables par :

$$\Delta \bar{u} = \frac{u_*}{k} \left[\frac{1}{\eta} \left(\left(\frac{z_2-d}{z_*-d} \right)^\eta - \left(\frac{z_1-d}{z_*-d} \right)^\eta \right) - \Psi_m^* \left(\frac{z_2-d}{L_{MO}}, \frac{z_*-d}{z_2-d} \right) + \Psi_m^* \left(\frac{z_1-d}{L_{MO}}, \frac{z_*-d}{z_1-d} \right) \right] \quad (7.20)$$

$$\Psi_m^* \left(\frac{z-d}{L_{MO}}, \frac{z_*-d}{z-d} \right) = \left(\frac{z_*-d}{L_{MO}} \right)^{-\eta} \int_0^{(z-d)/L_{MO}} \xi^{\eta-1} (1 - (1-16\xi)^{-1/4}) d\xi \quad (7.21)$$

Le calcul de Ψ_m^* ne peut se faire analytiquement que pour certaines valeurs particulières de η . Pour les couverts denses ($\eta = 0$) on retrouve la même expression que celle donnée par Paulson (1970) (équation 7.13). Pour les couverts peu denses ($\eta = 1$) on trouve

$$\Psi_m^* = \frac{z-d}{z_*-d} \frac{(X^4 - 4/3X^3 + 1/3)}{(X^4 - 1)} \quad (7.22)$$

où X est défini par l'équation 7.15.

$$\Delta\bar{\zeta} = \frac{\zeta_* - d}{k} \left[\frac{z_2 - d}{z_* - d} - \frac{z_1 - d}{z_* - d} - \Psi_\zeta^* \left(\frac{z_2 - d}{L_{MO}}, \frac{z_* - d}{z_2 - d} \right) + \Psi_\zeta^* \left(\frac{z_1 - d}{L_{MO}}, \frac{z_* - d}{z_1 - d} \right) \right] \quad (7.23)$$

$$\Psi_\zeta^* \left(\frac{z-d}{L_{MO}}, \frac{z_*-d}{z-d} \right) = \frac{z-d}{z_*-d} \frac{(X^2 - 1)}{(X^2 + 1)} \quad (7.24)$$

Remarque : il n'existe pas de données permettant d'établir la forme des fonctions de stabilité au voisinage du couvert en conditions stables. Par analogie avec la proposition de Cellier et Brunet (1992) pour les conditions instables, il est possible de déterminer ces fonctions par :

• dans des conditions stables :

$$\Psi_\zeta^* = \frac{L_{MO}}{z_* - d} \frac{-5}{2} \left(\frac{z-d}{L_{MO}} \right)^2 \quad (7.25)$$

$$\Psi_m^* = \left(\frac{z_* - d}{L_{MO}} \right)^{-\eta} \frac{-5}{(\eta + 1)} \left(\frac{z-d}{L_{MO}} \right)^{\eta+1} \quad (7.26)$$

• dans des conditions fortement stables :

$$\Psi_\zeta^* = -5 \frac{z-d}{z_* - d} \quad (7.27)$$

$$\Psi_m^* = \left(\frac{z_* - d}{L_{MO}} \right)^{-\eta} \frac{-5}{\eta} \left(\frac{z-d}{L_{MO}} \right)^\eta \quad (7.28)$$

Il convient d'insister sur le fait que ces dernières expressions ne reposent sur aucune évidence expérimentale.

7.2.4 Expression des flux et des profils dans le couvert

De la même façon qu'au dessus du couvert, l'analyse des flux turbulents à l'intérieur du couvert peut se baser sur l'analyse des diffusivités turbulentes. Cependant le problème est plus complexe en raison de la présence des multiples puits et sources de quantité de mouvement, de chaleur ou de masse, que représentent les différents organes des plantes. Les échanges peuvent être déterminés à partir des profils de vitesse du vent et de diffusivité au sein du couvert. Cowan (1968) en faisant l'hypothèse d'une proportionnalité de K_m et de \bar{u} , a dérivé des profils qui satisfont aux conditions aux limites, au sommet du couvert (z_h), ainsi qu'au niveau du sol :

$$\bar{u}(z) = \bar{u}(z_h) \left[\frac{\sinh(\beta z)}{\sinh(\beta z_h)} \right]^{1/2} \quad (7.29)$$

$$K_m(z) = K_m(z_h) \left[\frac{\sinh(\beta z)}{\sinh(\beta z_h)} \right]^{1/2} \quad (7.30)$$

où

$$\beta = \left(\frac{2 C_d LAI \bar{u}(z_h)}{K_m(z_h)} \right)^{1/2} \quad (7.31)$$

(le calcul a été réalisé pour une densité volumique d'indice foliaire et un coefficient de traînée C_d constants).

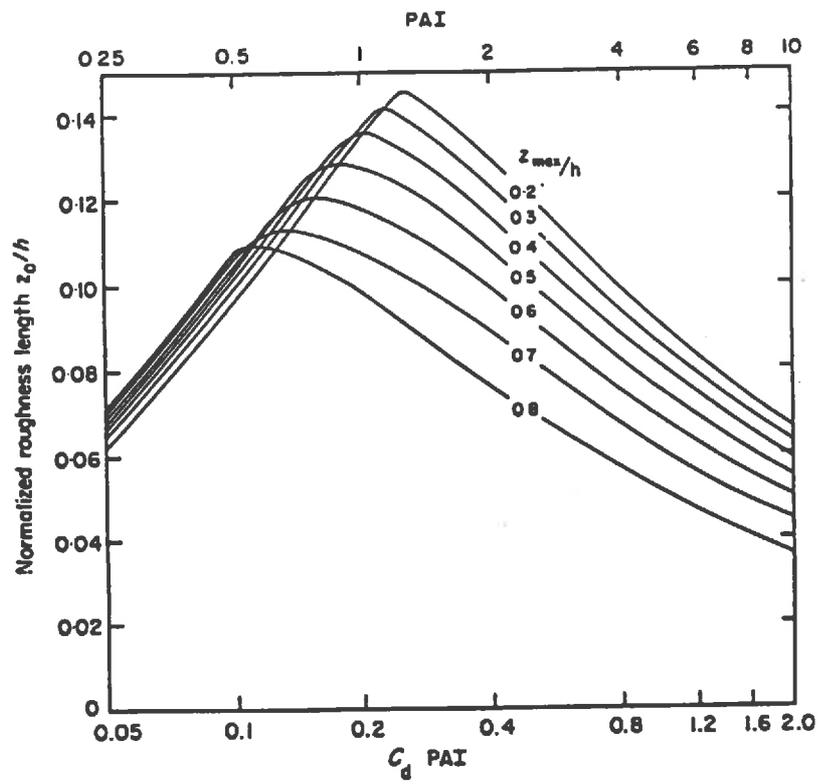


Figure 7.1: Simulations de la longueur de rugosité z_0 en fonction du Plant Area Index (Shaw et Pereira 1982).

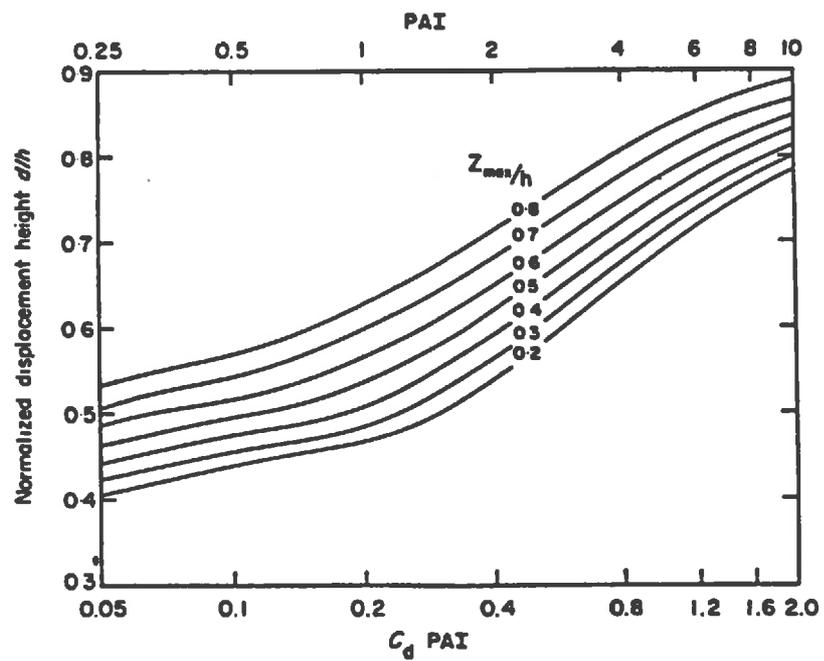


Figure 7.2: Simulations de la hauteur de déplacement d en fonction du Plant Area Index (Shaw et Pereira 1982).

Dans le couvert, le flux de quantité de mouvement total extrait par la végétation pourra être défini suivant un coefficient d'échange h_{mv} par :

$$\tau_v = \rho h_{mv} \bar{u}_{av} \quad (7.32)$$

où \bar{u}_{av} représente une vitesse du vent "moyenne" dans le couvert que l'on considèrera égale à la vitesse du vent à la côte $z = d$, la hauteur de déplacement. Par ailleurs τ_v s'exprime par :

$$\tau_v = \frac{\rho C_d LAI}{\beta z_h} \frac{\bar{u}(z_h)^2}{\sinh(\beta z_h)} (\cosh(\beta z_h) - 1) \quad (7.33)$$

La différence entre τ au dessus du couvert et τ_v constitue la quantité de mouvement extraite par le sol τ_s .

Pour les quantités ζ autre que m les flux s'exprimeront par :

$$F_{\zeta v} = \rho h_{\zeta v} (\bar{\zeta}_v - \bar{\zeta}_{av}) \quad (7.34)$$

Le flux $F_{\zeta s}$ provenant du sol pourra être calculé à partir de

$$F_{\zeta s} = \rho h_{\zeta s} (\bar{\zeta}_s - \bar{\zeta}_{av}) \quad (7.35)$$

avec

$$h_{\zeta s} = \left(\int_0^d \frac{dz}{K_{\zeta}(z)} \right)^{-1} \quad (7.36)$$

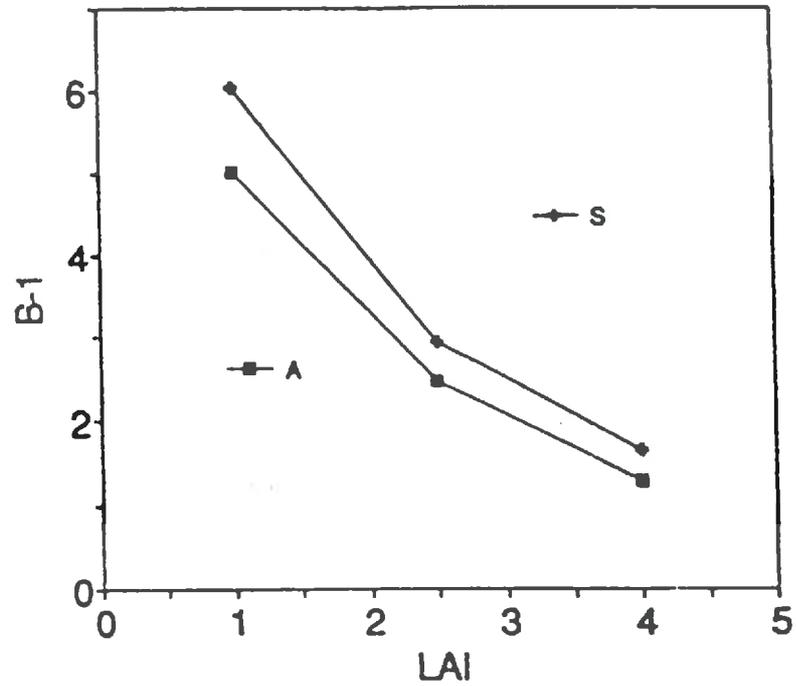
Le terme intégral de l'équation 7.36 représente la résistance opposée par la végétation aux transferts de ζ provenant du sol. Ce terme se réécrit

$$\int_0^d \frac{dz}{K_{\zeta}(z)} = \frac{[\sinh(\beta_{\zeta} z_h)]^{1/2}}{\beta_{\zeta} K_{\zeta}(z)} \int_0^{\beta_{\zeta} d} \frac{dx}{[\sinh(x)]^{1/2}} \quad (7.37)$$

où la partie intégrale est résolue numériquement (méthode de Gauss).

Le peu de connaissance que l'on peut avoir sur la détermination de ces diffusivités, des coefficients C_d , ainsi que les remarques qui vont suivre, nous ont conduit à considérer l'égalité des diffusivités K_{ζ} et K_m au sein du couvert et donc celles des coefficients d'échange : $h_{lv} = h_{hv} = h_{mv}$ et $h_{ls} = h_{hs} = h_{ms}$.

Remarque : les théories des échanges turbulents au sein du couvert et qui se basent sur la notion de diffusivité sont de nos jours plus que remises en question. En effet, un grand nombre d'observations dans le couvert montrent que les flux ne suivent pas forcément les gradients, mais au contraire peuvent se propager à contre sens, ce qui est incompatible avec la définition des diffusivités. Il est clair dans ces conditions que la prédiction des profils micrométéorologiques au sein du couvert doit faire appel à d'autres méthodes. Des modèles complexes de turbulence dans le couvert ont ainsi été développés (voir par exemple Pereira et Shaw 1980, ou Meyers et Paw U 1987) en faisant appel à une description plus détaillées des équations de conservation ("second or third-order closure model"). Plus récemment, Raupach (1989) a proposé une théorie "lagrangienne" qui semble devoir s'appliquer avec succès. Cependant, les problèmes posés par les théories diffusives ne sont pas réhibitoires dans le travail entrepris ici, car on ne cherche pas à décrire précisément les profils micrométéorologiques au sein du couvert (Arya 1989). Par ailleurs, on peut supposer que les modèles diffusifs sont surtout inadaptés lorsque la turbulence est le principal déterminant des flux, alors que dans notre cas, les conductances stomatiques pourront jouer un rôle prépondérant.



Figures 7.3 : B^{-1} [$k B^{-1} = (z_{0m}/z_{0h})$] simulé en fonction du LAI pour une visée verticale de la température IRT (Brunet *et al.* 1991).

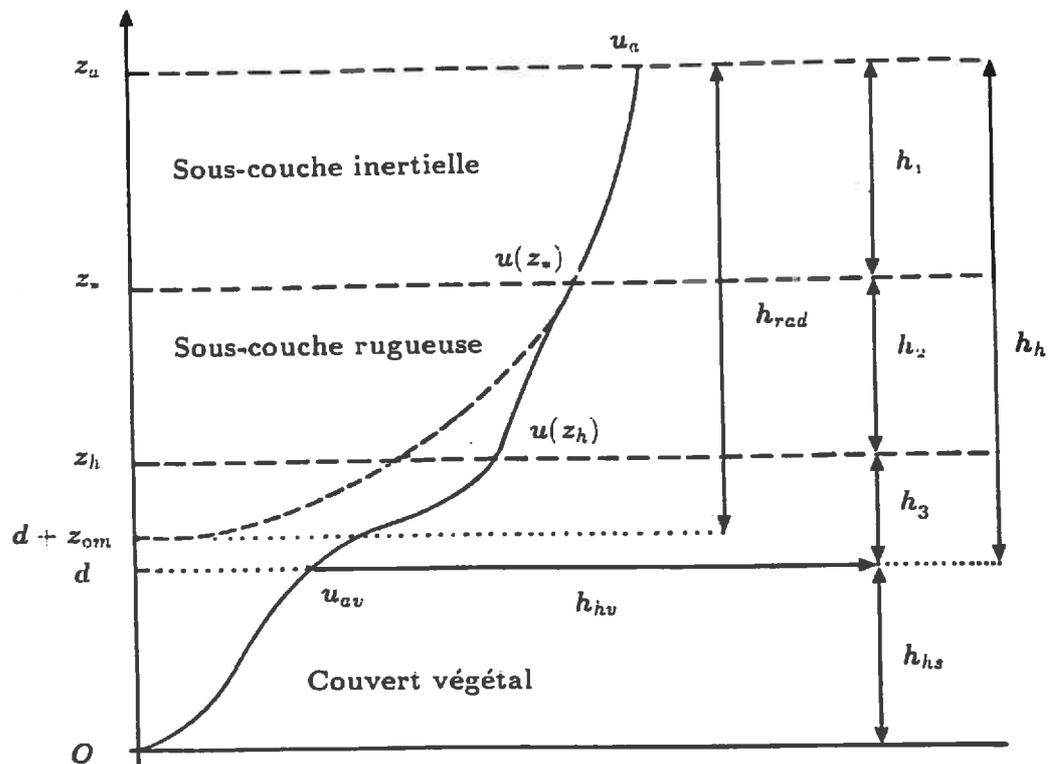


Figure 7.4: Représentation des profils de vitesse du vent (en pointillé le profil logarithmique) et des coefficients d'échange au dessus et dans le couvert.

7.2.5 Longueurs de rugosité et hauteur de déplacement

De façon à déterminer z_{0m} , $z_{0\zeta}$ et d à partir des paramètres de structure de la végétation nous avons utilisé des formules inspirées de Choudhury (1989) qui se basent sur les résultats de Shaw et Pereira (1982, figures 7.1 et 7.2) :

$$z_{0m} = \begin{cases} z_{0s} \frac{(0,2 - C_d LAI)}{0,2} + 0,28z_h (C_d LAI)^{1/2} & 0 \leq C_d LAI \leq 0,2 \\ 0,3z_h (1 - \frac{d}{z_h}) & 0,2 < C_d LAI \leq 2 \end{cases} \quad (7.38)$$

(z_{0s} est la longueur de rugosité du sol sous jacent)

$$d = z_h \left[\ln \left(1 + (C_d LAI)^{1/6} \right) + 0,03 \ln \left(1 + (C_d LAI)^6 \right) \right] \quad (7.39)$$

Différentes expérimentations ont montré que pour des couverts végétaux, le rapport $z_{0m}/z_{0\zeta}$ était de l'ordre de 1/10. Par conséquent, les transferts de chaleur sont plus difficiles que les transferts de quantité de mouvement. Des expressions théoriques reliant les longueurs de rugosité existent pour différents types de surface (voir Brutsaert 1982, p 104 et p 122). Cependant, la caractérisation fréquente de la température de surface par des mesures radiométriques dans l'infrarouge thermique, se traduit généralement par l'introduction d'une valeur de température différente de la valeur intervenant dans le bilan d'énergie de la surface. En particulier, le chapitre précédent consacré aux transferts radiatifs, montrait que la température radiométrique variait avec l'émissivité et la géométrie de la mesure. A partir de simulations couplant le modèle de transferts turbulents de Meyers et Paw U (1987) au modèle de transfert radiatif de Prévot (1985), Brunet, Paw U et Prévot (1991) ont montré que le rapport des rugosités variait avec la direction de mesure de la température de surface, ainsi qu'avec la structure du couvert végétal. En visée verticale ces variations sont présentées sur la figure 7.3. Ces variations peuvent être exprimées linéairement par

$$z_{0h} = z_{0m} \exp \left(k(1,1 LAI - 6,1) \right) \quad (7.40)$$

pour $LAI < 4$. Pour des LAI supérieurs, on admettra que z_{0h}/z_{0m} reste constant ($\approx 0,5$) en accord avec les remarques de Brutsaert (1982 p124). Les renseignements fournis par Brutsaert montre aussi que z_{0h} et z_{0l} ont des comportements assez proches et on admettra l'égalité $z_{0l} = z_{0h}$.

7.3 Calcul des coefficients d'échange dans le modèle

En raison de la présence des différentes couches atmosphériques et du couvert, le calcul des coefficients d'échange intervenant dans le modèle n'est pas direct. En particulier, le coefficient h_h nécessite la combinaison d'un coefficient h_1 dans le couvert, h_2 dans la sous-couche rugueuse et h_3 dans la sous-couche inertielle. Dans un premier temps, un coefficient d'échange h_{rad} entre le niveau de référence atmosphérique et la surface — définie par la température radiative de surface du couvert à $d+z_{0m}$ — est calculé en utilisant la théorie de Monin-Obukhov. A partir des valeurs de u_* , T_* et LMO déterminées au cours de ce calcul, il est facile, en utilisant les équations qui ont été décrites précédemment, de calculer les profils de vitesse du vent et de diffusivité permettant de déterminer les coefficients d'échange h_h , h_{hv} et h_{hs} . A partir de l'expression des flux H , H_v et H_s il est possible de déterminer T_{ac} , et ainsi les flux, en fonction de T_a , T_{ss} et T_v et des coefficients d'échange.

7.4 Exemples de simulations

Des simulations des coefficients d'échange ont été réalisées pour des couverts hypothétiques tels que : le LAI évolue de 0 à 12; la hauteur z_h évolue linéairement avec le LAI jusqu'à atteindre 1 m quand le LAI vaut 6 (au dessus de 6, elle reste constante); le coefficient C_d est fixé à 0,1; la hauteur de référence atmosphérique z_a est de 2 m; la vitesse du vent u_a au niveau de référence atmosphérique

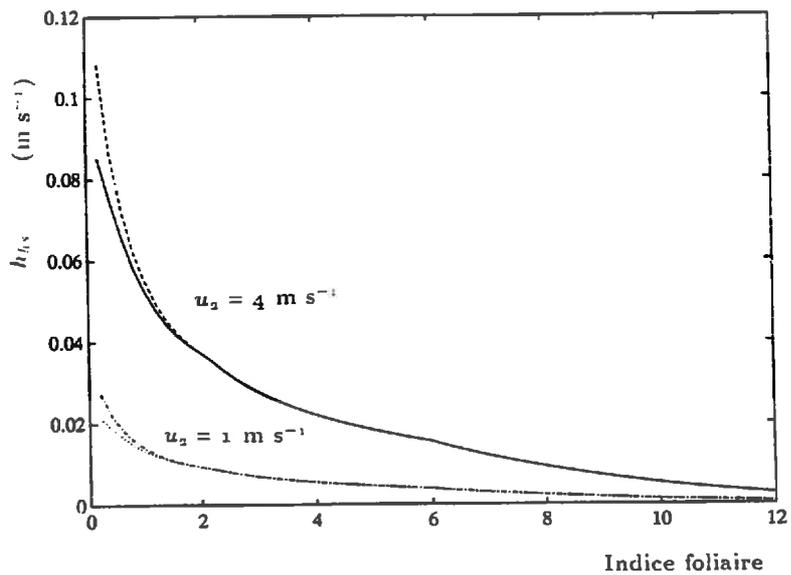
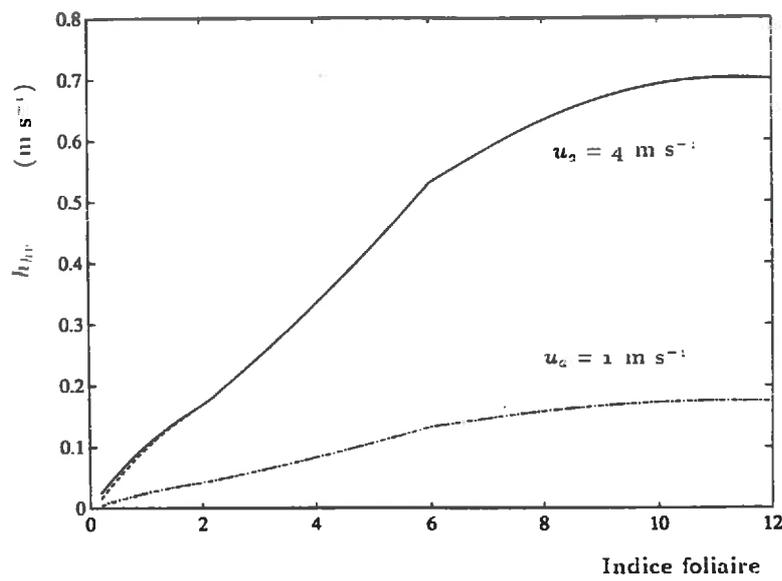
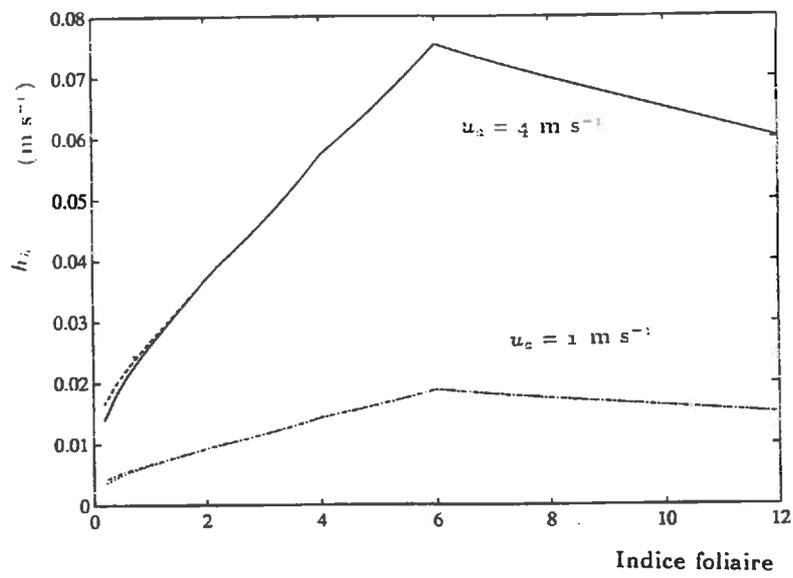


Figure 7.5: Evolution des coefficients d'échange h_h , h_{hv} et h_{hs} en fonction du LAI (— et ... $z_{0s} = 0,000$; - - - et -.- $z_{0s} = 0,005 \text{ m}$).

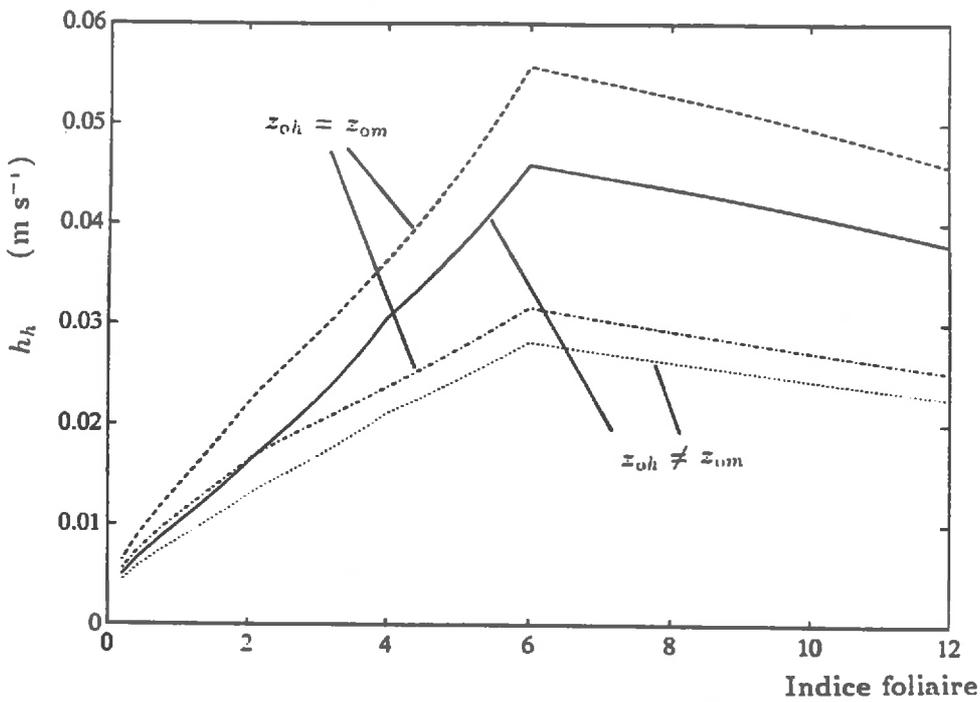
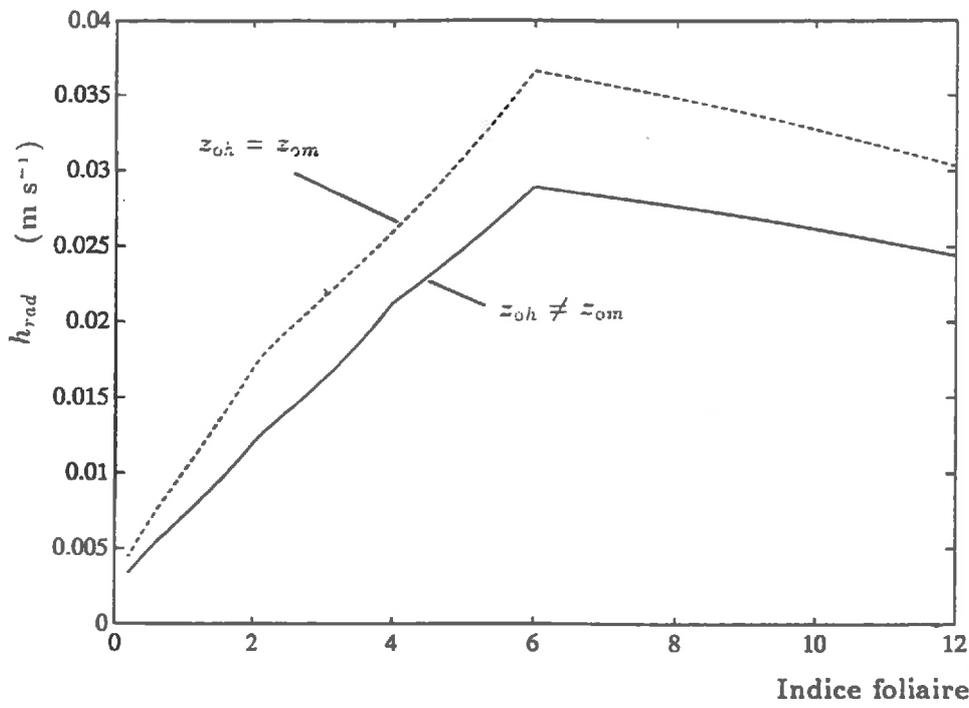


Figure 7.6: Effets de la prise en compte de la différence entre les rugosités thermique et mécanique et de l'incorporation des échanges différents dans la sous-couche rugueuse (— et - - - sans prendre en compte la sous-couche rugueuse; - - - et en la prenant en compte).

est de 1 ms^{-1} ou de 4 ms^{-1} ; on est à la neutralité thermique; la rugosité du sol nu est de 0,0 ou de 0,005 m; la hauteur de la sous couche de rugosité z_* est de deux fois la hauteur de la végétation, le paramètre η varie de façon exponentielle avec le LAI : $\eta = \exp(-LAI)$.

Evolutions des coefficients d'échanges

Les évolutions des coefficients d'échanges h_{rad} , h_h , h_{hv} et h_{hs} correspondant aux simulations sont présentées sur les figures 7.5 et 7.6 :

- les coefficients d'échanges sont proportionnels à la vitesse du vent
- h_{rad} et h_h augmentent avec la hauteur de la végétation en raison de leur très forte sensibilité à d
- h_{rad} et h_h sont également sensibles à l'évolution de z_0 ce qui se traduit par leurs baisses aux forts LAI
- h_{hv} augmente très rapidement avec la hauteur de la végétation et avec le LAI . Il prend des valeurs très fortes comparées aux autres coefficients (facteur 10)
- au contraire, h_{hs} diminue avec z_h et le LAI pour atteindre des valeurs très faibles

La comparaison de h_{hv} et h_{hs} montre que lorsque la quantité de végétation augmente, les échanges au niveau de la végétation peuvent devenir rapidement prépondérants par rapports aux échanges au niveau du sol. Dans ces simulations, h_{hv} est 10 fois supérieur à h_{hs} à un LAI d'environ 3. Aux forts LAI , la participation du sol aux flux totaux du couvert est très limitée. Dans ces conditions, h_{hv} étant également nettement supérieur à h_h , il doit être possible de représenter les échanges par le seul coefficient h_h ou même h_{rad} . Cela explique, au moins en partie, le bon fonctionnement des modèles monocouches de bilan d'énergie et de température de surface qui ont souvent été utilisés (Soer 1980, Choudhury et Idso 1984, Hope *et al.* 1988).

La prise en compte de la différence entre les longueurs de rugosité thermique et mécanique se traduit par une baisse des coefficients d'échange au dessus du couvert (figure 7.6)(elle est sans influence sur les coefficients au sein du couvert). Ce comportement a souvent été pris en compte dans différentes analyses par l'introduction d'une résistance aux transferts supplémentaire. Par contre, la prise en compte des gradients différents dans la sous-couche rugueuse se traduit par une augmentation de h_h en raison de l'augmentation des diffusivités. Cette augmentation est de l'ordre d'un doublement des transferts en accord avec les résultats bibliographiques. Lorsque la sous couche rugueuse n'est pas introduite, h_{rad} et h_h ont des comportements très proches.

7.5 Calcul de G_o

Nous avons vu dans les premiers chapitres que le flux de chaleur dans le sol G_o (W.m^{-2}) s'exprimait par l'équation de Fourier :

$$G_o = \lambda_{os} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0} \quad (7.41)$$

avec λ_{os} la conductivité thermique à la surface du sol. Le calcul de G_o nécessite de faire appel à l'équation de continuité :

$$\frac{\partial G(z)}{\partial z} = -C(z) \frac{\partial T(z, t)}{\partial t} \quad (7.42)$$

où $C(z)$ représente la capacité thermique du sol et t le temps. On peut ainsi écrire :

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_o(z) \frac{\partial T(z, t)}{\partial z} \right) = C(z) \frac{\partial T(z, t)}{\partial t} \quad (7.43)$$

Nous avons résolu cette équation suivant des procédures numériques de différences finies (voir par exemple Soer 1977 ou Brunet 1984).

G_o peut également être déterminé à partir de méthodes plus simples comme celle de la force de rappel proposée par Bhumralkar (1975) et étudiée systématiquement par Deardorff (1977). Les tests réalisés montrent que ces deux méthodes conduisent à des résultats similaires (et d'autant plus proches que le forçage est sinusoïdal).

7.6 Caractéristiques thermiques du sol

7.6.1 Capacité calorifique

De Vries (1963) exprime la capacité calorifique comme une combinaison linéaire des capacités calorifiques des divers constituants pondérées par la fraction volumique de chacun de ces constituants. Cela conduit à :

$$C = 0,755 \cdot 10^6 D_a + 4,2 \cdot 10^6 \theta \quad (7.44)$$

où D_a est la densité apparente du sol et θ son humidité volumique, deux paramètres facilement accessibles à la mesure (par densitométrie gamma et humidimétrie neutronique). Les sols ont des capacités calorifiques de l'ordre de $10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$ (sol sec) à $3 \cdot 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$ (sol saturé).

7.6.2 Conductivité thermique

De Vries décrit la conductivité thermique d'un sol en fonction, non seulement de sa composition et des conductivités intrinsèques des différents constituants, mais aussi de caractéristiques difficilement accessibles, la forme des particules et des interstices du sol. Cependant il est possible d'utiliser des formulations empiriques établies à partir de mesures expérimentales (par exemple Witono (1988) pour le sol d'Avignon) ou par calage d'un modèle de transferts à toute une série de situations expérimentales (par exemple sur les données de l'expérience Hapex-Mobilhy (Pinty et Mascart 1990)).

$\lambda = 0,167\theta + 0,1$	Pinty et Mascart 1990
$\lambda = a_0 + a_1\theta + a_2\theta^2 + a_3\theta^3 + a_4\theta^4 + a_5\theta^5$ avec $a_0 = 0,1233$ $a_1 = 0,3222 \cdot 10^1$ $a_2 = -0,3894 \cdot 10^2$ $a_3 = 0,5300 \cdot 10^3$ $a_4 = -0,2416 \cdot 10^4$ $a_5 = 0,3629 \cdot 10^4$	Witono 1988

Chapitre 8

Modélisation de la photosynthèse, de la conductance stomatique et des transferts hydriques

8.1 Modélisation de la conductance stomatique et de la photosynthèse foliaire

8.1.1 Introduction

Il existe de nombreux modèles de photosynthèse allant d'une simple équation et de l'empirisme le plus complet, jusqu'à une description mécaniste très complexe des différentes réactions biochimiques qui conduit à des systèmes d'équations qui ne peuvent se résoudre que numériquement. Pour ce qui est de la conductance stomatique, une grande majorité des mécanismes la contrôlant étant encore mal connus (facteurs hormonaux, réponse à l'humidité par exemple), seuls des modèles non mécanistes ont été mis au point jusqu'à présent. Malgré ce, les relations empiriques qui sont utilisées pour décrire par exemple la réponse stomatique au potentiel hydrique, incluent certainement déjà les signaux hormonaux induits par l'état hydrique du sol. Depuis peu, l'analyse des interactions entre la photosynthèse et la conductance stomatique a conduit différents auteurs à proposer de modéliser la conductance stomatique à partir de la connaissance de la photosynthèse et en considérant que le rapport des concentrations en CO_2 intercellulaire à celle de l'air ambiant C_i/C_a était constant (deWit *et al.* 1978, Bell 1982, Ball et Berry 1982). Plus récemment, des modèles combinés de photosynthèse et de conductance stomatique ont vu le jour. Ils se basent sur :

- un formalisme mécaniste de la photosynthèse qui décrit de façon simplifiée les cinétiques enzymatiques et les transports d'électrons au niveau des feuilles; ce formalisme proposé par Farquhar, vonCaemmerer et Berry (Farquhar *et al.* 1980, Farquhar et vonCaemmerer 1982, Farquhar 1989) a été appliqué avec certains succès à la simulation de la photosynthèse des feuilles en fonction de la température, du rayonnement et de la teneur en CO_2 intercellulaire (Grant 1989a, Collatz *et al.* 1991). Ce type de modèle a même pu être intégré dans des modèles plus complets décrivant la photosynthèse d'un couvert (Grant *et al.* 1989) et la répartition du carbone assimilé entre organes (Grant 1989b).
- une description empirique de la conductance stomatique à partir de la photosynthèse, en considérant soit que :
 - le rapport C_i/C_a est constant (Grant 1989a),
 - la conductance stomatique est reliée à la teneur de la feuille en ATP (Farquhar et Wong 1984),

– la conductance est reliée à la photosynthèse par la relation proposée par Ball et Berry (1991) :

$$g_f = g_o + g_l A_f \frac{h_s}{C_s} \quad (8.1)$$

où g_f est la conductance stomatique, A_f la photosynthèse foliaire, g_o la conductance stomatique quand A_f est nulle, g_l un coefficient empirique, h_s et C_s l'humidité relative et la fraction molaire en CO_2 à la surface de la feuille. Leuning (1990) et Collatz *et al.* (1991) ont appliqué ce modèle combiné avec succès pour simuler la conductance stomatique et la photosynthèse de feuilles d'eucalyptus et de soja.

Cependant ces modèles nécessitent des informations difficiles à obtenir au champ comme les activités et les concentrations enzymatiques. De plus, leur extension à des conditions hydriques limitantes reste problématique, car l'action des faibles potentiels hydriques et des facteurs hormonaux sur la photosynthèse, et ses relations avec la conductance stomatique ne sont pas résolues.

8.1.2 Modélisation adoptée

Nous avons préféré des modèles plus empiriques et qui demandent des paramètres *a priori* plus simples à obtenir à partir de données expérimentales. Différents modèles empiriques de conductance stomatique en fonction des facteurs du milieu ont été proposés par Stanhill *et al.* (1973), Szeicz *et al.* (1973), Jarvis (1976), Jones (1983), Avissar *et al.* (1985). Plutôt que d'utiliser une approche basée sur des régressions linéaires multiples, les trois derniers de ces auteurs ont préféré des modèles que l'on peut qualifier de phénoménologiques, et qui sont construits à partir de relations connues entre la conductance stomatique et les facteurs du milieu. La forme générale en est :

$$g_f = g_{fmin} + (g_{fmax} - g_{fmin}) g_g(Q_p) g_g(\psi_f) g_g(T_f) g_g(D) g_g(C) \quad (8.2)$$

où g_{fmax} et g_{fmin} sont les conductances maximale et minimale, et g_g des fonctions de l'éclairement PAR Q_p , du potentiel foliaire ψ_f , du déficit de saturation D et de la teneur en CO_2 C telles que $0 \leq g \leq 1$. La forme de chacune de ces fonctions est obtenue à partir d'études en conditions contrôlées : figure 8.1. Les paramètres qui décrivent l'ouverture stomatique en réponse aux différentes variables sont estimés à partir de mesures expérimentales par régression non linéaire par exemple.

La photosynthèse des feuilles sera modélisée suivant une approche similaire :

$$A_f = A_{fmin} + (A_{fmax} - A_{fmin}) g_a(Q_p) g_a(\psi_f) g_a(T_f) g_a(D) g_a(C) \quad (8.3)$$

où $A_{fmin} = -R_d$, la respiration obscure. Dans le cadre de notre travail, la réponse de la photosynthèse et de la conductance stomatique au CO_2 n'a pas été prise en compte car dans les conditions naturelles, les variations de la teneur en CO_2 sont limitées. On remarquera également que bien que le potentiel hydrique foliaire ne soit plus considéré comme contrôlant directement les pertes d'eau par les plantes, il n'en reste pas moins la variable la plus utilisée dans les études de la conductance stomatique. En plus de sa facilité de mesure sur le terrain, il demeure une variable d'état pertinente pour un modèle plus fonctionnel que mécaniste tel que celui que nous voulons réaliser.

Cette approche permet de prendre en compte les relations fonctionnelles qui contrôlent les fonctionnements photosynthétique et stomatique et l'interprétation de ses paramètres selon un sens physiologique (Reed *et al.* 1976). Les interactions entre le fonctionnement stomatique et le fonctionnement photosynthétique ne sont pas directement prises en compte. Cependant, elles restent sous-entendues pour une détermination simultanée des paramètres des deux modèles (conductance et photosynthèse). Par ailleurs, l'intégration de ces modèles au sein d'un modèle complet d'échanges d'énergie permet de déterminer l'ensemble des facteurs jouant sur la conductance et sur la photosynthèse simultanément, et par là même de tenir compte des effets de la conductance stomatique de façon indirecte. Comme

l'a remarqué Jarvis, de tels modèles ne sont pas mécanistes car ils ne se basent pas sur les processus physiologiques du fonctionnement stomatique ou photosynthétique. Cependant leur caractère semi-empirique les rend utiles pour l'interprétation et la prédiction des conductances stomatiques et des photosynthèses foliaires, même dans des conditions environnementales qui n'ont pas été directement testées. Par contre cette approche est limitée par la non prise en compte des interactions (probables) entre les différentes variables. Les formes de chacune des fonctions de réponse g ont été obtenues dans des environnements contrôlés, dans lesquels seulement un ou deux facteurs étaient étudiés en même temps. Dans la réalité, tous les facteurs agissent simultanément selon des processus interconnectés. De telles combinaisons complexes entre facteurs n'ont pas encore été formalisées.

8.1.3 Forme des fonctions g

En raison des fortes relations qui unissent le fonctionnement stomatique et le fonctionnement photosynthétique, des fonctions g de même forme ont été choisies pour la conductance stomatique et la photosynthèse. Les paramètres décrivant ces réponses pourront quant à eux être différents, illustrant des sensibilités de réponse différentes de la photosynthèse et de la conductance aux variables considérées. La forme théorique des fonctions g peut différer selon les auteurs, souvent en raison des mécanismes de contrôle envisagés ou de certaines hypothèses *a priori*.

Réponse au PAR Q_p

La photosynthèse n'étant souvent modélisée qu'en fonction de sa réponse à l'éclairement, la fonction $g_a(Q_p)$ a été très largement étudiée. A la suite des travaux de Rabinowitch (1951), cette fonction a été décrite sous la forme d'une hyperbole équilatère (Alexander et McCloud 1962, Hesketh 1963, Monteith 1965a, Pearce *et al.* 1967, Takeda et Yajima 1975, Thornley 1976, Dwyer et Stewart 1986, etc ...):

$$g(Q_p) = \frac{Q_p}{K_{par} + Q_p} \quad (8.4)$$

où K_{par} est un paramètre empirique relié à la pente de la fonction $g(Q_p)$ aux éclaircements nuls $[(\partial g(Q_p))/(\partial Q_p)_{(Q_p=0)}]$. Il exprime la saturation plus ou moins rapide de $g(Q_p)$ quand l'éclairement augmente.

Cependant divers auteurs ont montré que la fonction rectangulaire conduisait à de fortes surestimations du taux de photosynthèse maximale et de la pente $(\partial g(Q_p))/(\partial Q_p)_{(Q_p=0)}$ (Peat 1970, Littleton 1971, Biscoe *et al.* 1975b, Marshall et Biscoe 1980a et b). De meilleurs ajustements ont été obtenus à partir d'une fonction hyperbolique de type exponentiel (Peat 1970, Biscoe *et al.* 1975):

$$g(Q_p) = 1 - e^{-\frac{Q_p}{K_{par}}} \quad (8.5)$$

Cette fonction sature plus rapidement aux forts éclaircements et elle apparaît mieux adaptée aux plantes en C_3 que l'hyperbole équilatère. Pour la conductance stomatique, des fonctions de type équilatère (Jarvis 1976, Baldocchi *et al.* 1991) ou exponentiel (Jones 1983, Winkel et Rambal 1990) ont également été utilisées.

Réponse au potentiel foliaire ψ_f

La réponse au potentiel hydrique foliaire peut être modélisée à l'aide d'une fonction à deux paramètres proposée par Rambal (1980):

$$g(\psi_f) = \frac{1}{1 + (\frac{\psi_f}{\psi_{1/2}})^{K_\psi}} \quad (8.6)$$

où $\psi_{1/2}$ est la valeur du potentiel hydrique pour laquelle la conductance stomatique est réduite de moitié et K_ψ un paramètre empirique qui décrit la vitesse avec laquelle g_f décroît quand ψ_f diminue.

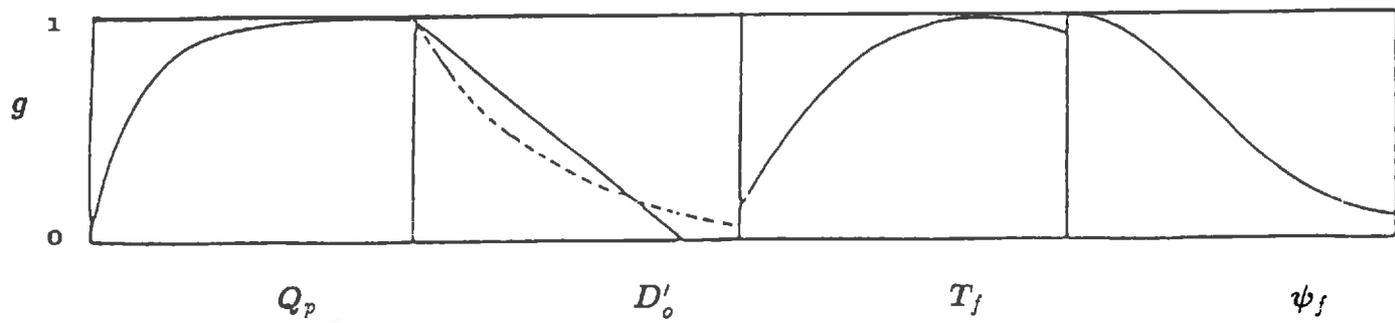


Figure 8.1: Formes de fonctions g_g ou g_a .

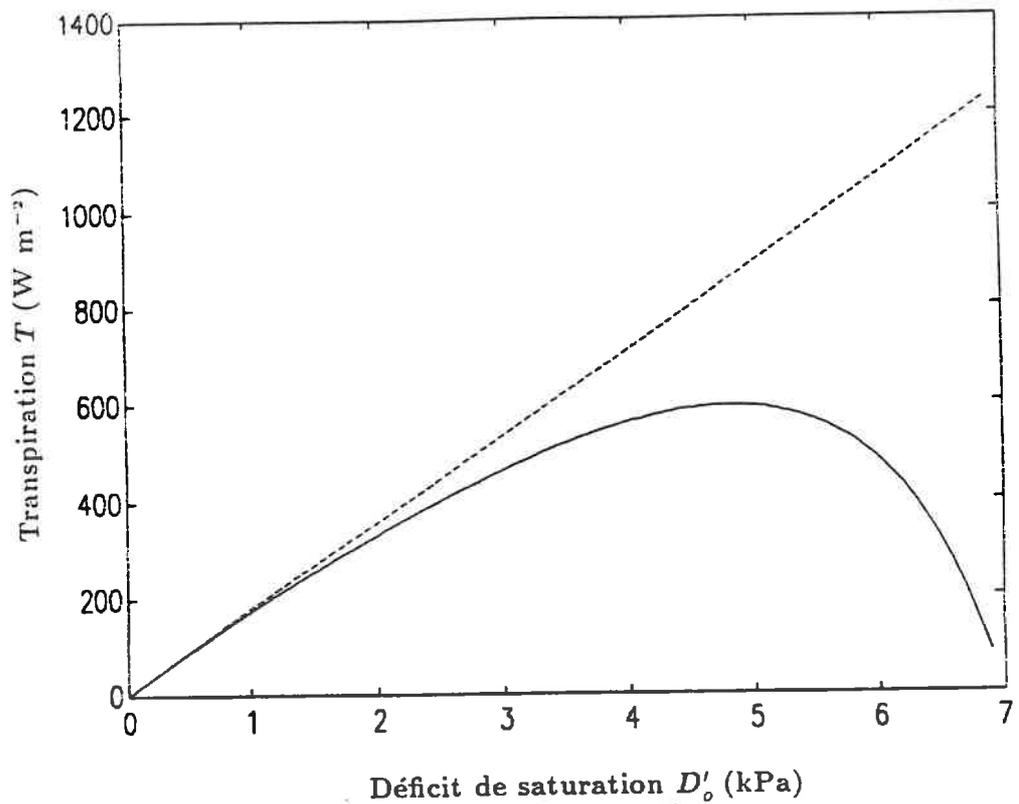


Figure 8.2: Influence du déficit de saturation D'_o sur la transpiration (- - - sans prendre en compte l'effet de D'_o sur la conductance stomatique, — en le prenant en compte).

L'analyse des courbes de réponse présentées dans la littérature (Boyer 1970, Turner *et al.* 1978, Henson *et al.* 1989a par exemple) montre qu'une formulation équivalente peut aussi être utilisée pour la photosynthèse.

Réponse au déficit de saturation D

De nombreuses espèces ferment leurs stomates en réponse à l'augmentation du déficit de saturation (Sheriff 1979, Schulze 1986, Grantz 1990). Cette réponse a été décrite de façon linéaire ou curvilinéaire selon les mécanismes de contrôle envisagés (Jones 1983, Farquhar *et al.* 1980, Winkel et Rambal 1990) :

$$g(D) = 1 - \frac{D}{K_D} \quad (8.7)$$

($g(D) = 0$ pour $D > K_D$)

$$g(D) = e^{-\frac{D}{K_D}} \quad (8.8)$$

où K_D est un paramètre empirique qui exprime le déficit de saturation pour lequel la fermeture des stomates se produit. Le déficit de saturation D peut s'exprimer comme la différence entre la pression de vapeur dans l'air et la pression de vapeur saturante à la température de l'air $D = e_a^*(T_a) - e_a$. Cependant D ne représente pas parfaitement la "force motrice" de la diffusion lorsque les température de l'air et de la feuille sont différentes. Cette incertitude est largement résolue en utilisant la différence de pression de vapeur entre la feuille et l'air :

$$D_o = e_f^*(T_f) - e_a \quad (8.9)$$

où $e_f^*(T_f)$ est la pression de vapeur saturante à la température de la feuille (Grantz 1990). La différence $D'_o = e_f^*(T_f) - e_f$ où e_f représente l'humidité à la surface de la feuille et qui est indépendante des caractéristiques aérodynamiques de la feuille doit aussi être plus appropriée (Grantz 1990). En considérant l'isothermie, $D'_o = g_b / (g_f + g_b) D_o$ avec g_b la conductance dans la couche limite de surface des feuilles. C'est cette expression du déficit de saturation qui a été choisie dans le modèle.

Réponse à la température T

L'effet de la température (de l'air ou de la feuille) est difficile à séparer de celui de l'humidité car le déficit de pression de vapeur est souvent très corrélé à la température. Cependant il est très largement accepté (Stalfelt 1962) que les conductances stomatiques atteignent un maximum à 30-35 °C. Une telle réponse peut s'exprimer (Jones 1983) :

$$g(T_f) = 1 - \frac{1}{(K_T)^2} (T_f - T_{opt})^2 \quad \text{pour } (T_f - T_{opt})^2 < (K_T)^2$$

$$g(T_f) = 0 \quad \text{pour } (T_f - T_{opt})^2 \geq (K_T)^2$$

Des courbes de réponse plus complexe rendant compte d'une dissymétrie entre les réponses avant l'optimum et après l'optimum ont été proposées par exemple par Jarvis (1976) :

$$g(T_f) = \frac{T_f - T_m}{T_{opt} - T_m} \left(\frac{T_x - T_f}{T_x - T_{opt}} \right)^\varepsilon \quad (8.10)$$

avec

$$\varepsilon = \frac{T_x - T_{opt}}{T_x - T_m} \quad (8.11)$$

et T_x et T_m les températures minimales et maximales du fonctionnement stomatique. Des réponses similaires ont été proposée pour la photosynthèse (voir par exemple Angus et Wilson 1976).

8.2 Photosynthèse et conductance du couvert

La conductance et la photosynthèse du couvert sont obtenues en intégrant les réponses des feuilles sur l'ensemble du couvert :

$$g_v = \int_0^{LAI} g_f(Q_p, \psi_f, T_f, D'_o) dL \quad (8.12)$$

$$A_c = \int_0^{LAI} A_f(Q_p, \psi_f, T_f, D'_o) dL \quad (8.13)$$

L'intégration est réalisée en supposant que les fonctions de réponse des feuilles à l'ensemble des variables prises en compte sont identiques en tout point du couvert, et en faisant appel aux transferts radiatifs pour déterminer l'éclairement PAR des feuilles, au bilan d'énergie de la végétation pour déterminer la température et le déficit de saturation à la surface des feuilles, et aux transferts hydriques pour déterminer le potentiel hydrique foliaire. La structure du modèle suppose encore que ψ_f , T_f et D'_o sont constants pour l'ensemble des feuilles. En particulier on suppose que T_f et D'_o sont égaux à T_v et $e_v^*(T_v) - e_v$ qui sont déterminés par la résolution du bilan d'énergie dans la végétation. Dans ces conditions, la conductance du couvert est donnée par (une équation similaire décrit la photosynthèse du couvert) :

$$g_v = LAI g_{fmin} + (g_{fmax} - g_{fmin}) g_g(\psi_f) g_g(T_v) g_g(D'_o) \int_0^{LAI} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \int_0^{2\pi} g_g(Q_p(\Psi_f, \theta_l, L)) d\Psi_f d\theta_l dL \quad (8.14)$$

Ce calcul se justifie dans la mesure où l'éclairement des feuilles (Q_p) varie dans une gamme beaucoup plus large que les autres variables ψ_f , T_f et D'_o au sein du couvert, en fonction des angles azimutaux et zénithaux des feuilles, Ψ_f et θ_l , et de la profondeur dans le couvert L (exprimée en terme de LAI). La non prise en compte de fonctions de réponse différentes pour les différentes feuilles du couvert (selon leur âge ou leur préconditionnement aux facteurs de l'environnement) ne doit pas non plus affecter profondément les calculs. Dans le cas particulier de l'éclairement, les données bibliographiques montrent souvent une baisse de la valeur maximale atteinte par la photosynthèse ou la conductance avec l'âge ou la profondeur dans le couvert. Par contre, la vitesse de saturation n'est généralement pas profondément modifiée. Les effets d'ombrage limitant les phénomènes de saturation, font alors que la courbe de réponse des feuilles au sommet du couvert (les plus éclairées donc) peut suffire pour décrire les feuilles plus profondes.

Prise en compte de l'éclairement

Le terme intégral rend compte des variations d'éclairement des feuilles en fonction de leur azimut Ψ_f , de leur inclinaison θ_l et de leur profondeur dans le couvert L (exprimée en terme de LAI). La non linéarité de la réponse des feuilles à l'éclairement implique de faire ce calcul en tenant compte de la répartition de l'éclairement des feuilles au sein du couvert selon :

- l'atténuation du rayonnement dans le couvert,
- l'inclinaison des feuilles relativement à la direction d'incidence du rayonnement,
- la différence entre les feuilles à l'ombre et les feuilles au soleil.

Numériquement le calcul se fait en appliquant le modèle de transfert radiatif pour N couches superposées et en discrétisant chaque couche en A classes d'azimut et Z classes de zénith foliaire :

$$\int_0^{LAI} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \int_0^{2\pi} g_g(Q_p(\Psi_f, \theta_l, L)) d\Psi_f d\theta_l dL = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^Z \sum_{k=1}^A \left[S(i) g_g(Q_{p,soleil,k,j,i}) + (1 - S(i)) g_g(Q_{p,ombre,k,j,i}) \right] G(k) F(j) \quad (8.15)$$

avec $F(j)$ la fréquence de la classe d'inclinaison j , $G(k)$ la fréquence de la classe d'azimut k , $S(i)$ la proportion de surface au soleil, $Q_{p,soleil,k,j,i}$ l'éclairement PAR d'une surface au soleil d'azimut k , d'inclinaison j , dans la couche i , et $Q_{p,ombre,k,j,i}$ de même pour les surfaces à l'ombre. Pratiquement, l'épaisseur des couches est de l'ordre de 0,15 (en terme de LAI), les classes d'inclinaison sont les 13 classes définies par Verhoef (1984) et les azimuts ont été découpés en classes de 10° . $S(i)$, $Q_{p,soleil,k,j,i}$ et $Q_{p,ombre,k,j,i}$ sont déterminés à partir de calculs de transfert radiatif qui sont décrit dans l'annexe B.

Prise en compte du déficit de saturation

La non prise en compte de l'effet du déficit de saturation sur la conductance stomatique peut se traduire par des surestimations de la transpiration qui peuvent être importantes, comme le montre la figure 8.2, lorsque D'_o augmente. Cette prise en compte nécessite la résolution d'une équation du second degré en D'_o (dans le cas d'une réponse linéaire de la conductance stomatique). Des deux solutions de l'équation, il n'en est toujours qu'une qui ait une réalité physique (voir Choudhury et Monteith 1986).

Prise en compte des transferts turbulents sur la photosynthèse

En suivant un schéma identique à la transpiration, la photosynthèse du couvert peut être exprimée en tenant compte des transferts turbulents par :

$$A_{c2} = \rho h_{cv}(C_{ac} - C_v) = \rho h''_{cv}(C_{ac} - C_x) \quad (8.16)$$

avec h_{cv} le coefficient d'échange entre le feuillage et l'air dans le couvert pour les transferts de CO_2 , C_v , C_{ac} et C_x les concentrations en CO_2 à la surface du feuillage, dans l'air dans le couvert et au niveau des sites de carboxylation, et

$$h''_{cv} = \left[\frac{1}{h_{cv}} + \frac{1}{g_{cv}} + \frac{1}{g_{mv}} \right]^{-1} \quad (8.17)$$

g_{cv} est la conductance de la végétation pour les transferts de CO_2 . Elle est calculée à partir de la conductance "stomatique" pour les transferts de vapeur d'eau par :

$$g_{cv} = \frac{g_v}{1.6} \quad (8.18)$$

de même :

$$h_{cv} = \frac{h_{lv}}{1.37} \quad (8.19)$$

où les facteurs 1,6 et 1,37 représentent les rapports des diffusivités de la vapeur d'eau et du CO_2 dans l'air et dans la couche limite foliaire. Nous avons déterminé la conductance g_{mv} à partir de la conductance du mésophylle des feuilles g_m (voir chapitre 3), en considérant le produit $g_{mv} = LAI g_m$. g_m est elle déterminée à partir des expressions des modèles de photosynthèse et de conductance foliaire par :

$$\frac{1}{g_m} = \frac{C_{a0} - C_x}{A_f} - \frac{1.6}{g_f} - \frac{1.37}{g_b} \quad (8.20)$$

où C_{a0} et g_b sont la teneur en CO_2 et la conductance de couche limite lors des déterminations des modèles foliaires. Pour réaliser ce calcul, nous avons en fait considéré que C_{a0} et C_x étaient constants et égaux à 330 et 200 ppm.

Le calcul de A_{c2} nécessite alors la connaissance de C_{ac} et donc celle du flux de CO_2 provenant du sol et de la concentration en CO_2 C_a de l'atmosphère au niveau de référence. Dans les simulations, on considérera que le flux de CO_2 provenant du sol est négligeable et que C_a vaut 330 ppm.

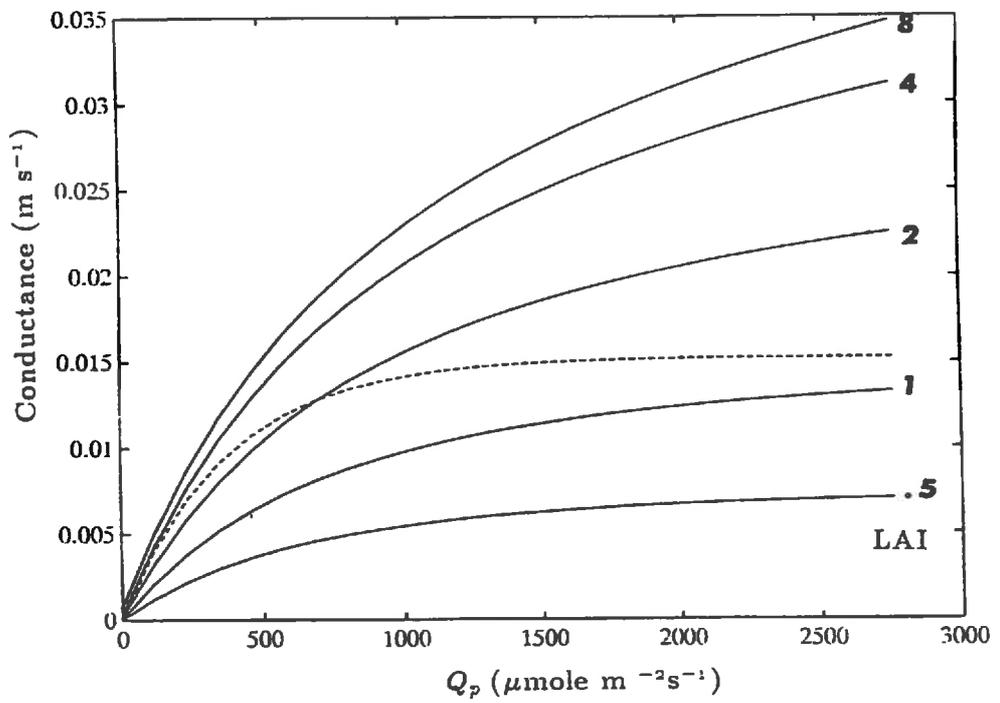
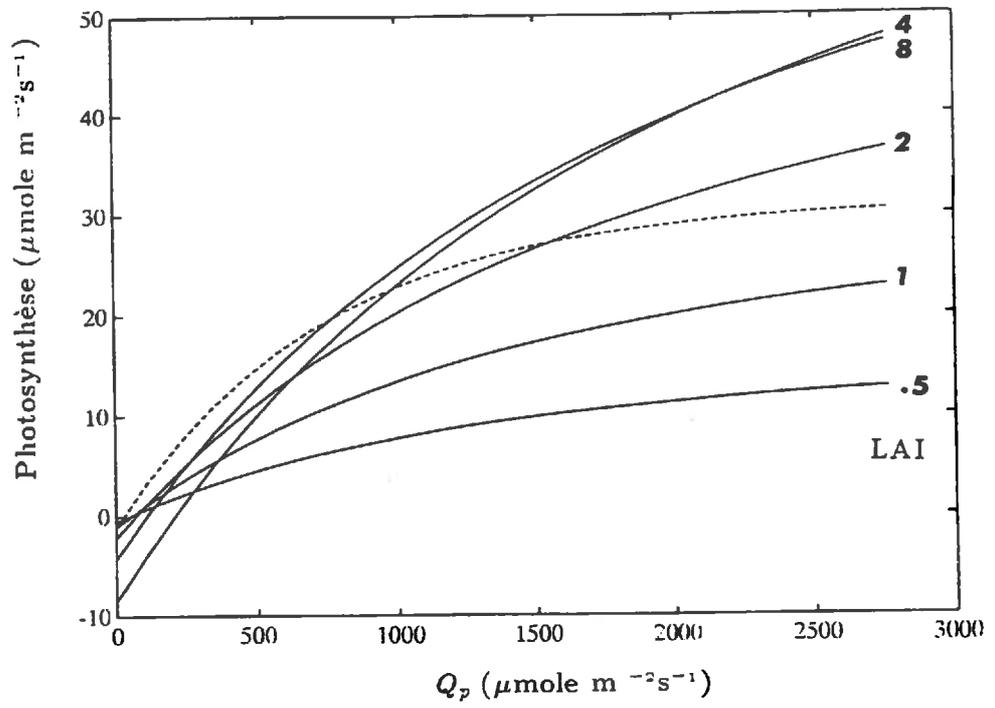


Figure 8.3: Evolution de la photosynthèse (en haut) et de la conductance du couvert (en bas) en fonction de l'éclairement PAR et à différents LAI. La réponse d'une feuille individuelle ayant servi à la simulation est présentée par une ligne en pointillé.

8.3 Exemples de simulation

Pour illustrer l'intégration des photosynthèses et des conductances stomatiques sur l'ensemble du couvert, des simulations ont été réalisées en ne considérant que les effets de l'éclairement et de la structure du couvert. La figure 8.3 présente les réponses d'un couvert sphérique à l'éclairement (par unité de surface de sol) pour différents LAI. Comme pour les feuilles, la photosynthèse et la conductance du couvert montrent des phénomènes de saturation lorsque l'éclairement augmente. Cependant, ces saturations interviennent moins rapidement que pour les feuilles. Aux forts LAI, elles sont même très peu marquées, et la photosynthèse ou la conductance du couvert augmentent encore de façon très sensible pour des éclairagements très importants. On remarque également qu'un couvert de LAI égal à 1 présente des photosynthèses et des conductances (par unité de surface de sol) plus faibles que celles des feuilles (par unité de surface de feuilles). Ces deux phénomènes s'expliquent par la prise en compte de l'atténuation du rayonnement au sein du couvert et des distributions d'angle foliaire dans le modèle. L'énergie reçue par les différentes feuilles varie en fonction de leur orientation par rapport au rayonnement incident et leur profondeur dans le couvert. Peu de feuilles reçoivent un éclairage non diffusé et normal à leur surface. L'énergie reçue par les autres feuilles étant plus faible, d'une part les risques de saturation diminuent, et d'autre part les niveaux de photosynthèse ou de conductance (par unité de surface foliaire) sont plus faibles.

Il est également possible de noter sur la figure 8.3 qu'à un éclairage donné, il existe un effet de saturation avec le LAI. Cette saturation intervient pour des LAI de l'ordre de 3 à 7 selon la structure du couvert, qui détermine la profondeur de pénétration du rayonnement dans le couvert. Ainsi la saturation est plus rapide pour les couverts planophiles et plus lente pour les couverts érectophiles (on observe le même comportement en ce qui concerne la saturation à l'éclairage PAR).

8.4 Transferts hydriques du sol vers l'atmosphère au travers des plantes

Le flux d'eau au travers des plantes, du sol aux stomates, qui correspond à la transpiration T peut être décrit comme proportionnel au gradient de potentiel entre le sol et les feuilles (Van den Honert 1948) :

$$T = G_p (\psi_s - \psi_f) \quad (8.21)$$

où ψ_s est le potentiel hydrique du sol dans la zone racinaire et G_p une conductance hydraulique au travers des plantes. En terme énergétique G_p s'exprime en $W m^{-2} Pa^{-1}$ lorsque l'on se réfère à LT ($W m^{-2}$) plutôt qu'à T . La conductance G_p varie avec le type de plante, la quantité et la répartition des racines, et l'état hydrique du sol. Elle peut être décomposée en deux conductances en série, correspondant à une conductance hydraulique dans le sol G_{ps} (transferts d'eau jusqu'à la surface des racines) et une conductance de la surface des racines jusqu'aux stomates G_{pp} . Cette dernière conductance varie dans des proportions importantes selon les études (Boyer 1971, Neumann *et al.* 1974, par exemple). La conductance au travers de l'épiderme racinaire étant généralement la composante la plus limitante, la conductance G_{pp} est souvent supposée proportionnelle à la longueur ou à la masse des racines, ou bien encore à la profondeur d'enracinement. La conductance sol G_{ps} dépend elle de la conductivité hydraulique du sol et de la géométrie de l'enracinement.

Le flux de transpiration LE_v et le flux d'eau au travers des plantes T sont déterminés en recherchant la valeur du potentiel foliaire ψ_f qui satisfasse à l'égalité :

$$T = \frac{LE_v}{L} \quad (8.22)$$

où L est la chaleur latente de vaporisation de l'eau ($J.kg^{-1}$). On considère ici qu'il n'y a pas d'évaporation d'eau interceptée ou de rosée à la surface des feuilles, et que l'on ne se trouve pas

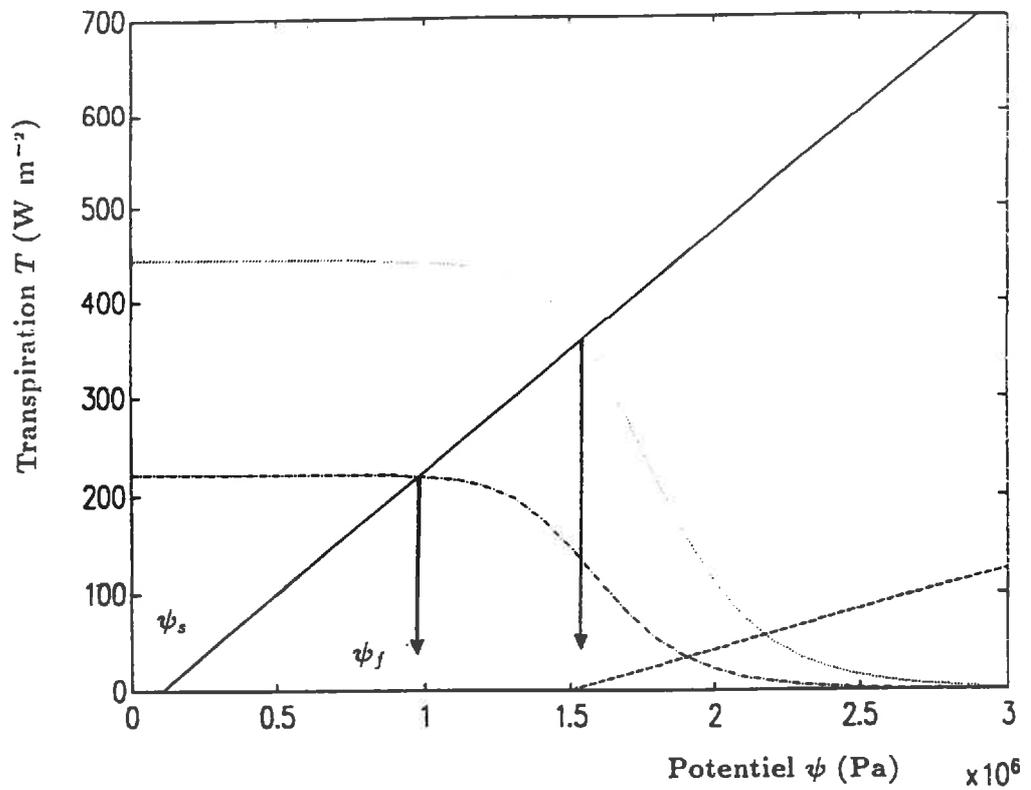


Figure 8.4: Calcul de la transpiration et du potentiel foliaire à l'intersection des courbes représentant l'équation de Van den Honert (droite) et le flux LE_v en fonction de la conductance stomatique (logistique).

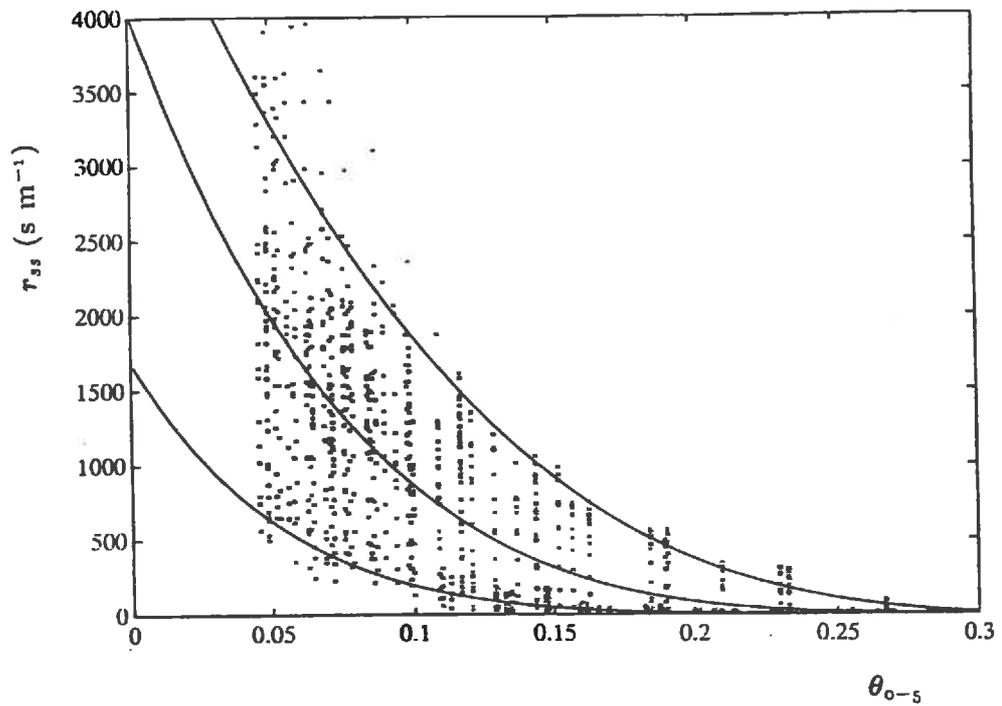


Figure 8.5: Résistance de surface du sol en fonction de l'humidité volumique du sol entre 0 et 5 cm, et "mesurée" entre 8 et 9 heures. r_{ss} est calculée à partir des simulations de Chanzy (1991). Les points correspondent aux données simulées et les courbes aux ajustements du modèle simplifié pour les valeurs maximales, moyennes et minimales de r_{ss} .

en condition de condensation. La détermination de ψ_f est illustrée par la figure 8.4 sur laquelle les courbes logistiques représentent le calcul de LE_v à partir de la conductance stomatique (la forme logistique étant liée à la forme de $g_g(\psi_f)$), et les droites le calcul de LE_v à partir de l'équation du flux au travers de la plante. Les valeurs de ψ_f satisfaisant à l'égalité sont obtenues aux intersections des deux types de courbes. Le calcul est réalisé suivant un processus itératif. L'égalité 8.22 sous-entend l'existence d'un régime permanent entre le sol et l'atmosphère ce qui n'est pas toujours vérifié. De plus l'accès à nombre de paramètres comme les caractéristiques hydrauliques du sol et les caractéristiques d'enracinement des plantes en rendent l'utilisation difficile. Dans un premier temps on pourra se contenter de valeurs globales de G_p sans chercher à la décomposer en différents termes.

8.5 Comportement hydrique du sol en surface : résistance de surface r_{ss}

La résistance du sol aux transferts hydriques r_{ss} peut être établie de façon empirique à partir de données expérimentales ou de données simulées par des modèles complexes de transferts hydriques dans le sol (Chanzy 1991). Elle dépend de l'humidité de surface θ_{surf} et par exemple Shu Fen Sun (1982) et Camillo et Gurney (1986) donnent (en $s m^{-1}$) :

$$r_{ss} = 3.5 \left(\frac{\theta_{sat}}{\theta_{surf}} \right)^{2.3} + 33.5 \quad (8.23)$$

$$r_{ss} = -8.05 + 41.4 (\theta_{sat} - \theta_{surf}) \quad (8.24)$$

(θ_{sat} humidité du sol à la saturation). Ces données bibliographiques et les résultats de Chanzy (1991) montrent que ces relations varient d'un sol à l'autre. Pour le sol d'Avignon les valeurs diurnes de r_{ss} obtenues à partir des simulations de Chanzy (1991) sont représentées sur la figure 8.5 en fonction de l'humidité volumique du sol entre 0 et 5 cm, et "mesurée" entre 8 et 9 heures (heure correspondant aux mesures expérimentales effectuées à Avignon). Ces résistances ont été obtenues en simulant le dessèchement du sol heure par heure sur une durée d'un mois et en considérant des conditions climatiques représentatives de Juillet. On observe une dispersion importante des points (très importante pour les faibles humidités). Les variations de l'humidité au cours de la journée ne permettent pas d'expliquer cette dispersion. Chanzy (1991) montre que l'humidité de surface ne peut permettre une estimation correcte de la résistance mais qu'il est nécessaire de prendre en compte les propriétés de diffusion des couches de surface, ainsi que les gradients de température. En effet, les gradients de température interviennent dans les gradients de pression partielle de vapeur d'eau qui sont à la base des phénomènes de diffusion gazeuse.

Pour établir malgré tout un modèle de résistance de surface du sol en fonction de l'humidité, r_{ss} ($s m^{-1}$) a été ajusté selon θ_{0-5} dans trois situations différentes :

- en ne considérant que les valeurs minimales de r_{ss} chaque jour :

$$r_{ss} = 1,436.10^6 (\theta_{sat} - \theta_{0-5})^{6,43} \quad (8.25)$$

- en ne considérant que les valeurs maximales de r_{ss} chaque jour :

$$r_{ss} = 1,439.10^5 (\theta_{sat} - \theta_{0-5})^{3,14} \quad (8.26)$$

- en considérant la valeur moyenne de r_{ss} chaque jour :

$$r_{ss} = 4,860.10^5 (\theta_{sat} - \theta_{0-5})^{4,56} \quad (8.27)$$

L'examen des cinétiques journalières de r_{ss} laisse à penser que le second modèle (considérant les résistances maximales) puisse être le meilleur. En effet, dans les conditions de simulation, les valeurs maximales de r_{ss} tendent à se produire alors que la demande évaporative est importante, et donc *a priori* quand le poids de la résistance dans le calcul de l'évaporation du sol est important. En fait cela est certainement vrai pour un sol nu et un sol peu couvert, mais il pourrait en être autrement quand le couvert est bien développé (les conditions qui règnent à la surface du sol étant très différentes de celles qui ont servi aux simulations).

Chapitre 9

Conclusion

En conclusion, je récapitulerai les caractéristiques et des éléments du modèle.

Pas de temps = heure au 1/4 d'heure

Période de simulation = la journée

Variables = quantités qui varient au pas de temps de la simulation

Paramètres = quantités qui restent constantes au cours d'une période de simulation

9.1 Paramètres et variables d'entrées

9.1.1 Variables d'entrée

- variables météorologiques (au niveau de référence atmosphérique z_a) : T_a , q_a , u_a
- rayonnements incidents : $R_{g\lambda\downarrow}$, $R_{c\lambda\downarrow}$, $R_{g\lambda\downarrow,\lambda}$, Q_p , e_d
- caractéristiques des rayonnements incidents : Θ_s (calculé d'après Baille *et al.* 1983)
- variables du sol : T_g (à la profondeur de référence z_g), les mesures de G_o pourront aussi être utilisé en entrée

9.1.2 Paramètres d'entrée

- caractéristiques des rayonnements incidents : p_λ (spectre d'après Avaste *et al.* 1962)
- caractéristiques de structure de la végétation : μ , ν , LAI , z_h
- propriétés optiques de la végétation : ρ_f (spectre), τ_f (spectre), ϵ_f
- caractéristiques "physiologiques" des plantes : G_p (mesurée ou calculée), g_{fmin} , g_{fmax} , A_{fmin} , A_{fmax} , K_{par} , $\psi_{1/2}$, K_ψ , K_D , T_{opt} , K_T ou T_x et T_m , (Ces huit derniers paramètres peuvent différer entre la photosynthèse et la conductance stomatique)
- caractéristiques aérodynamiques de la végétation : C_d , z_* ,
- caractéristiques du sol : D_a
- caractéristiques hydriques du sol : θ (dans la zone racinaire), θ_{0-5} , θ_h , θ_s , ψ_s (dans la zone racinaire) mesuré, estimé à partir du potentiel de base ou calculé à partir de θ

- propriétés optiques du sol : ρ_s (spectre de $\rho_{s\lambda}$), ϵ_s , $\epsilon_{s,d,\lambda}$
- caractéristiques aérodynamiques du sol : z_{0s}
- caractéristiques géométriques de la visée : Θ_o , Ψ

9.2 Variables de sortie

- rayonnements net : Rn_v , Rn_s , Rn
- flux de chaleur sensible : H_v , H_s , H
- flux de chaleur latente : LE_v , LE_s , LE , T
- flux de chaleur dans le sol : G_o (s'il n'est pas utilisé en entrée)
- photosynthèse du couvert : A_c , A_{c2}
- températures aérodynamiques : T_v , T_{ss}
- température radiative : T_b
- réflectances spectrales : ρ_λ
- albédo : α
- potentiel hydrique foliaire : ψ_f

9.3 Variables et paramètres intermédiaires

- caractéristiques micrométéorologiques : T_{ac} , q_v , q_{ac} , q_{ss} , u_{ac} , D'_o
- caractéristiques thermodynamiques de l'air : ρ , c_p , L , γ
- caractéristiques des transferts turbulents : K_m , K_h , τ , τ_v , τ_s , h_{hv} , h_{hs} , h_h , h_{hiv} , h_{is} , h_i
- caractéristiques radiatives du couvert : α_t , ϵ_v , α_v , τ_t , ρ_t , τ_s , α_λ , τ_λ , $\alpha_{v\lambda}$, $\alpha_{s\lambda}$, $\epsilon_{v,d,\lambda}$, $\tau_{d,\lambda}$, $\rho_{t,d,\lambda}$
- caractéristiques des transferts de vapeur d'eau : g_v , τ_{ss}
- caractéristiques aérodynamiques du couvert : z_{0m} , z_{0h} , d
- caractéristiques du sol : C , λ_o

9.4 Principales hypothèses

- le couvert est un milieu homogène, horizontal et infiniment étendu
- le couvert n'est formé que de feuilles, qui ont toutes les mêmes caractéristiques optiques, aérodynamiques et physiologiques. De plus, elles sont distribuées selon une fonction de densité donnée (considérant l'uniformité des azimuts).
- les mêmes conditions micrométéorologiques (de température et d'humidité) règnent en tout point du couvert, alors que les rayonnements et la vitesse du vent décrivent tout deux des profils verticaux dans le couvert
- les rayonnements diffus sont isotropes; le sol et les feuilles ont des comportements lambertiens
- l'écoulement de l'air est stationnaire

- les transferts turbulents sont décrits par analogie avec la diffusion que ce soit dans l'atmosphère ou dans le couvert
- la conductance stomatique et la photosynthèse foliaire ne dépendent que de l'éclairement, du potentiel hydrique foliaire, de la température et du déficit de saturation à la surface des feuilles, chacun de ces facteurs agissant indépendamment les uns des autres
- les transferts hydriques au travers des plantes, du sol vers les stomates, s'effectuent en régime permanent (suivant une conductance constante G_p au cours de la journée)
- l'évaporation au niveau du sol et des feuilles se produit aux températures de surface du sol et des feuilles.

9.5 Principe de fonctionnement

Les résolutions des bilans d'énergie du sol et de la végétation se font suivant deux procédures de convergence dichotomiques (sur la température de surface) imbriquées l'une dans l'autre (inspirées de la procédure de Soer (1977)). A chaque pas de convergence, l'ensemble des flux (végétation et sol) sont calculés à partir des températures de surface aérodynamiques (T_v ou T_{ss}). La convergence est établie lorsque les deux bilan d'énergie sont fermés à 5 W m^{-2} près.

Partie III
EXPERIMENTATIONS

Introduction

Pour tester le modèle qui a été présenté dans les chapitres précédents, il est nécessaire d'avoir accès à des mesures expérimentales. Une expérimentation a été réalisée à Avignon pour :

- déterminer la valeur des coefficients et des paramètres d'entrée du modèle;
- acquérir des jeux de variables d'entrée et de sortie pour valider le modèle.

Cette expérimentation entraine dans un cadre plus général regroupant, au sein de la station de Bioclimatologie INRA, des travaux sur la modélisation agrométéorologique du bilan hydrique et du fonctionnement d'une culture de Soja (Nadine BRISSON), et sur les transferts hydriques au sein des plantes, (mise au point de méthodes de mesure des potentiels hydriques et des débits de sève, Eric VANDERSCHMITT). Un large jeu de données a ainsi pu être acquis qui comprend (tableau 10.1) :

- le suivi du bilan hydrique, du bilan d'énergie, du bilan radiatif (domaine solaire), des caractéristiques de structure du couvert et de l'enracinement, de la photosynthèse du couvert, de la réflectance et de la température de brillance tout au long du cycle cultural;
- le suivi du potentiel hydrique foliaire, de la conductance stomatique et de la photosynthèse des feuilles, au cours d'une quinzaine de journées "intensives" (de mi-juillet à mi-septembre).

D'autres données ont été acquises au cours d'une expérimentation précédente par le laboratoire de Science du sol de l'INRA (Laurent BRUCKLER, Patrick BERTUZZI et André CHANZY) dans le cadre d'un programme de télédétection par radar hyperfréquence (cette expérimentation a été en partie décrite par Bay (1990) et Bertuzzi (1989), tableau 10.1).

Dans les prochains chapitres, certaines mesures vont être présentées et analysées, pas toujours dans le détail en raison de leur grand nombre. Cependant, certaines méthodes et certains résultats ont été présentés par ailleurs (Oliosio 1991 et Brisson et Oliosio 1992).

	Avignon 1989 Science du sol	Avignon 1990 Bioclimatologie
Bilan hydrique	4 sondages neutroniques Gravimétrie en surface	3 sondages neutroniques Gravimétrie en surface
Bilan d'énergie		
<i>H</i>	Aérodynamique Fluctuations	Aérodynamique Fluctuations
<i>R_n</i>	pyrradiomètre	pyrradiomètre
<i>G_o</i>	profils thermiques	profils thermiques
<i>LE</i>	par bilan d'énergie	par bilan d'énergie
Photosynthèse <i>A_c</i>		Rapport de Bowen Chambres ouvertes
Rayonnements		
Bilan radiatif	Rayonnement global	Rayonnement global
Rayonnement atmosphérique	non	Infrarouge solaire oui
Photos hémisphériques	oui	oui
Température de brillance IRT	oui	oui
Réflectances spectrales	SPOT-CIMEL	SPOT-CIMEL
Propriétés optiques des feuilles	oui	oui
Mesures biologiques		
LAI	oui	oui
angles foliaires	non	quelques
biomasse	oui	oui
rendement	oui	oui
développement	non	oui
cartographie racinaire	oui	oui
Mesures physiologiques		15 journées continues
potentiel hydrique foliaire	quelques	bombe de Scholander
potentiel hydrique des tiges	non	micropsychromètres
débit de sève	non	quelques
variations de diamètre	non	oui
teneur en eau des feuilles	non	oui
conductance stomatique	non	poromètre
photosynthèse foliaire	non	pince LiCOR 6200 pince LiCOR 6200

Tableau 10.1: Mesures réalisées aux cours des expérimentations Soja à Montfavet.

Chapitre 10

Mesures des caractéristiques de structure et du bilan hydrique du couvert

Les mesures des caractéristiques de structure et du bilan hydrique du couvert vont nous permettre de décrire succinctement les conditions expérimentales et le développement de la culture. L'expérimentation s'est déroulée sur la parcelle POIRSON du domaine de l'INRA à Montfavet. Elle est bordée au nord et au sud par deux rangées de petits cyprès. La texture du sol est de nature limono-argileuse. Une variété précoce de Soja (Labrador de chez Rustica) a été semée le 2 juillet (jour 183). Pour favoriser l'implantation de la culture, des irrigations régulières ont été réalisées jusqu'au jour 210. Par la suite, nous n'avons plus apporté d'eau de façon à laisser le sol se dessécher. Cependant, deux pluies (jours 226 et 242) ont apporté 19 et 30 mm.

10.1 Caractéristiques de structure du couvert

Différentes caractéristiques de la structure du couvert ont été mesurées au cours du cycle cultural suivant des protocoles classiques (Baret 1986, Olioso 1987, Tardieu 1988) au cours du cycle cultural :

- hauteur du couvert (moyenne de 20 mesures, tous les deux ou trois jours)
- indice foliaire *LAI* (planimétrie d'un sous échantillon de trois plantes pour trois prélèvements de $1/3 \text{ m}^2$, tous les deux à trois jours)
- profondeur d'enracinement (cartographie racinaire dans trois fosses, toutes les semaines)

Des mesures de distributions d'inclinaison des feuilles ont été réalisées à quelques reprises (tableau 10.1) en utilisant un inclinomètre électronique. Lorsque plusieurs mesures ont été effectuées la même journée, elles ont porté sur les trois mêmes plantes. Les surfaces des feuilles, nécessaires au calcul des distributions d'inclinaison, ont été mesurées le même jour ou le lendemain.

Le *LAI* du couvert est resté faible puisqu'il n'a pas dépassé 4 (figure 10.1). La hauteur a pour sa part atteint une valeur maximale de 65 cm (figure 10.1). Les racines ont atteint une profondeur de 1,20 m (figure 10.2). Les mesures d'inclinaison foliaire ont été utilisées pour déterminer par ajustement les paramètres μ et ν des distributions Béta (Goel et Strebel, 1984). Les valeurs obtenues sont comparés à d'autres données (Kimes et Kirchner 1983, Wigneron 1992) et à des distributions théoriques sur la figure 10.3 et dans le tableau 10.1. Ces mesures montrent des variations importantes de la structure du soja au cours de la journée. Le couvert a une structure plutôt planophile tôt le matin, mais son port devient plus érigé au cours de la journée. Ces mouvements foliaires correspondent à un comportement héliotropique classique chez les légumineuses. Celles-ci présentent souvent tôt le matin un "solar-tracking" (diahéliotropisme) puis un évitement du soleil (parahéliotropisme) lorsque le soleil est haut

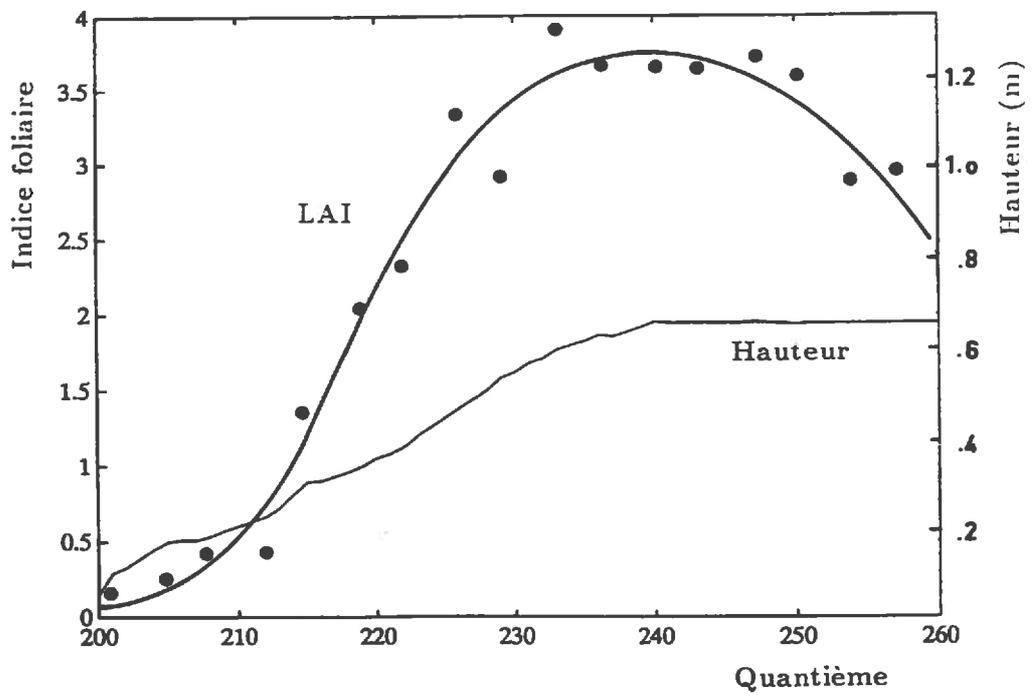


Figure 10.1: Evolutions du LAI et de la hauteur du couvert. Pour le LAI, les points correspondent aux mesures expérimentales et la courbe à leur ajustement au modèle logistique-exponentiel de Baret (1986).

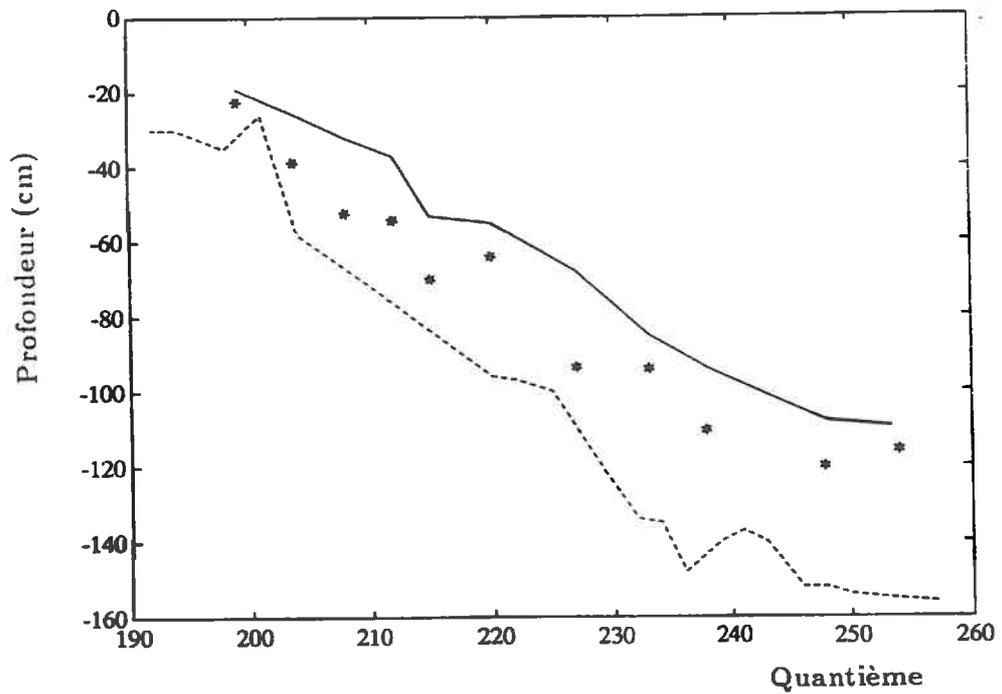


Figure 10.2: Evolutions de la profondeur d'enracinement (trait plein = moyenne de trois mesures ; étoiles = profondeur maximale) et de la profondeur du plan de flux nul (tirets).

	ν	μ	θ ($^{\circ}$)	R	figure
Expérimentation					
jour 219 à 16 h	2.16	2.49	42	0.95	m5
jour 222 à 15 h	1.34	1.48	43	0.71	m6
jour 229 à 15 h	1.34	1.47	43	0.71	m7
jour 236 à 15 h	1.60	1.43	48	0.61	m8
jour 251 à 7 h 30	1.61	3.82	27	0.95	m1
jour 251 à 10 h 30	1.16	1.45	40	0.59	m2
jour 251 à 15 h 30	2.17	2.31	44	0.71	m3
jour 255 à 9 h 30	1.13	1.79	35	0.72	m4
Bibliographie					
Goel et Strebel (1984)	2.19	1.62	52	0.92	S1
Ranson <i>et al.</i> (1981)	2.17	3.32	36	0.98	S2
Ranson <i>et al.</i> (1981)	2.38	2.01	49	0.98	S3
Kimes et Kirchner (1983)					
à 7 h 00	1.54	3.73	26	0.98	S4
à 9 h 30	1.01	2.02	30	0.97	S5
à 13 h 00	2.07	1.69	49	0.87	S6
Wigner (1992)					
de 7 h à 10 h (2 jours)	2.48	3.22	39	0.97	w1
de 10 h à 13 h (2 jours)	1.46	1.83	40	0.71	w2
de 13 h à 16 h (2 jours)	2.35	1.50	55	0.94	w3
de 15 h à 17 h (1 jours)	1.59	2.36	36	0.92	w4
de 16 h à 19 h (2 jours)	1.83	2.10	42	0.89	w5
de 13 h à 16 h par temps diffus	4.50	5.80	39	0.94	

Tableau 10.1: Estimations des paramètres ν et μ des distributions Béta d'inclinaison foliaire (Goel et Strebel 1984). R = coefficient de corrélation.

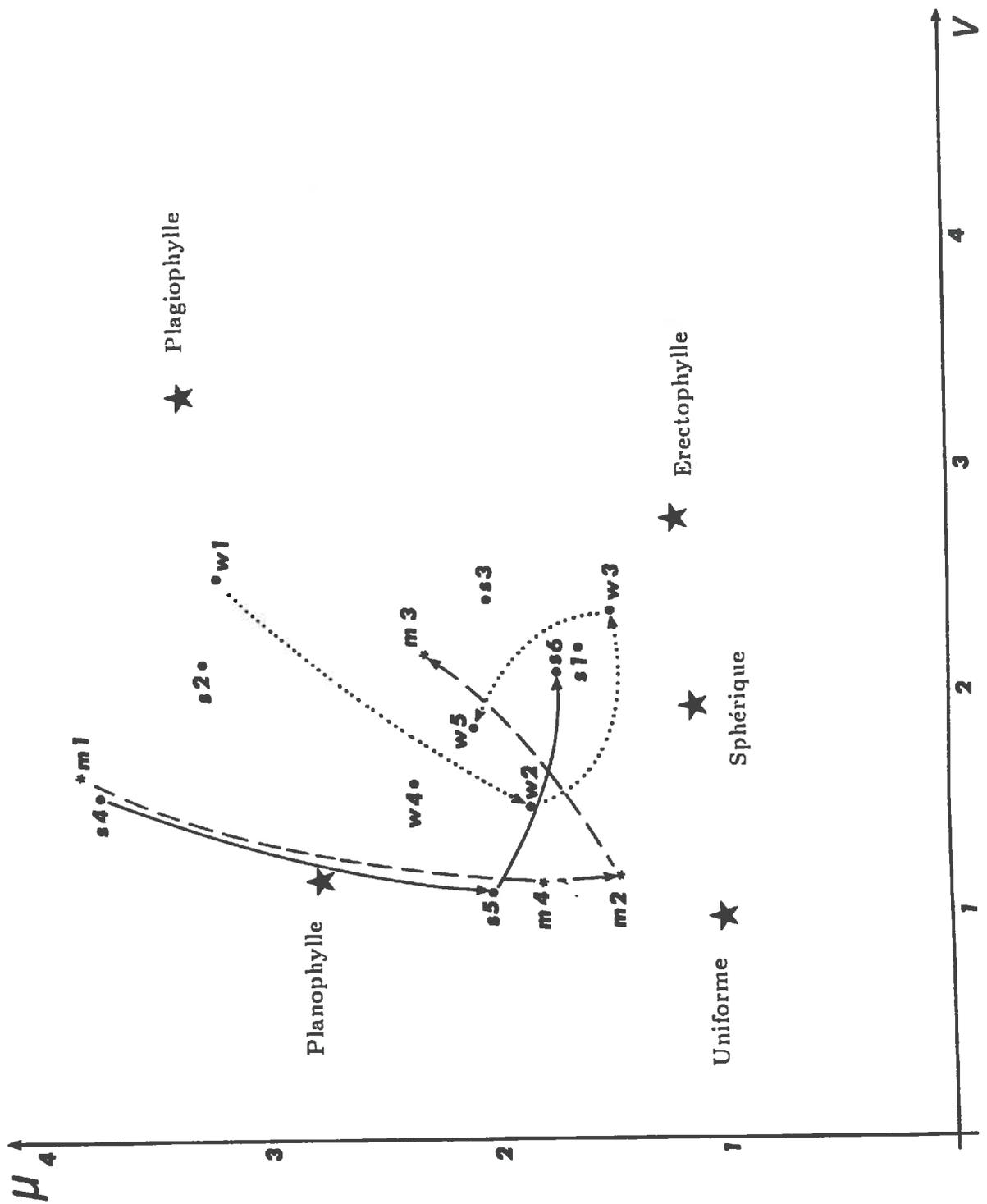


Figure 10.3: Valeurs des paramètres μ et ν des distributions Béta d'inclinaison des feuilles, déterminés au cours de l'expérimentation. Les abréviations correspondent à celles portées dans le tableau précédent. Des valeurs bibliographiques pour des couverts de Soja et les valeurs pour les distributions théoriques ont aussi été présentées. Les flèches représentent des évolutions des distributions au cours d'une même journée.

dans le ciel (Begg et Torsell 1974, Prichard et Forseth 1988). Le degré d'évitement est généralement plus prononcé pour des plantes subissant un stress hydrique que pour des plantes bien alimentées en eau (Meyer et Walker 1981, Oosterhuis *et al.* 1985). Nos mesures, peu nombreuses, ne mettent pas en évidence un tel comportement de façon nette. Pourtant des différences de port bien marquées apparaissaient sur le terrain en fonction des conditions de stress. En particulier on a pu remarquer que le sol était moins visible dans les jours suivant les pluies. On a également remarqué que les feuilles pouvaient présenter leur face "inférieure", plus blanche, vers le haut lorsque le stress était le plus fort. Remarque : les mouvements des feuilles se traduisent également par des modifications importantes des azimuts foliaires qui n'ont pas été pris en compte ici.

10.2 Mesure de l'humidité du sol et du bilan hydrique

10.2.1 Mesure de l'humidité du sol

L'humidité du sol a été mesurée par sondage neutronique et par gravimétrie (voir Bay 1990, Oliosio 1991, Brisson et Oliosio 1992) :

- trois sites de sondage neutronique fournissaient des mesures d'humidité volumique entre 0,2 et 1,8 m de profondeur tous les 2 à 4 jours;
- au voisinage de la surface (couches 0-5 cm, 5-10 cm, 10-20 cm), l'humidité a été mesurée tous les 1 à 2 jours en réalisant des prélèvements sur trois sites choisis au hasard.

L'évolution des humidités entre 0 et 5 cm et entre 0 et 1 m (figure 10.4) met en évidence une baisse importante des humidités du sol à partir de la fin des irrigations. Les fluctuations qui apparaissent sur les courbes correspondent aux réhumectations suivant les irrigations ou les précipitations (e.p. jours 226 et 242). Ces fluctuations sont bien évidemment plus sensibles dans la couche de surface.

10.2.2 Bilan hydrique

Parallèlement aux mesures neutroniques, trois sites de mesures tensiométriques ont été installés. Les mesures de potentiel (ψ_s) dans le sol à différentes profondeurs (tous les 20 cm environ) ont permis de déterminer la profondeur du plan de flux nul des transferts hydriques dans le sol (profondeur z pour laquelle $\partial\psi_s/\partial z = 0$). Il se situe toujours légèrement plus bas que la profondeur d'enracinement (voir figure 10.2), mettant en évidence le prélèvement d'eau par les plantes.

La détermination du plan de flux nul et les mesures d'humidité du sol ont permis de déterminer l'évapotranspiration (ETR) de la culture par bilan hydrique suivant la méthode présentée par Daudet et Vachaud (1977) (voir Bay 1990 et Brisson et Oliosio 1992). L'ETR ainsi calculée (figure 10.5) reste globalement inférieure à l'ETP (formule de Penman). Cela est particulièrement vrai au cours de la phase d'implantation de la culture puis au cours de la dernière phase de dessèchement (après la pluie du jour 242), mettant en évidence dans ce cas le développement d'un stress hydrique. Ce stress doit également être présent au cours de la période qui précède (226-242) si l'on considère les valeurs élevées (supérieures à 1) que peut prendre le coefficient cultural du soja, même pour des LAI de 3 ou 4 (Puech et Bonniols 1986, Peyremorte et Tron 1987, Merrien 1988).

Un bilan hydrique concernant uniquement les couches proches de la surface (0-20 cm) a également été réalisé pour estimer l'évaporation du sol, et ainsi déterminer sa part dans l'évapotranspiration (Brisson et Oliosio 1992). Ces estimations se marquent par une dispersion importante des résultats qui les rend peu satisfaisantes (figure 10.6). Par exemple, leur comparaison aux résultats du modèle BYM (Brisson *et al.* 1992) sont peu convaincantes. Des mesures de même type analysées par Patrick Bertuzzi (Science du Sol Avignon, communication personnelle, 1992) ont conduit à des résultats similaires malgré une fréquence temporelle et des échantillonnages spatiaux et en profondeur plus importants.

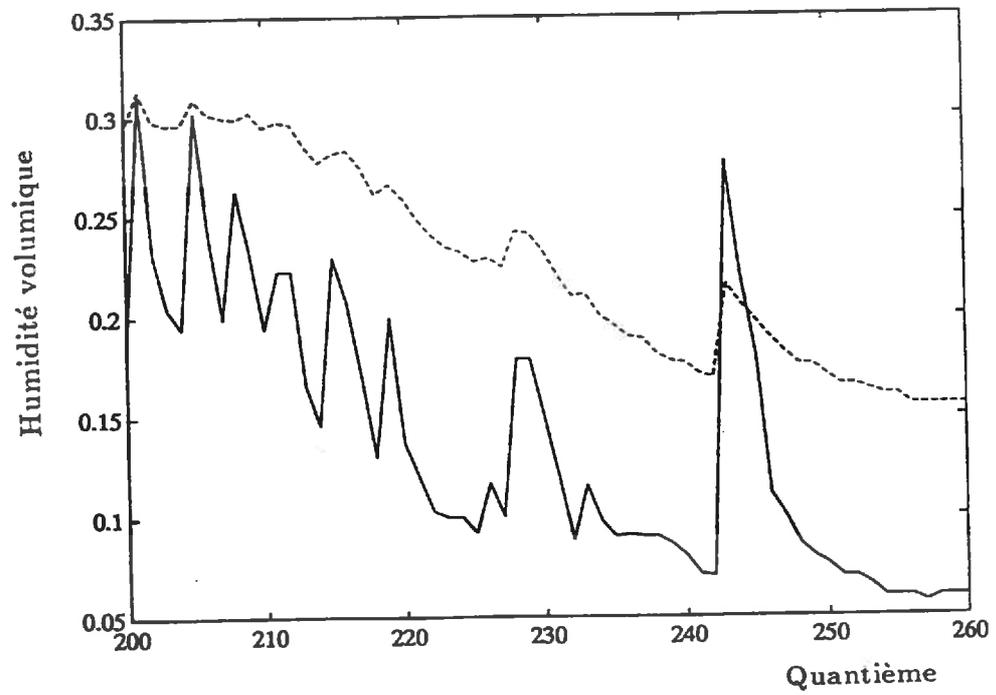


Figure 10.4: Evolutions des humidités volumiques du sol dans la couche 0-5 cm (trait plein) et dans la couche 0-1 m (pointillés).

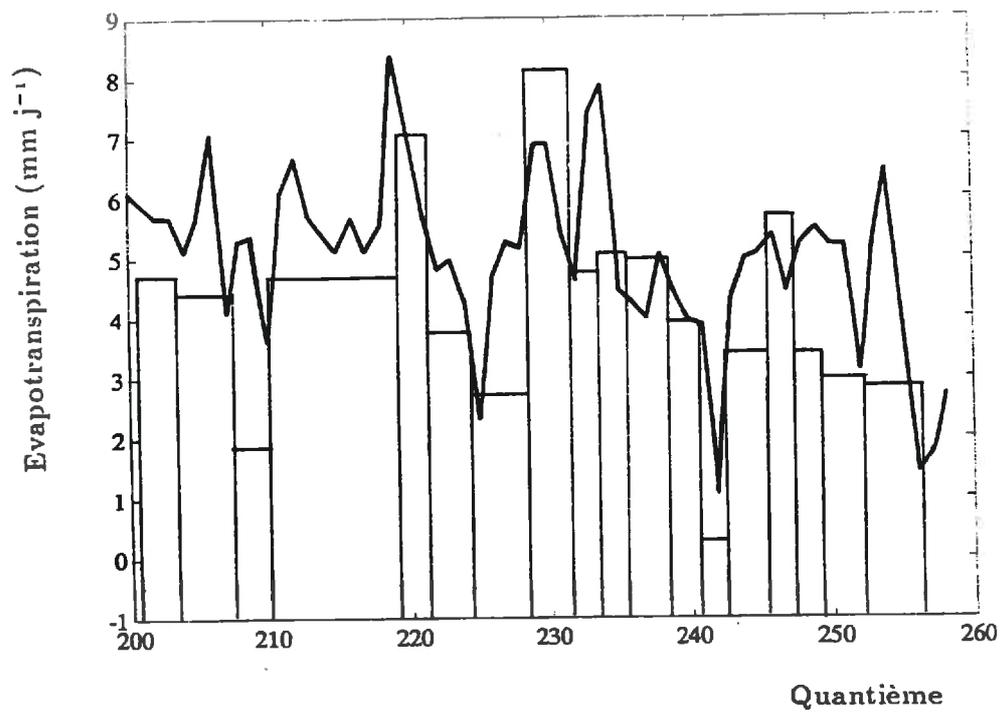


Figure 10.5: Evolutions de l'évapotranspiration ETR déterminées par bilan hydrique (barres verticales) et de l'ETP Penman (ligne brisée).

La variabilité spatiale des mesures, leur fréquence temporelle trop faible, le rôle des racines dans les couches de surface et la difficulté de prise en compte des échanges hydriques avec les couches plus profondes (détermination des gradients de potentiel et de la conductivité hydraulique) sont autant de facteurs qui nuisent à la précision des estimations d'évaporation. Par la suite, lorsque nous aurons besoin d'isoler la transpiration des plantes, nous préfererons les résultats fournis par le modèle BYM qui apparaissent plus réalistes bien que criticables eux-mêmes.

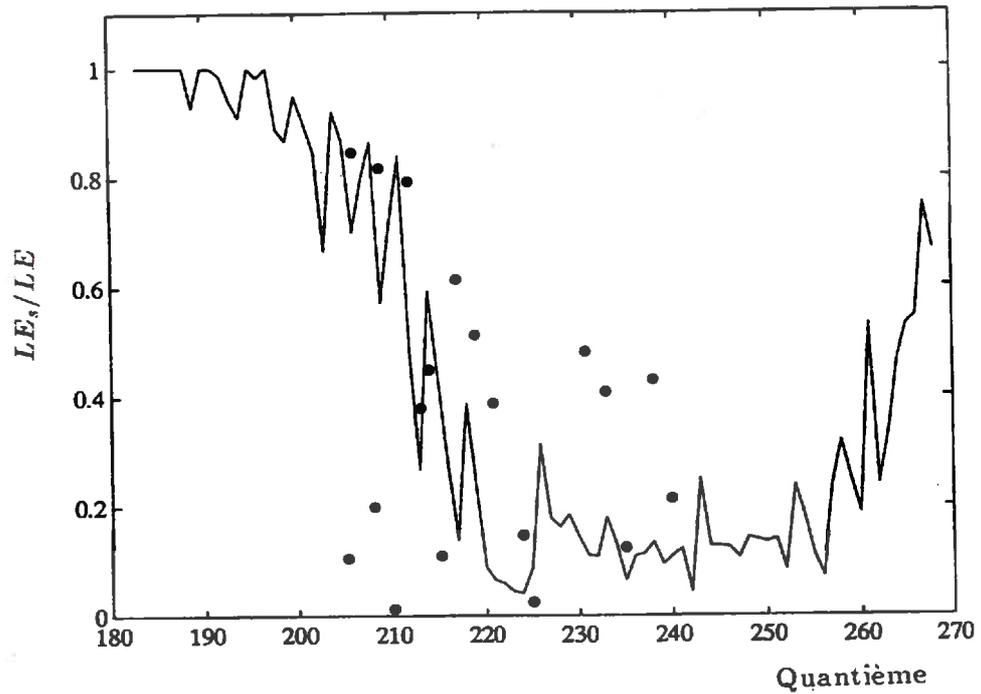


Figure 10.6: Evolution du rapport évaporation du sol (LE_s)/évapotranspiration (LE) du couvert. Les points correspondent aux mesures de bilan hydrique pour les premières couches du sol. Le trait plein correspond aux simulations du modèle BYM (Brisson *et al.* 1992).

Chapitre 11

Mesure des rayonnements

Un grand nombre de mesures de rayonnement ont été réalisées au cours de l'expérimentation 1990. Elles comprennent :

- un bilan radiatif complet dans la gamme solaire, auquel il faut ajouter des mesures dans l'infrarouge solaire et le PAR;
- des mesures du rayonnement atmosphérique dans le domaine thermique;
- des mesures du rayonnement net;
- des mesures de télédétection : réflectances spectrales (vert, rouge et proche infrarouge) et température de brillance IRT.

Ces mesures seront utilisées par la suite pour le test de la modélisation des transferts radiatifs et comme données d'entrée du modèle d'échange d'énergie et de masse. Cependant quelques résultats généraux illustrant l'évolution du climat radiatif et du comportement radiatif du couvert peuvent être présentés ici.

11.1 Mesures dans le domaine solaire

Le rayonnement global incident $R_{c\lambda}$ a été mesuré dans la gamme $0,3-3 \mu\text{m}$ au moyen de deux pyranomètres Kipp et Zonen (modèle CM5). Nous avons également mesuré le rayonnement solaire réfléchi au moyen d'un pyranomètre CM5 regardant vers le sol à environ 1m30 au dessus de la végétation, le rayonnement global diffus au moyen d'un pyranomètre CM5 équipé d'un anneau pare-soleil, le rayonnement transmis au sol au moyen de 6 pyranomètres linéaires petits modèles (Delta-T TSM) et 4 pyranomètres linéaires grands modèles (Delta-T TSL). Ces derniers appareils ont été placés à même le sol dans deux zones différentes de la parcelle expérimentale : au voisinage des mesures de photosynthèse du couvert (TSM) et dans la zone de mesure du rayonnement réfléchi (TSL). L'effet du pare-soleil sur la mesure du rayonnement diffus a été corrigé suivant la procédure décrite par Grégoire et Plazy (1979). Des mesures équivalentes ont été effectuées dans l'infrarouge ($R_{ir\lambda}$) au moyen de pyranomètres CM5 équipés de filtres RG8 ne laissant passer que les rayonnements de longueur d'onde supérieure à 700 nm (rayonnements incidents total et diffus) et de pyranomètres linéaires équipés de filtres gélatines transmettant au dessus de 750 nm (rayonnement infrarouge transmis ; 4 Delta-T TSMF et 1 Delta-T TSLF). Bien que de gammes de mesure légèrement différentes, ces pyranomètres linéaires ont été interétalonnés avec les pyranomètres équipés de filtres RG8. Le rayonnement dans la gamme PAR peut être obtenu en soustrayant le rayonnement infrarouge au rayonnement global. Le rayonnement PAR ($0,4$ à $0,7 \mu\text{m}$) incident a également été mesuré au moyen d'une pile Quantum Sensor LiCor LI-190 (densité de flux de photons en μmole de photons $\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$). Les coefficients d'étalonnage de l'ensemble des capteurs ont été vérifiés par référence aux mesures effectuées en routine sur le parc météo de l'INRA à Montfavet, ou par référence à des pyranomètres dont le coefficient d'étalonnage est bien connu (Oliosio 1991). Les données ont été acquises au moyen d'une centrale de

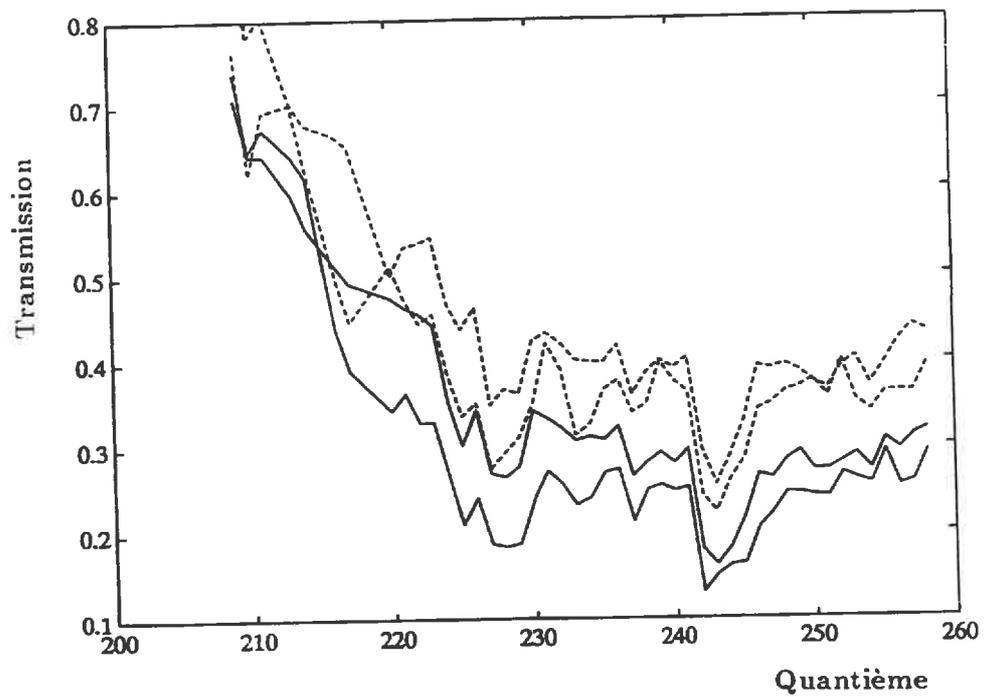
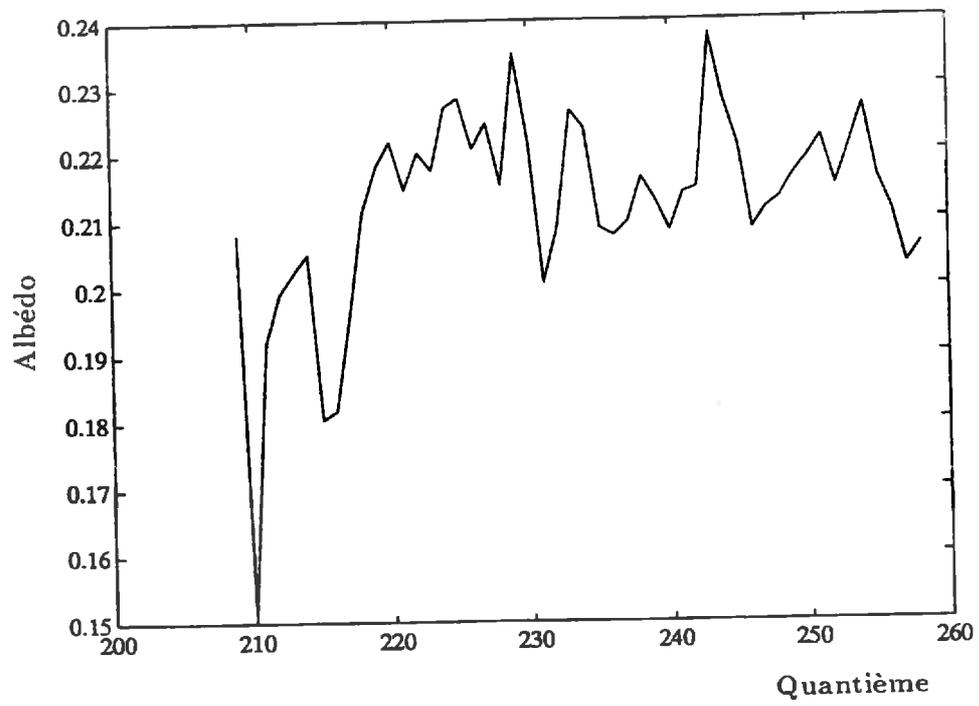


Figure 11.1: Evolutions de l'albedo (en haut) et des transmissions (en bas) des rayonnements infrarouge (tirets) et global (trait plein).

mesure Campbell 21X équipée d'un multiplexeur (ajoutant 31 voies de mesure). Les voies étaient scrutées toutes les 10 secondes et les mesures moyennées sur un quart d'heure.

Evolution de l'albédo et de la fraction de rayonnement transmis

L'albédo augmente au cours du cycle cultural alors que la transmission diminue (figure 11.1) [à l'échelle journalière]. Leurs évolutions générales sont liées à celle du *LAI*. Les variations rapides que l'on constate sont dues dans un premier temps aux variations d'humidité de la surface du sol, qui sont particulièrement sensibles aux faibles *LAI*. C'est le cas par exemple le jour 215, qui suit une irrigation, et qui montre une remontée de l'humidité du sol et une baisse de l'albédo. Par la suite, l'effet du sol est moins sensible parce que le *LAI* est plus important, et parce que les humidités restent généralement faibles malgré les réhumectations (en étant plus basses que le seuil de $0,2 \text{ m}^3/\text{m}^3$ que nous avons déterminé au chapitre 6). Deux autres facteurs peuvent expliquer les variations journalières de l'albédo et de la transmission. Ce sont tout d'abord les variations de la fraction de rayonnement diffus, qui en augmentant favorise une meilleure interception du rayonnement et une baisse de l'albédo et de la transmission. Ce sont surtout les variations de port foliaire, un port plus planophile se traduisant par une augmentation de l'albédo et une baisse de la transmission. En particulier, de nettes augmentations de l'albédo, accompagnées de nettes baisses des transmissions, se produisent à la suite des deux pluies des jours 226 et 242. Elles pourraient résulter alors d'un port plus étalé du couvert, en raison de meilleures conditions hydriques que dans les périodes qui précèdent et qui suivent. La transmission du couvert dans l'infrarouge est plus forte que dans le rayonnement global en raison de la plus grande transparence des feuilles au dessus de 690 nm que dans le visible.

11.2 Mesure des rayonnements net et atmosphériques

Le rayonnement net R_n a été mesuré au moyen d'un pyrromètre différentiel (Crouzet). Les mesures de rayonnement atmosphérique $R_{g\lambda}$ par l'intermédiaire d'un pyrromètre différentiel Crouzet dont la face inférieure est masquée par une coupelle (assimilée à un corps noir) n'ayant pas été de bonne qualité, nous avons utilisé les données acquises à Carpentras par la Météorologie Nationale. Elles ont été comparées à des modèles plus ou moins empiriques permettant de relier le rayonnement atmosphérique à la température et à l'humidité de l'air (T_a et pression de vapeur e_a) mesurées sur notre expérimentation (à 25 km du site de Carpentras, distance assez faible pour considérer que les mesures soient comparables). Nous avons testé (en dehors des conditions nuageuses) trois modèles proposés par Brutsaert (1975) et par Idso (1981). Les résultats des comparaisons (figure 11.2 et tableau 11.1) expriment la supériorité des formules de Idso sur celle de Brutsaert. La formule de Brutsaert montre en effet une sous estimation globale plus importante que les deux autres. Un test de Student montre que seules les régressions modèle-mesure (passant par l'origine) établies pour les formules d'Idso peuvent être considérées comme identique à la bissectrice (risque $\alpha = 0.10$). Cependant la dispersion des points reste importante pour chacune des formules, et les régressions effectuées entre modèles et mesures sont très éloignées de la bissectrice (avec une pente faible et une ordonnée à l'origine forte). Ces résultats sont d'une qualité équivalente à ceux présentés par Hatfield *et al.* (1983). Ils illustrent la difficulté d'obtenir des estimations précises de $R_{g\lambda}$ à l'échelle horaire. Les meilleurs résultats obtenus par la première formule de Idso nous ont conduit à la choisir pour estimer le rayonnement atmosphérique lors des tests du modèle d'échange d'énergie :

$$R_{g\lambda} = \left(0,179 e_a^{1/7} \exp \frac{350}{T_a}\right) \sigma T_a^4 \quad (11.1)$$

Ce résultat est intéressant dans la mesure où Idso (1981) a proposé une formule basée sur un principe équivalent pour décrire le rayonnement atmosphérique dans la gamme 8-14 μm . C'est en effet dans cette gamme que sont effectuées les mesures radiothermométriques classiques et en particulier celles

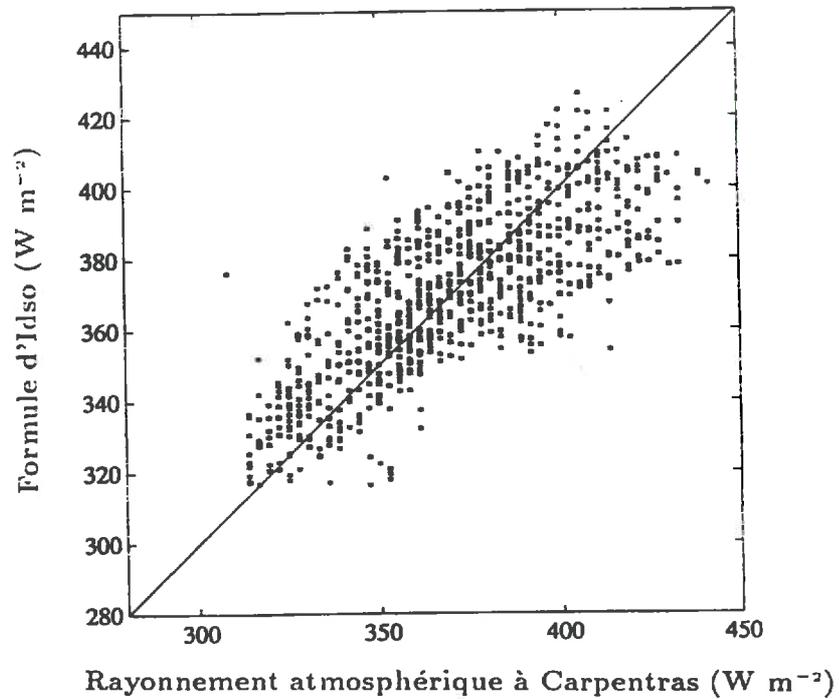


Figure 11.2: Comparaison de la formule d'Idso aux mesures de rayonnement atmosphérique réalisées à Carpentras (Juillet-Août 1990).

	a	b	σ_{res}	a'	σ_{res}	$\sigma_{a'}$
Brutsaert	0.70	93	17	0.95	19	0.0239
Idso 1	0.62	142	15	1.00	18	0.0268
Idso 2	0.64	125	16	0.98	18	0.0259

Tableau 11.1: Comparaison des formules de rayonnement atmosphérique par rapport aux données de Carpentras. a et b coefficients de régression (respectivement pente et ordonnée à l'origine), σ_{res} écart type résiduel, a' coefficient de régression (passant par l'origine), $\sigma_{a'}$ écart type d'estimation de a' .

que nous avons nous même réalisées (voir annexe A). Cette dernière formule sera utilisée pour calculer le terme de réflexion intervenant dans la simulation de la température de brillance (équation 3.3).

11.3 Mesures de télédétection

11.3.1 Mesure de la température de brillance

La température de brillance a été mesurée en continu (pas de temps quart horaire) à l'aide d'un radiothermomètre de type HEIMAN KT17 qui mesure le rayonnement dans la gamme 8-14 μm . Toutes les mesures ont été réalisées en visée verticale, le radiothermomètre étant installé sur un trépied à 3 m de hauteur. Le champ de vue de 34° se traduit par une surface de mesure de 2 m de diamètre au niveau du sol. Le radiothermomètre a été étalonné par rapport au corps noir de la station de Bioclimatologie suivant la procédure décrite par Olioso (1991).

11.3.2 Mesure des réflectances spectrales

Les réflectances spectrales ont été mesurées dans les trois bandes du satellite SPOT au moyen d'un réflectomètre CIMEL (Guyot *et al.* 1984) : XS1 (vert de 500 à 590 nm), XS2 (rouge de 620 à 680) et XS3 (proche infrarouge de 790 à 890 nm). L'analyse du fonctionnement de cet appareil a montré que les mesures étaient sensibles aux conditions géométriques de l'éclairement (hauteur et azimut du soleil, pourcentage de rayonnement diffus), en raison d'une mauvaise correction en cosinus des capteurs d'éclairement. Une procédure de correction a été développée pour tenir compte de ces effets. Elle est décrite dans l'annexe C. Cette procédure a été utilisée d'une part pour étalonner le radiomètre (voir l'annexe C), et d'autre part lors des mesures de réflectance sur le couvert et sur le sol nu. Pour s'affranchir de la dépendance azimutale des mesures d'éclairement, la tête d'éclairement a toujours été placée dans la même position azimutale par rapport au soleil. Pour respecter une bonne horizontalité de la tête d'éclairement, celle-ci a été fixée sur un trépied à poste fixe pendant toute la durée des mesures. L'horizontalité a été vérifiée au moyen d'un niveau à bulle de précision. La tête de luminance était fixée à environ 2,5 m de haut, sur la potence qui est utilisée classiquement pour ces mesures (Guyot *et al.* 1984). Les mesures de luminance ont été effectuées en visée verticale. L'angle d'ouverture des objectifs étant de 12°, la surface visée au sol était un cercle de 0,52 m de diamètre (surface de 0,212 m²). Les mesures ont été réalisées au voisinage du midi solaire et pour un ciel bien dégagé. L'angle zénithal solaire a varié de 22° à 45° entre le début et la fin de l'expérimentation, ce qui rendait bien nécessaire l'utilisation de la procédure de correction (en particulier dans l'infrarouge, voir annexe C). Les fractions de rayonnement diffus mesurées dans l'infrarouge et le PAR ont été utilisées pour les corrections.

Réflectance du couvert

Sur le couvert, on a réalisé 6 mesures sur deux sites (12 mesures au total) qui ont été suivies tout au long de l'expérimentation, tous les deux ou trois jours. L'évolution des réflectances proche infrarouge et rouge présentées sur la figure 11.3, met en évidence tout une série de variations qui s'expliquent de la même façon que pour l'albédo précédemment :

- une évolution générale liée à celle du LAI, avec une augmentation de la réflectance proche infrarouge et une diminution de la réflectance rouge quand le LAI augmente;
- en début de cycle, alors que le LAI est faible, les fortes humidités superficielles du sol se traduisent par la baisse des réflectances rouge et proche infrarouge;
- lorsque le LAI est plus important, la sensibilité à l'état de surface du sol diminue, et les variations de réflectance doivent rendre essentiellement compte des variations de structure foliaire (qui pourraient résulter des variations de l'état hydrique du couvert); la réflectance proche infrarouge

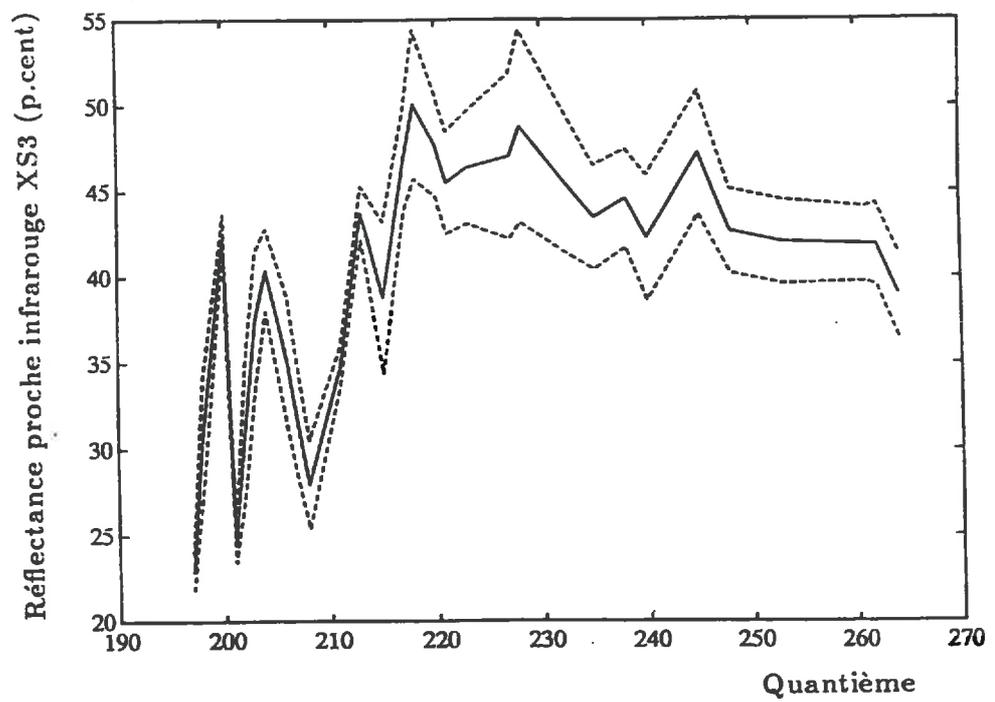
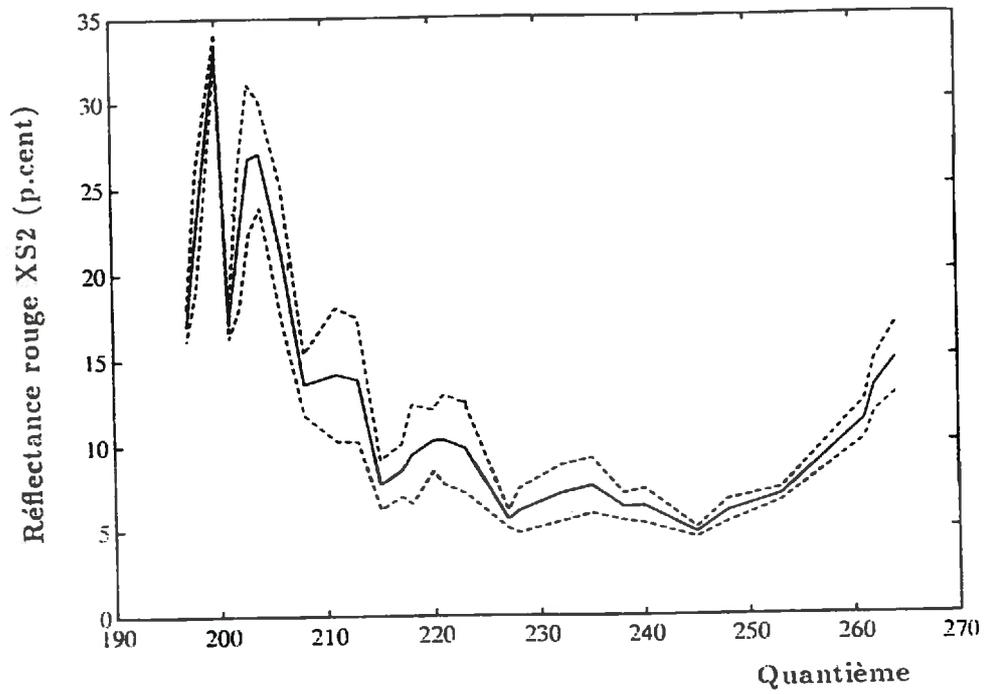


Figure 11.3: Evolutions des réflectances rouges (en haut) et proches infrarouges (en bas) (acquises en visée verticale au midi solaire). Les lignes continues représentent les moyennes sur 12 mesures, et les lignes pointillées les écart types.

est d'autant plus importante que le port foliaire est étalé; au contraire, la réflectance rouge est plus faible pour les couverts planophiles que pour les couverts plus érigés.

Il faut tout de même remarquer que la variabilité des mesures est importante. Toutefois, cette variabilité ne peut expliquer les variations de réflectance au cours du temps car les mesures ont toujours été effectuées aux mêmes emplacements. Cette variabilité traduit la non homogénéité du couvert à l'échelle de la mesure : LAI relativement faible, structure en rang parfois bien marquée (distance interrang = 30 cm) et hétérogénéité des états de surface du sol (en particulier lors des phases de dessèchement). Des mesures ont également été réalisées sur des sol nus. Elles sont présentées en annexe C.

Chapitre 12

Mesure des flux de chaleur et de masse

12.1 Dispositif expérimental

Au cours de l'expérimentation, les flux H et LE ont été mesurés par différentes méthodes :

- H par la méthode des fluctuations et LE par l'intermédiaire du bilan d'énergie ($LE = Rn - G_o - H$);
- H par la méthode aérodynamique et LE par l'intermédiaire du bilan d'énergie ($LE = Rn - G_o - H$);
- H et LE par la méthode du rapport de Bowen;
- LE par les chambres de Daudet (système ouvert). Cette méthode fournit également les flux de CO_2 .

Les conditions de mesures étaient relativement défavorables pour mettre en oeuvre les méthodes atmosphériques : parcelle de taille plutôt faible, présence de haies, d'arbres et de bâtiments en amont du flux le plus fréquent (Mistral). Pour tenter d'éviter de se trouver hors de la couche limite de surface (CLS), nous avons dû installer les instruments au plus proche du sommet de la végétation (à des hauteurs toujours inférieures à 2 m au dessus du sol).

12.1.1 Mesure de G_o

Le flux de chaleur par conduction G_o a été déterminé par la méthode des stocks thermiques entre la surface et une profondeur z_r de 1 m, suffisante pour pouvoir négliger le flux de conduction G_{z_r} à cette profondeur. [En effet si l'on considère un gradient de température de 0,1 °K par centimètre à cette profondeur (ce qui est fort par rapport à nos mesures), et une conductivité thermique de 1 $Wm^{-1} °K^{-1}$, le flux G_{z_r} n'est que de 10 Wm^{-2}]. Le flux G_o est alors déterminé à partir de l'équation :

$$G_o = \sum_{i=1}^n C(i) \frac{\Delta \bar{T}_i}{\Delta t} \Delta z_i \quad (12.1)$$

avec $\Delta \bar{T}_i$ la variation de la température moyenne de la $i^{ème}$ couche de sol, d'épaisseur Δz_i , pendant l'intervalle Δt . Les températures dans le sol étaient mesurées à l'aide de thermocouples Cuivre-Constantan à environ 0,5 cm, 1 cm, 2 cm, 5 cm, 10 cm, 20 cm, 50 cm et 1 m de la surface, et nous avons défini les couches [0; 0,75 cm],[0,75; 1,5],[1,5; 2,5],[2,5; 7,5],[7,5; 15],[15; 35] et [35; 75 cm] pour lesquelles ces températures mesurées sont considérées comme les valeurs moyennes \bar{T}_i . Les capacités calorifiques C_i sont déterminées au moyen de l'équation 7.44 en fonction de la teneur en eau volumique

(mesurée par sondage neutronique ou par gravimétrie dans les couches proches de la surface) et de la densité apparente de chacune des couches (mesurée par sondage gammamétrique : voir Bay 1990). De façon à tenir compte des différences qui existent entre le sol sur le rang et dans l'interrang de la culture, ce surtout au cours de la mise en place de celle-ci, nous avons établi deux profils thermiques, l'un dans l'interrang et l'autre sur un rang.

12.1.2 Mesure de H par la méthode des fluctuations

La méthode des fluctuations (ou des corrélations) permet la mesure du flux de chaleur sensible H directement à partir de l'équation 7.6 : $H(z) = \rho c_p \overline{w'T'}$. Les mesures ont été réalisées au moyen de dispositifs Campbell (Campbell et Unsworth 1979, Campbell 1990) qui se composent :

- d'un anémomètre sonique monodimensionnel (CA27) qui mesure la vitesse verticale du vent w , entre deux émetteurs-recepteurs (distants de 10 cm) et selon une fréquence très rapide commandée par un boîtier électronique;
- d'un thermocouple chromel-constantan de 0.013 mm de diamètre fixé sur le bâti de l'anémomètre et qui mesure la température de l'air à environ 3 cm de la zone de mesure de l'anémomètre. La mesure de température est référencée à une "masse" thermique importante dans le corps de l'appareil dont la température varie lentement;
- d'une centrale d'acquisition de donnée Campbell 21X qui permet une acquisition rapide et le calcul de la covariance $\overline{w'T'}$ en temps réel.

Deux systèmes de mesure de ce type, appartenant l'un à la station de Bioclimatologie (appelé "Nadine") et l'autre à la station de Science du Sol (appelé "Patrick"), ont été utilisés (le premier sur l'ensemble de l'expérimentation et le second durant les 7 derniers jours). Un troisième système de mesure (appelé "Jean-Pierre") plus ancien et dont le dispositif de mesure de la température a été modifié (voir Lagouarde 1988) a également été utilisé sur l'ensemble de la période de mesure. La valeur de la capacité thermique ρc_p de l'air est déterminée à partir de mesures de température et d'humidité de l'air. Le flux LE est obtenu à partir de la mesure de H et des mesures de R_n et de G_o par la fermeture du bilan d'énergie. Le protocole d'échantillonnage retenu est très voisin de celui proposé par Lagouarde (1988). La fréquence d'échantillonnage des fluctuations est de 10 Hz. La covariance est calculée et stockée à un pas de temps de 15 minutes. Les flux sont obtenus en moyennant ces covariances pour produire des résultats à un pas de temps horaire. Ce choix est justifié :

- d'une part, par le souci d'éviter que le calcul de la covariance intègre des fluctuations obtenues à de très basses fréquences susceptibles d'être biaisées par une dérive électronique de la chaîne de mesure ou par la non stationnarité de la température de l'air (McAneney *et al.* 1988), tout en tenant compte des tourbillons aux plus basses fréquences (Verma 1990);
- et d'autre part, par le souci d'obtenir des estimations stables du flux (Kaimal 1975, Baldocchi *et al.* 1988).

De façon à éviter les contaminations acoustiques par réflexion sur la végétation et les petits tourbillons au voisinage du couvert, tout en restant dans la CLS, les deux systèmes "Nadine" et "Jean-Pierre" ont été installés sur le même mat de mesure dans la parcelle centrale de l'expérimentation, à environ 80 cm du toit de la végétation. Pour éviter les contaminations acoustiques d'un appareil sur l'autre, ils ont été placés en opposition l'un de l'autre. Le troisième système ("Patrick") a été placé plus au sud, à mi-chemin entre les deux autres systèmes et les emplacements de mesure par chambre.

12.1.3 Mesure de H par la méthode aerodynamique

La méthode aérodynamique permet le calcul du flux H à partir du gradient de température par :

$$H = \rho c_p h_h \Delta \bar{T} \quad (12.2)$$

Le coefficient d'échange h_h est déterminé au moyen de l'équation 7.19 entre deux niveaux de mesure atmosphérique z_1 et z_2 au dessus du couvert. Le premier niveau a été fixé à environ 50 ou 60 cm au dessus du toit de la végétation, et le second niveau à 80 cm au dessus du premier. La différence de température a été mesurée au moyen de 4 thermocouples Cuivre-Constantan montés en série, et la différence de vitesse du vent au moyen de deux anémomètres CIMEL (seuil de démarrage voisin de $0,3 \text{ ms}^{-1}$)

12.1.4 Mesure de H et de LE par la méthode du rapport de Bowen

La méthode du rapport de Bowen permet d'exprimer les flux H et LE en introduisant le rapport de Bowen $\beta = H/LE$:

$$H = \frac{\beta(Rn - G_o)}{1 + \beta} \quad (12.3)$$

et

$$LE = \frac{Rn - G_o}{1 + \beta} \quad (12.4)$$

Cette méthode est intéressante car β est facilement déterminé à partir des mesures de \bar{T} et de \bar{q} à deux niveaux par différence finie : $\beta \approx (c_p \Delta \bar{T}) / (L \Delta \bar{q}) \approx \gamma (\Delta \bar{T}) / (\Delta \bar{e})$. Cette méthode a été mise en oeuvre au moyen d'un système alors en cours de développement par Pierre Cellier à Grignon (décrit dans Cellier et Olioso 1992). Ce système est constitué par deux pompes qui permettent d'acheminer l'air prélevé alternativement aux deux niveaux atmosphériques définis précédemment z_1 et z_2 , jusqu'à une unique sonde capacitive (Vaisala HMP 35A). L'ensemble du système était piloté par une Campbell 21X : acquisition des données, déclenchement et arrêt des pompes alternativement toutes les 2,5 minutes, moyennes 1/4 horaire. Les mesures de température et d'humidité relative fournies par la sonde sont utilisées pour calculer la pression de vapeur e de l'air. Le même gradient de température que pour la méthode aérodynamique a été utilisé. Pour tenir compte de la non simultanité des mesures de pression de vapeur aux deux niveaux, un facteur correctif basé sur l'évolution de l'humidité dans le temps (entre deux moyennes 1/4 horaires successives) a été introduit. La constante psychrométrique γ est déterminée à partir de mesure d'humidité et de température de l'air indépendantes au moyen d'un psychromètre installé à la même hauteur que le niveau supérieur de mesure. Une différence systématique entre les mesures d'humidité par la sonde capacitive et les mesures psychrométriques (au niveau z_2 sur la parcelle expérimentale et à 2 m sur le parc météo de la station de Bioclimatologie) se traduisant par une sous estimation de 20 % du gradient d'humidité a été corrigée. Il n'a pas été possible d'expliquer cette différence.

12.1.5 Mesure de LE et du flux de CO_2 par les chambres ouvertes

Les mesures ont été effectuées au moyen des chambres ouvertes mises au point par Daudet (1987) et reprises à Avignon (Tchamitchian 1990, Tchamitchian et Longuenesse 1991). L'air extérieur est insufflé dans la chambre, et ressort avec des caractéristiques différentes de l'entrée. Les flux sont alors déterminés par la différence entre les concentrations dans l'air à la sortie de la chambre et dans l'air insufflé à l'entrée :

$$F_\zeta = \frac{D_s \zeta_s - D_e \zeta_e}{S} \quad (12.5)$$

S représentant la surface de sol couvert par la chambre, D le débit de l'air, e référant à l'entrée et s à la sortie. Les chambres étaient constituées par des cadres métalliques de hauteur réglable en fonction de la hauteur du couvert, et qui sont recouverts par une enveloppe plastique qui a une bonne transmission des rayonnements aussi bien solaire que thermique (polyéthylène 30 microns). Au niveau du sol, les cadres et le film plastique sont fixés sur un autre cadre (en tôle) enfoncé de quelques centimètres dans le sol. La surface couverte, un rectangle de 1,2 m par 1,5 m, inclut 3 rangs de la culture. La ventilation du système est assurée par un ventilateur centrifuge qui prélève l'air en bordure de la parcelle expérimentale. Cet air est envoyé vers l'enceinte par une canalisation en PVC rigide de 0,1 m de diamètre, enveloppée de matériau isolant. Le débit du ventilateur est contrôlé périodiquement par

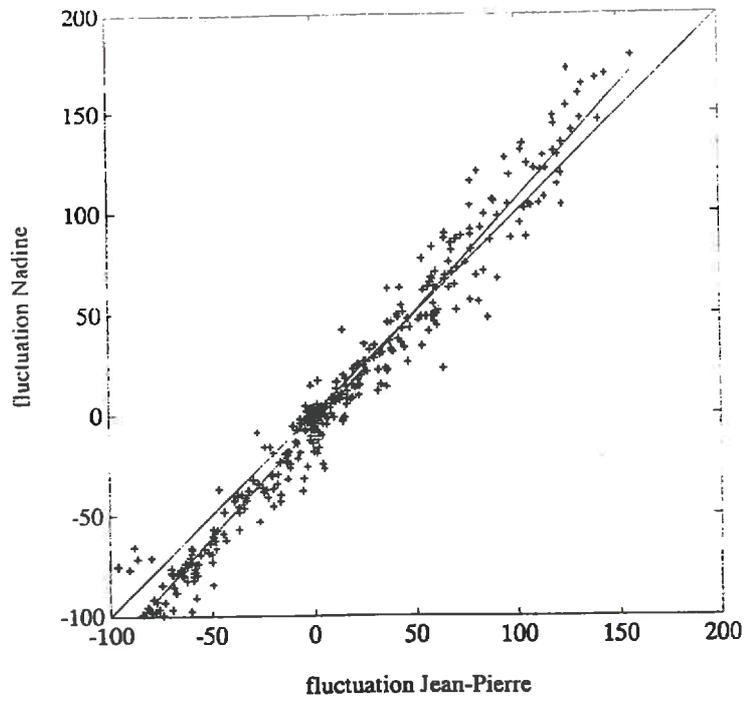


Figure 12.1: Comparaison des mesures de H par le dispositif "Nadine" par rapport au dispositif "Jean-Pierre". Les points représentent les mesures expérimentales. Sont aussi présentées la première bissectrice et la droite de régression.

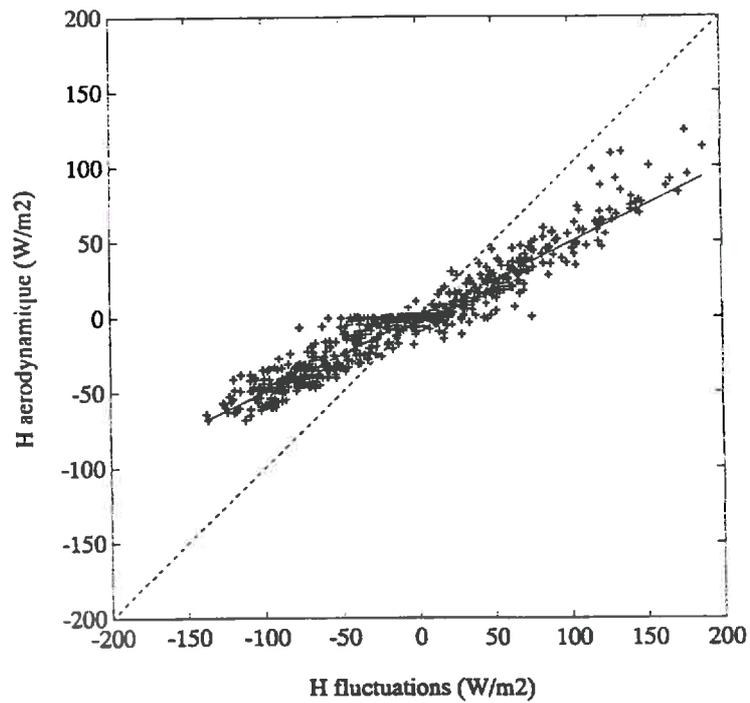


Figure 12.2: Comparaison des mesures de H par la méthode aérodynamique par rapport au dispositif "Nadine". Les points représentent les mesures expérimentales. Sont aussi présentées la première bissectrice et la droite de régression.

injection d'un débit connu de CO_2 pur, et mesure de la différence de teneur en CO_2 ainsi créée entre l'amont et l'aval du point d'injection. A l'intérieur de l'enceinte, trois petits ventilateurs hélicoïdaux brassent l'air en permanence pour homogénéiser la température et la composition de l'atmosphère.

Des prélèvements d'air en amont et en aval de l'enceinte sont respectivement envoyés dans la cellule de référence et dans la cellule d'analyse d'un analyseur de CO_2 fonctionnant en mode différentiel (ADC 225 Mark III). L'humidité de l'air est également mesurée en ces deux points au moyen d'un hygromètre capacitif (CORECI). Le programme de contrôle du système (sur microordinateur) répète en permanence la réalisation d'un cycle de mesure (la vérification du zéro de l'analyseur, la mesure du débit d'air, et une série de mesure de l'humidité et de la concentration en CO_2) fournissant une mesure moyenne environ toutes les 10 minutes.

12.2 Comparaison des méthodes de mesures

La comparaison de différentes méthodes de mesures des flux de chaleur ou de masse a été effectuée à de nombreuses reprises : Grant (1975), Petershmitt et Katerji (1989), Pieri et Fuchs (1990), Dugas *et al.* (1991), par exemple. Dans notre cas, la nouvelle instrumentation pour la mesure du rapport de Bowen, les chambres ouvertes et la nouvelle formulation des profils au voisinage du couvert sont trois originalités à signaler. L'ensemble de nos comparaisons ont été faites par rapport à la méthode des fluctuations. Cette méthode est *a priori* celle qui pose le moins de problème de mise en oeuvre (mesure directe et à un seul niveau au dessus du couvert).

12.2.1 Comparaison des systèmes de mesure par les fluctuations

La comparaison des flux mesurés par les deux systèmes "Nadine" et "Jean-Pierre" met en évidence une surestimation du flux H par "Nadine" par rapport à "Jean-Pierre" (figure 12.1) :

$$H_{Nadine} = 1.15H_{Jean-Pierre} - 6(Wm^{-2}) \quad (12.6)$$

$n=367$, $r=0,98$, $\sigma_{res} = 11 Wm^{-2}$, $\sigma_{pente} = 0.012$, $\sigma_{const} = 0.58$ (σ_{res} = écart type résiduel ; σ_{pente} = écart type estimé de la pente ; σ_{const} = écart type estimé de la constante).

La comparaison en fin d'expérimentation, de l'anémomètre "Patrick" à l'anémomètre "Jean-Pierre" fournit pendant un bon accord (jours 249 à 252) :

$$H_{Jean-Pierre} = 0,99H_{Patrick} + 1(Wm^{-2}) \quad (12.7)$$

$n=306$, $r=0,99$, $\sigma_{res} = 13 Wm^{-2}$.

En ce qui concerne la détermination de LE (à partir des mesures de H , Rn et G_o), la différence entre les deux systèmes de mesure "Nadine" et "Jean-Pierre" est relativement faible :

$$LE_{Nadine} = 0,97LE_{Jean-Pierre} + 7(Wm^{-2}) \quad (12.8)$$

$n=367$, $r=0,99$, $\sigma_{res} = 13 Wm^{-2}$. La bien meilleure adéquation entre les mesures que pour H s'explique par la plus grande gamme de variation des valeurs.

Les différences entre les systèmes de mesure, et en particulier la surestimation du flux par l'anémomètre "Nadine" doit pouvoir s'expliquer par deux raisons :

- un positionnement imparfait des deux micros d'un des anémomètres. Un alignement non parfait peut se traduire par la prise en compte d'une composante de flux horizontal. A titre de comparaison, Desjardins (1972), Dyer et Hicks (1972) ou Verma (1990) font part d'erreurs de 2 à 6 % sur la détermination de H par degré d'inclinaison du système de mesure de la vitesse verticale w ; une

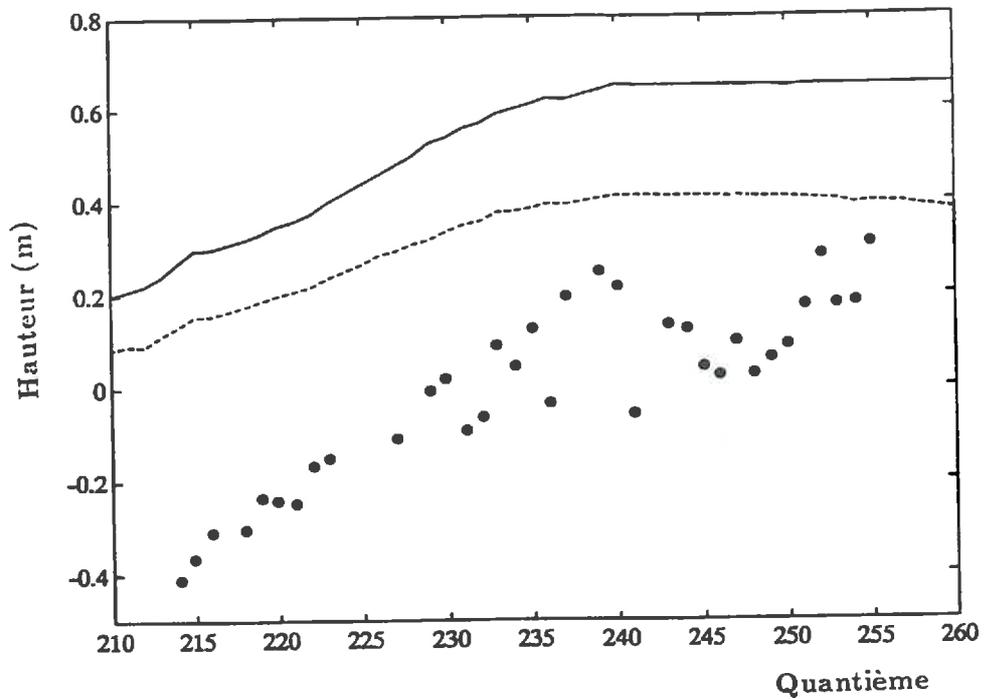


Figure 12.3: Evolution des hauteurs de déplacement (points) obtenues par calage de la méthode aérodynamique par rapport à la méthode des fluctuations. A titre de comparaison, la courbe continue représente la hauteur du couvert et la courbe tiretée la hauteur de déplacement calculée à partir du LAI et de la hauteur du couvert.

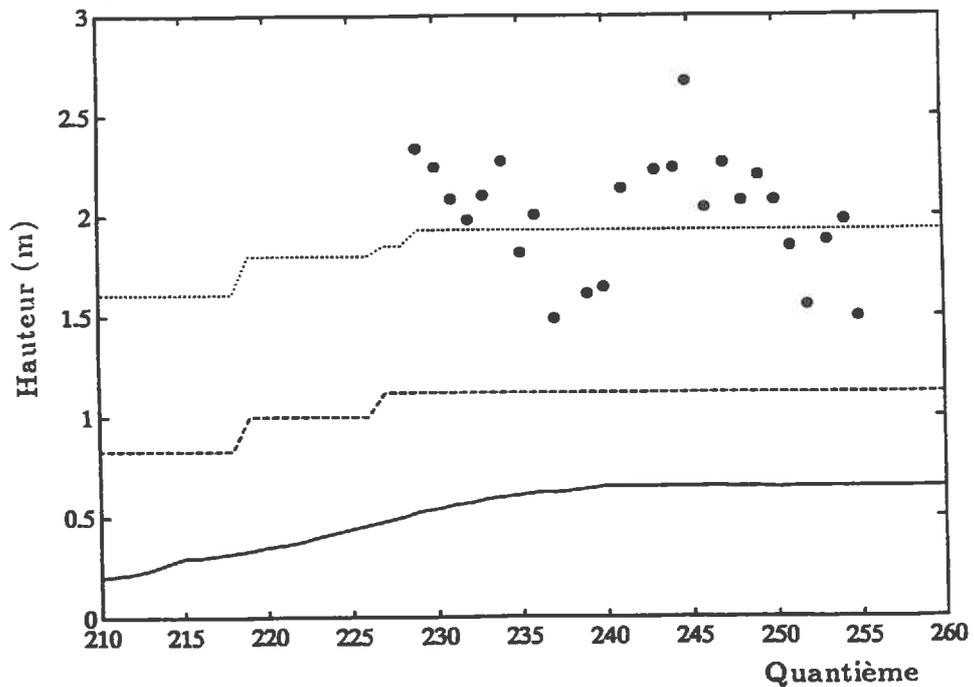


Figure 12.4: Evolution de la hauteur de la sous couche-rugueuse (points) obtenues par calage de la méthode aérodynamique corrigée par rapport à la méthode des fluctuations. A titre de comparaison, la courbe continue représente la hauteur du couvert et les courbes tiretée et pointillée, les hauteurs des niveaux de mesure atmosphérique.

légère surestimation de w par l'anémomètre "Nadine" par rapport à l'anémomètre "Jean-Pierre" a également été constatée lors des étalonnages (3 %); ces résultats peuvent également illustrer la difficulté à installer les appareils bien verticaux et parallèles;

- la différence entre les systèmes de mesure de la température des deux appareils (thermocouple et référence); ces différences pourraient se traduire par des fonctionnements différents selon la température ambiante; par ailleurs, le montage fin du thermocouple sur "Jean- Pierre" peut résulter en une inertie thermique plus forte et donc des fluctuations de température plus faibles; ce problème semble avoir été rencontré sur une expérimentation ultérieure dans laquelle les deux anémomètres "Patrick" et "Nadine" étaient comparés.

Par la suite, le système de mesure "Nadine" a été pris comme système de mesure de référence pour effectuer les comparaisons avec les autres méthodes de mesure.

12.2.2 Mesure par la méthode aérodynamique

Dans un premier temps, H a été calculé à partir des équations classiques de la similitude de Monin et Obukhov. Les résultats présentés sur la figure 12.2 montrent une très nette sous estimation du flux par rapport à la méthode des fluctuations :

$$H_{aero} = 0,496H_{Nadine} - 0.1 \quad (12.9)$$

$n=777, r=0,96, \sigma_{res} = 8.77 \text{ Wm}^{-2}, \sigma_{pente} = 0.051, \sigma_{const} = 0.32$. Ce résultat est tout à fait comparable avec les données bibliographiques s'intéressant à l'estimation des flux au voisinage du couvert (Cellier et Brunet 1992, voir chapitre 7.2.3).

De façon à obtenir une série continue de mesures des flux, et en particulier d'évapotranspiration, nous avons cherché à corriger les estimations obtenues par la méthode aérodynamique. La méthode des fluctuations et, nous le verrons plus loin, la méthode du rapport de Bowen ne permettent pas en effet la mesure des flux sans interruption. Pour effectuer ces corrections, il est possible de recalculer la hauteur de déplacement d de façon à ce que les flux "aérodynamiques" s'ajustent aux flux déterminés par la méthode des fluctuations. Ces ajustements (présentées sur la figure 12.3) fournissent des hauteurs de déplacement se situant entre -0.5 m et 0.3m ! Le calage permet une bonne estimation des flux :

$$H_{aero} = 0,99H_{Nadine} + 1 \quad (12.10)$$

$n=777; r=0,95; \sigma_{res} = 20,3 \text{ Wm}^{-2}, \sigma_{pente} = 0.012, \sigma_{const} = 0.73$

$$LE_{aero} = 1.02LE_{Nadine} - 3 \quad (12.11)$$

$n=777; r=0,99, \sigma_{res} = 21,2 \text{ Wm}^{-2}, \sigma_{pente} = 0.057, \sigma_{const} = 1,15$

Une deuxième méthode pour corriger les mesures de flux aérodynamique consiste à employer la nouvelle formulation des flux au voisinage du couvert et qui a été proposée par Cellier et Brunet (1992). Dans ce cas, un ajustement a été réalisé par rapport à la hauteur z_* . Cette hauteur définit le sommet de la sous couche de rugosité dans laquelle les équations de la similitude de Monin et Obukhov ne sont pas valables. Cet ajustement n'a été réalisé que lorsque la densité du couvert avait atteint une valeur relativement importante (ici $LAI > 3$). Pour les couverts peu denses, il est nécessaire d'introduire un nouveau paramètre (η) et des méthodes d'intégration numériques ce qui alourdit considérablement la méthode. De plus, l'ajustement n'a été effectué que par rapport aux données en conditions instables qui sont les seules à avoir été étudiées par Cellier et Brunet (1992). Les hauteurs z_* obtenues et présentées sur la figure 12.4 se situent toujours au dessus de notre premier niveau de mesure atmosphérique et bien souvent au dessus du deuxième. La comparaison entre les mesures aérodynamiques ainsi calées et les mesures de fluctuation est également satisfaisante (figure 12.5) :

$$H_{aero} = 0,98H_{Nadine} - 10 \quad (12.12)$$

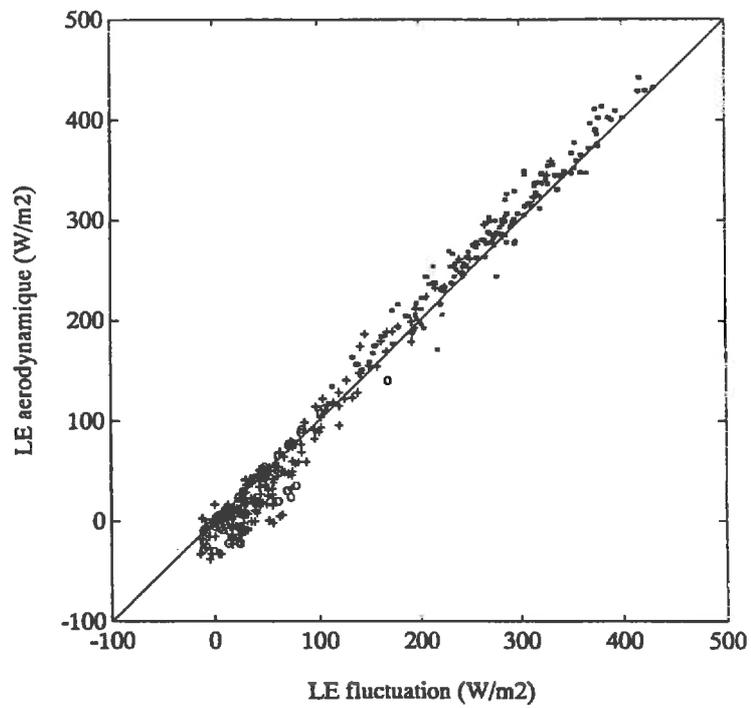
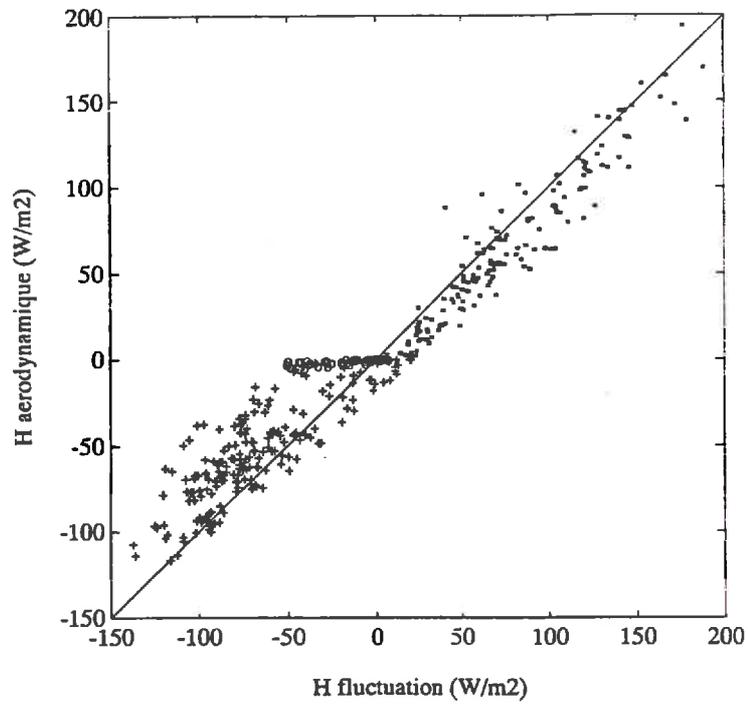


Figure 12.5: Comparaison des mesures de flux H (en haut) et LE (en bas) par la méthode aérodynamique corrigée par rapport aux mesures de fluctuations (dispositif "Nadine"). Les points représentent les mesures expérimentales (étoiles en conditions instables, croix en conditions stables, cercle en conditions très stables). Sont aussi présentées les premières bissectrices.

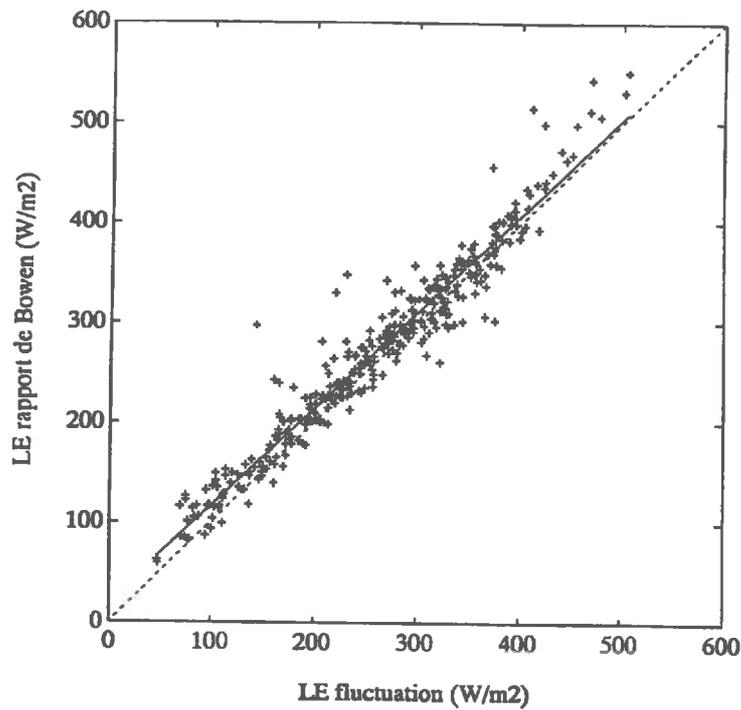
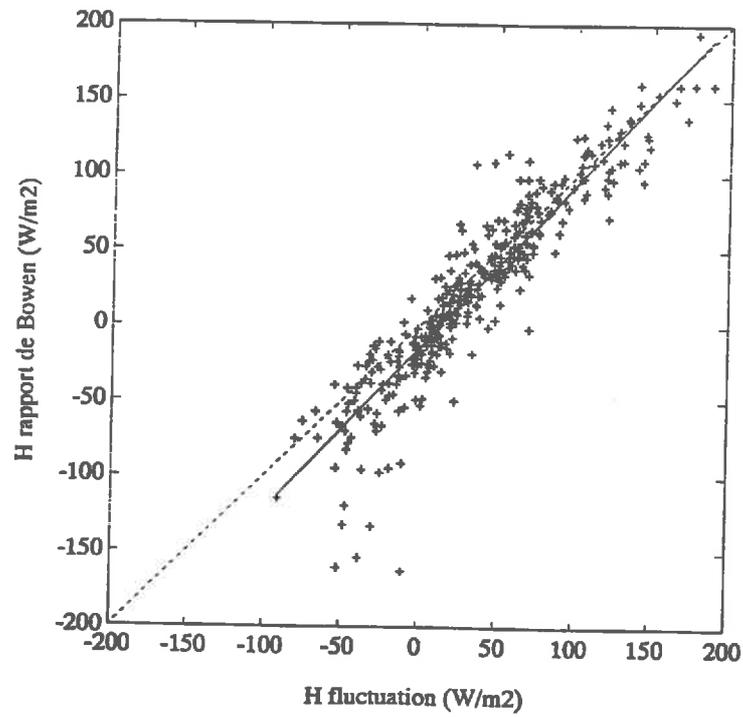


Figure 12.6: Comparaison des mesures de flux H (en haut) et LE (en bas) par la méthode du rapport de Bowen par rapport aux mesures de fluctuations (dispositif "Nadine"). Les points représentent les mesures expérimentales. Sont aussi présentées les premières bissectrices et les droites de régression.

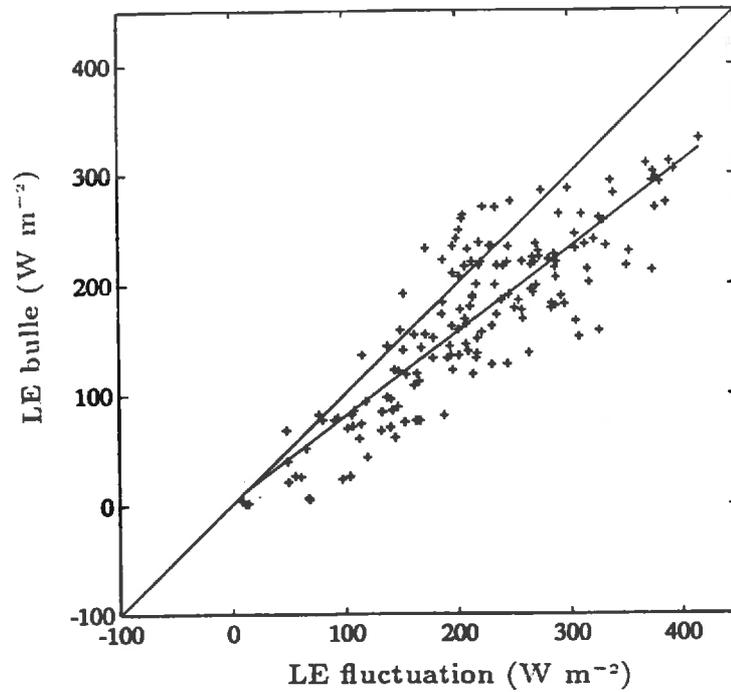


Figure 12.7: Comparaison des mesures de flux LE par la méthode des chambres ouvertes par rapport aux mesures de fluctuations (dispositif "Nadine"). Les points représentent les mesures expérimentales. Sont aussi présentées la première bissectrice et la droite de régression.

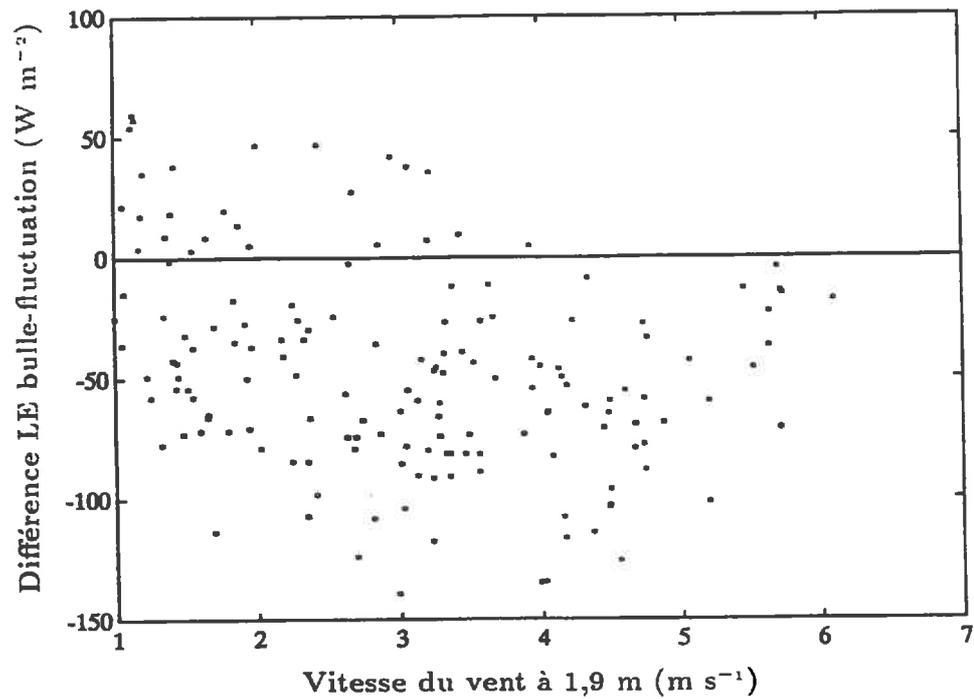


Figure 12.8: Différences entre les mesures de LE par la méthode des chambres et la méthode des fluctuations en fonction de la vitesse du vent au niveau supérieur de mesure.

$n=154; r=0,95; \sigma_{res} = 13,1 \text{ Wm}^{-2}, \sigma_{pente} = 0,026, \sigma_{const} = 2,22$

$$LE_{aero} = 0,97LE_{Nadine} + 20 \quad (12.13)$$

$n=154; r=0,98, \sigma_{res} = 13,3 \text{ Wm}^{-2}, \sigma_{pente} = 0,016, \sigma_{const} = 4,62.$

Sur la figure 12.5 des corrections pour les cas stables ont également été effectuées. Ces corrections semblent elles aussi d'assez bonne qualité. Cependant les mesures présentent alors une variabilité importante. En particulier, dans les cas très stables la méthode des fluctuations fournit des valeurs entre 0 et -50 Wm^{-2} , alors que la méthode aérodynamique fournit des valeurs très proches de 0. Il est très probable que dans les conditions stables à très stables, les mesures des anémomètres soniques aient été perturbées par le dépôts de rosée sur les micros.

Contrairement au calage des flux sur la hauteur de déplacement, le calage sur z_* se base sur un véritable raisonnement physique en réexprimant la forme des diffusivités et des gradients au dessus du couvert. Les valeurs de d obtenues dans le premiers cas n'ont aucune signification et sont souvent même aberrantes (valeurs négatives). Pour ces raisons, ce type de calage a été fortement critiqué par Raupach (1979, *et al.* 1979). Par contre, les valeurs de z_* se situent bien dans la gamme des valeurs bibliographiques entre 2 à quelques fois la hauteur de la végétation. Il n'existe pas pour l'instant dans la littérature de comportement évident de l'épaisseur de la couche rugueuse en fonction des caractéristiques du couvert et des conditions atmosphériques. Dans notre cas, les variations temporelles de z_* pourraient s'expliquer par une certaine dépendance vis à vis des conditions d'instabilité. En effet les deux phases où z_* diminue correspondent à deux périodes de dessèchement du couvert séparées par une pluie (30 mm) le jour 242.

12.2.3 Mesure par la méthode du rapport de Bowen

Nous avons comparé les flux H mesurés par la méthode du rapport de Bowen aux flux mesurés par la méthode des fluctuations. L'analyse a été limitée aux conditions diurnes, lorsque l'énergie disponible $Rn - G_o$ est supérieure à 50 Wm^{-2} , de façon à éviter les erreurs dues aux faibles gradients. La méthode du rapport de Bowen ne fonctionnant pas lorsque β est proche de -1 les valeurs pour β inférieur à -0.65 ont été rejetées (Ohmura 1982, Tanner 1988).

Les flux H mesurés par la méthode du rapport de Bowen présentent un bon accord avec ceux obtenus par les fluctuations (figure 12.6). On peut cependant noter une légère sous estimation du flux H (se traduisant par une légère surestimation du flux LE). Comme l'avaient déjà montré Cellier et Brunet (1992), la méthode du rapport de Bowen apparaît peu sensible aux modifications de l'écoulement à proximité du couvert, contrairement à la méthode aérodynamique. Cela traduit une bien meilleure similitude entre les transferts de chaleur et de vapeur d'eau qu'entre les transferts de quantité de mouvement et de chaleur. Les différences entre rapport de Bowen et fluctuations peuvent cependant être dues à des difficultés d'emploi de la méthode du rapport de Bowen au voisinage du couvert, mais aussi à des étalonnages imparfaits des instruments ou à une sous estimation de l'énergie disponible $Rn - G_o$. Dans les conditions stables un certain nombre de points met en évidence un fonctionnement non satisfaisant de la méthode du rapport de Bowen. Dans ces conditions, il est possible que l'hypothèse d'égalité des diffusivités, qui est souvent critiquée, ne soit pas valable, en particulier si des phénomènes d'advection de chaleur sensible se produise comme cela semble être le cas parfois. Il est également possible que comme nous l'avons vu précédemment, la méthode des fluctuations soit en cause.

12.2.4 Mesure par les chambres (ouvertes)

Pour comparer les mesures de flux de chaleur latente mesurés par les bulles à ceux obtenus par la mesure de H par les fluctuations et le bilan d'énergie, seuls les points en conditions instables ont été

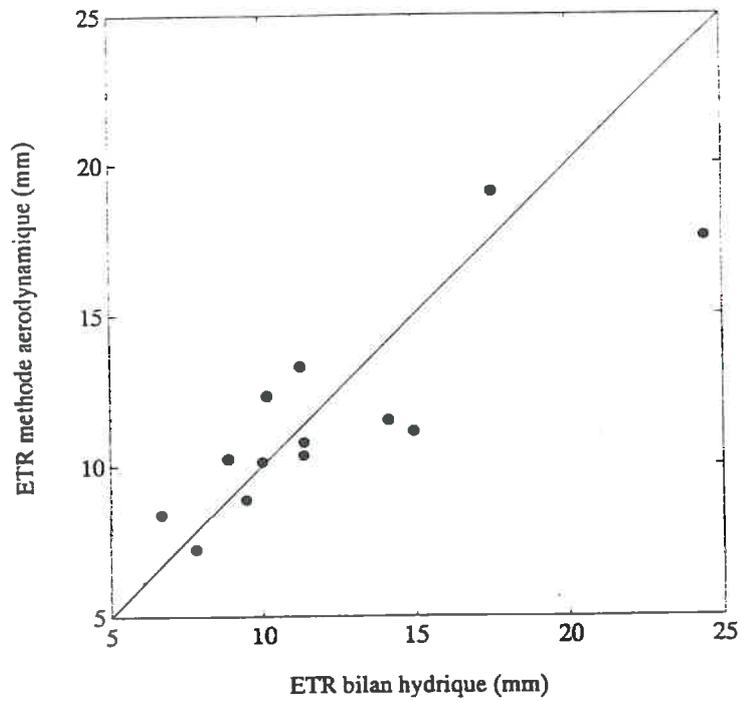


Figure 12.9: Comparaison entre les ETR mesurées par bilan hydrique et par la méthode aérodynamique calée. Les mesures sont intégrées au pas de temps des mesures de bilan hydrique. Les périodes au cours desquelles il a plu ont été supprimées.

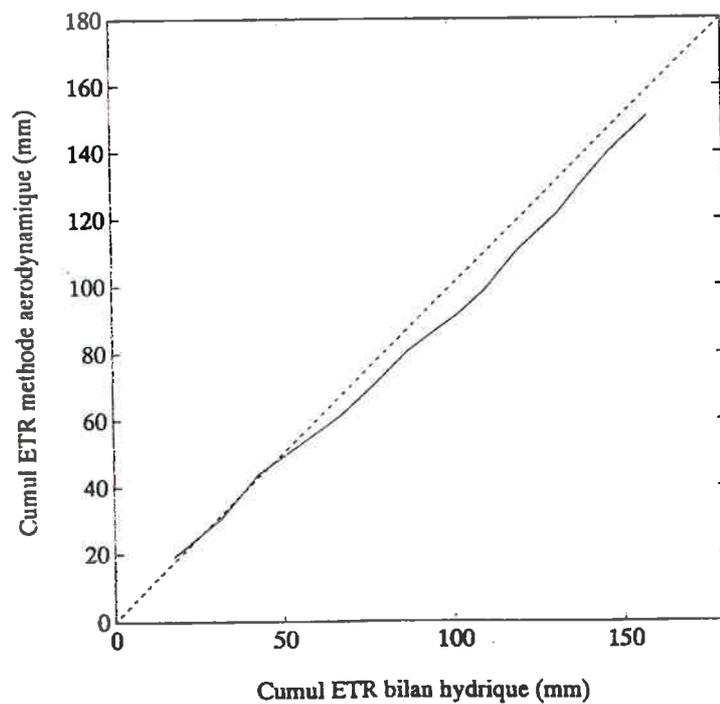


Figure 12.10: Comparaison des cumuls d'ETR mesurées par bilan hydrique et par la méthode aérodynamique calée (hors périodes de pluies).

retenus. Dans les conditions nocturnes (généralement stables), de fortes condensations se produisent dans les tuyaux de la bulle se traduisant par des valeurs très négatives de LE . La figure 12.7 montre une sous estimation importante par la bulle, ainsi qu'une forte dispersion des mesures :

$$LE_{bulle} = 0,77LE_{Nadine} - 3 \quad (12.14)$$

$n=165$; $r=0,86$; $\sigma_{res} = 40,0 \text{ Wm}^{-2}$, $\sigma_{pente} = 0.036$, $\sigma_{const} = 8,25$.

Il est bien évident que les modifications de l'environnement microclimatique par la bulle doivent expliquer en grande partie son comportement. Ces modifications doivent être très sensibles au niveau des échanges turbulents ce qui pourrait expliquer en particulier la forte dispersion ($\sigma_{res} = 40,0 \text{ Wm}^{-2}$). La figure 12.8 montre en effet que les surestimations des flux LE par la bulle ont plutôt tendance à se produire lors des jours à vent faible et les sous estimations les jours à vent fort. Par ailleurs, l'apport d'énergie radiative est légèrement réduit par le film recouvrant la bulle (ainsi que par les armatures), ce qui peut également entraîner une baisse des flux. La transmission du polyéthylène est de l'ordre de 80-90 % sur l'ensemble du spectre.

12.2.5 Comparaisons de mesures aérodynamiques au bilan hydrique

Les mesures de flux LE ont été intégrées sur les périodes correspondant au pas de mesure du bilan hydrique au sol (2 à 3 jours). Pour ce faire, nous avons utilisé les mesures fournies par la méthode aérodynamique obtenues par calage de la hauteur de déplacement. C'est en effet la seule méthode qui fournit une estimation continue de LE sur toute la durée de l'expérimentation. Les périodes au cours desquelles des pluies sont intervenues ont été éliminées de l'analyse car dans ces conditions, les mesures de bilan hydrique fournissent des résultats de mauvaise qualité (non prise en compte du ruissellement, des infiltrations en profondeur, de l'interception par la végétation). Malgré le faible nombre de points, la figure 12.9 montre un bon accord entre les méthodes atmosphériques et le bilan hydrique. Le double cumul (figure 12.10) des évapotranspirations se traduit par une très légère sous estimation de la méthode aérodynamique, qui atteint 12 % au maximum et se réduit à 5 % à la fin des cumuls. Une sous estimation du même ordre a été obtenue par Bay (1990) au cours d'une expérimentation précédente réalisée par la station de Science du sol sur la même parcelle et une culture identique. Il est difficile de fournir une explication à cette sous estimation dont l'ordre de grandeur est celui de la précision des mesures.

12.3 Conclusions

L'ensemble des comparaisons que nous avons effectuées montre en règle générale un bon accord entre les différentes méthodes de mesure. Les écarts constatés entre ces méthodes restent faibles et en accord avec les analyses d'erreurs de divers auteurs (voir Peterschmitt 1988).

- Si il existe quelques différences entre les systèmes de mesure de fluctuations, celles-ci sont tout de même limitées, et n'ont que très peu de répercussions sur les estimations d'évapotranspiration.
- Le non fonctionnement de la méthode aérodynamique à proximité du couvert peut être facilement corrigé par ajustement des hauteurs de déplacement ou par l'emploi de la nouvelle formulation des flux à proximité du couvert proposée par Cellier et Brunet (1992). Cette deuxième méthode basée sur des fondements théoriques est à préférer à la première. Cependant, elle ne concerne que les conditions instables, et les paramètres z_* et η sont encore mal connus. En fait seule la première méthode nous a permis d'obtenir une estimation continue des flux.
- Contrairement à la méthode aérodynamique, la méthode du rapport de Bowen ne nécessite aucune correction liée à la proximité du couvert. De plus, le nouveau dispositif de mesure du rapport de Bowen développé par Pierre Cellier a montré un bon fonctionnement. Dans notre expérimentation, nous étions toujours dans des conditions hydriques plutôt favorables. Cependant l'utilisation de ce dispositif dans des conditions hydriques très différentes (sol nu et

sec à Grignon) a montré que la mesure des gradients d'humidité et du rapport de Bowen étaient alors aussi de bonne qualité (Cellier et Olioso 1992).

- Enfin il existe un bon accord des cumuls de flux avec le bilan hydrique.
- Par contre, les mesures d'évapotranspiration au moyen des chambres ouvertes sont d'assez mauvaise qualité, certainement en raison des modifications de l'environnement micrométéorologique imposé par les enceintes.

Chapitre 13

Mesures physiologiques

Des mesures physiologiques ont été réalisées au cours de 15 journées de mesures intensives régulièrement espacées entre le jour 206 et le jour 256. Elles comportaient des mesures de potentiel foliaire, de conductance stomatique (poromètre et pince LiCOR 6200) et de photosynthèse foliaire (pince LiCOR 6200). Ces données nous fournissent tout d'abord des évolutions journalières de conductance stomatique (poromètre) et de potentiel hydrique qui pourront être comparées au modèle. Par ailleurs, les mesures de potentiel permettent de déterminer les conductances hydrauliques au travers des plantes quand elles sont comparées aux flux de transpiration. D'autre part, les mesures effectuées au moyen de la pince LiCOR nous serviront à établir les modèles phénoménologiques de conductance stomatique et de photosynthèse foliaire.

13.1 Potentiels hydriques foliaires

Le suivi du potentiel hydrique foliaire a été réalisé toutes les heures d'avant le lever du soleil jusqu'après son coucher. De plus, le potentiel de base a été mesuré à l'aube d'autres journées. Pour chaque mesure, le potentiel hydrique a été en fait mesuré sur 5 feuilles au moyen d'une chambre à pression (Scholander *et al.* 1964). Les feuilles étaient choisies au hasard, mais déjà bien développées, au sommet du couvert. Les évolutions présentées en exemple sur la figure 13.1 donnent une idée des valeurs faibles (très négatives) de potentiel atteintes par notre culture, et donc du stress qu'elle a subi. La bibliographie signale en effet des fermetures stomatiques intervenant à partir de -1,0 MPa pour le Soja (Boyer 1970, Davies 1977, Meyer et Green 1981 par exemple, voir tableau 13.10). Elles mettent également en évidence une variabilité importante des mesures.

L'évolution du potentiel de base (potentiel foliaire mesuré à l'aube) montre une baisse entre le début et la fin des mesures (figure 13.2), indiquant ici aussi le développement de la contrainte hydrique. Dans les derniers jours on remarque des valeurs très basses inférieures à -1 MPa. Ces valeurs sont parfois plus fortes que les valeurs mesurées vers minuit la nuit qui précédait. Une analyse plus fine de cette période montre que des évapotranspirations non négligeables se sont produites ces nuits là, certainement en raison de vents forts et de conditions nocturnes advectives. Des évapotranspirations nocturnes de cet ordre avaient déjà été signalées par temps de mistral dans la Crau par Steinmetz (1990). En supprimant ces valeurs pour lesquelles les plantes n'ont peut être pas pu se réhumecter au cours de la nuit, on obtient une évolution beaucoup plus stable du potentiel. Cette évolution corrigée du potentiel de base est *a priori* proche de celle du potentiel du sol (cela a été vérifié dans une certaine mesure par Brisson *et al.* (1992 b) en déterminant un potentiel moyen du sol à partir des cartographies racinaires, des mesures tensiométriques et des mesures d'humidité du sol).

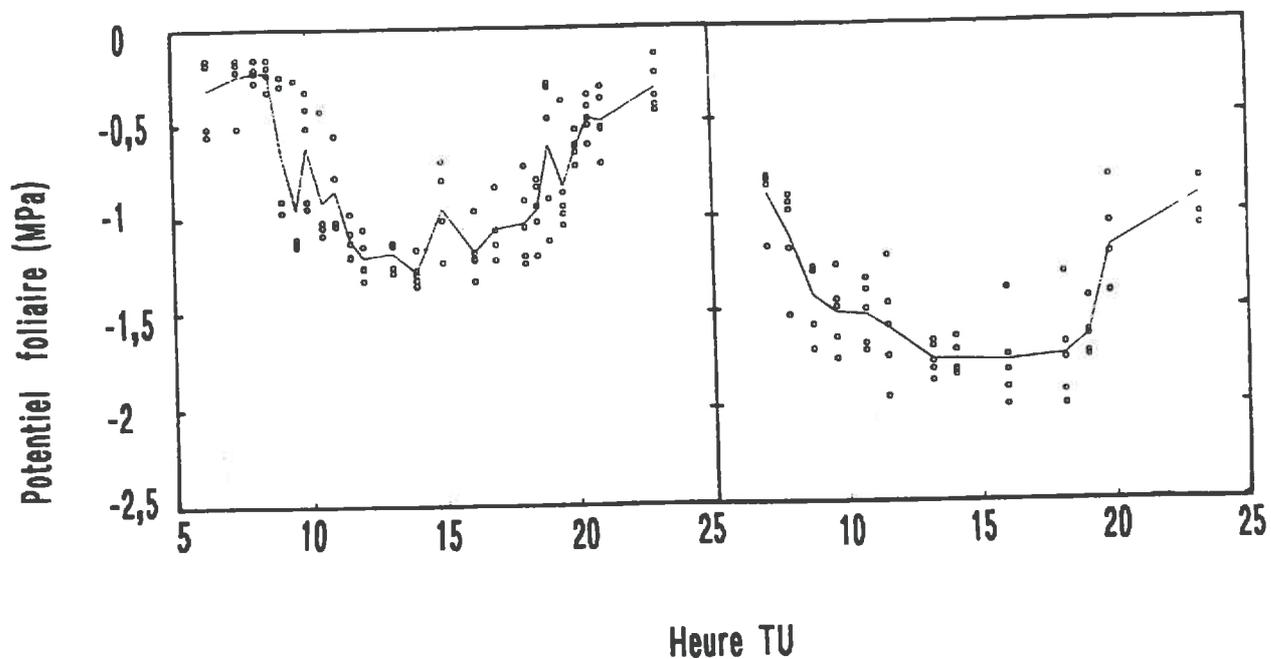


Figure 13.1: Quelques exemples d'évolutions du potentiel foliaire au cours de différentes journées (jours 211 à droite et 249 à gauche). Les cercles représentent les mesures individuelles et la courbe l'évolution de leur moyenne.

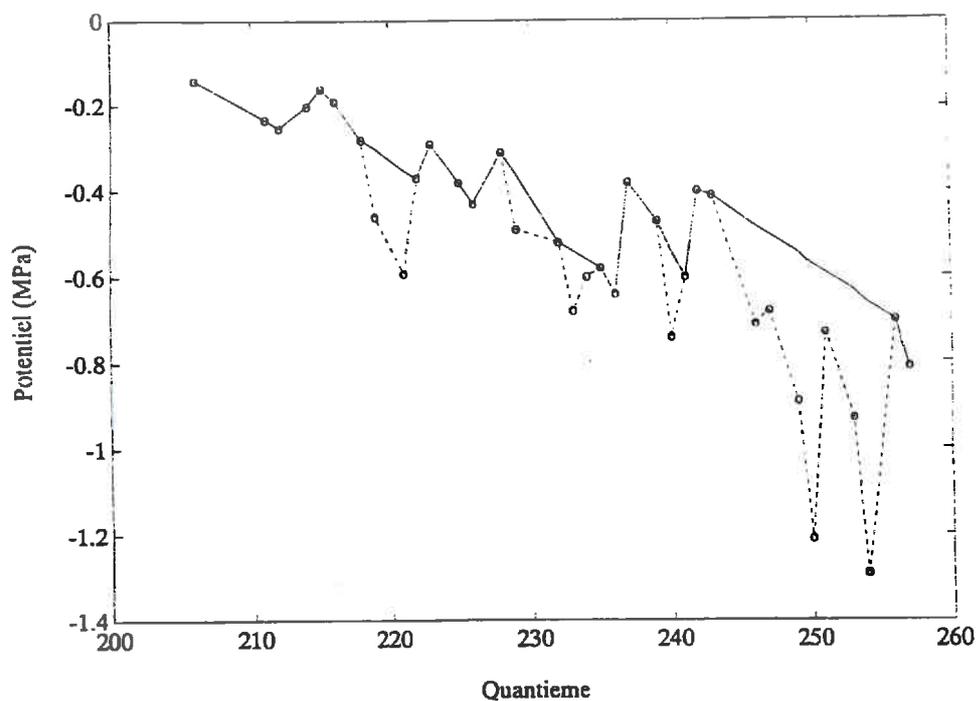


Figure 13.2: Evolution du potentiel de base (cercle et ligne pointillée). Le trait plein représente l'évolution du potentiel "corrigé" des effets du vent.

13.2 Conductances hydrauliques

A une échelle de temps instantanée, on peut définir des conductances hydrauliques au travers des plantes entre le sol et les feuilles par l'équation :

$$G_p = \frac{T}{\psi_s - \psi_f} \quad (13.1)$$

où T est la transpiration des plantes et ψ_s le potentiel du sol. T a été estimée à partir des mesures micrométéorologiques d'évapotranspiration et en séparant la transpiration de l'évaporation à partir des résultats du modèle BYM (échelle journalière, voir figure 10.6). G_p peut alors être déterminée dès que l'on dispose des mesures de gradient de potentiel entre le sol et les feuilles. A un instant donné, ce gradient peut être estimé à partir des mesures de potentiel des feuilles et de la mesure du potentiel de base en assimilant celui-ci au potentiel du sol pour la zone racinaire. Il est alors nécessaire de considérer que les plantes se trouvent en équilibre avec le sol. Par conséquent, seules les valeurs de potentiel de base "corrigés" (voir paragraphe précédent) ont été utilisées. Pour les jours où la valeur de base corrigée n'est pas disponible, elle est estimée par interpolation linéaire entre les valeurs précédentes et suivantes.

13.2.1 Evolution journalière des conductances hydrauliques

Des valeurs "journalières" de G_p ont été calculées de deux façons :

- en effectuant une régression sur l'ensemble de la journée entre la transpiration et le gradient de potentiel;
- par un simple rapport entre T et $\psi_s - \psi_f$ au voisinage du maximum d'évapotranspiration et du minimum de potentiel foliaire (12 heures et 14 heures TU).

Les évolutions de ces différentes valeurs de G_p sont présentées sur la figure 13.3. En raison de la variabilité des mesures de potentiel foliaire ainsi que des mesures d'évapotranspiration (et encore sans tenir compte des erreurs dans la séparation évaporation-transpiration), les estimations de G_p sont peu précises : tableau 13.1. Les différentes méthodes de calcul conduisent à des valeurs de G_p relativement proches. Les valeurs obtenues par régression sont proches des valeurs moyennes de G_p à 14 heures. Les valeurs à 12 heures sont en général un peu supérieures aux autres, mais l'imprécision des déterminations ne peut permettre de conclure à une différence significative.

Les valeurs obtenues sont en accord avec celles que l'on peut déterminer à partir des données de la littérature pour beaucoup de plantes et en particulier le Soja :

- $G_p = 170$ à $369 \text{ W m}^{-2}/\text{MPa}$ dans Reicosky et Deaton (1979)
- $G_p = 54$ à $628 \text{ W m}^{-2}/\text{MPa}$ dans Jones *et al.* (1982) et Zur *et al.* (1982)

Comme dans la bibliographie, les conductances calculées évoluent au cours du cycle végétal (figure 13.3), semble-t-il en fonction du dessèchement du sol et du développement racinaire :

- elles augmentent en début de culture alors que le sol est encore bien humide (200-230) et que le système racinaire se met en place
- elles diminuent fortement après les pluies des jours 226 et 242 alors que le sol se dessèche.

13.2.2 Variations horaires des conductances hydrauliques

La figure 13.4 présente des cinétiques journalières de l'évolution comparée du potentiel foliaire et de la transpiration. Celles ci se marquent par :

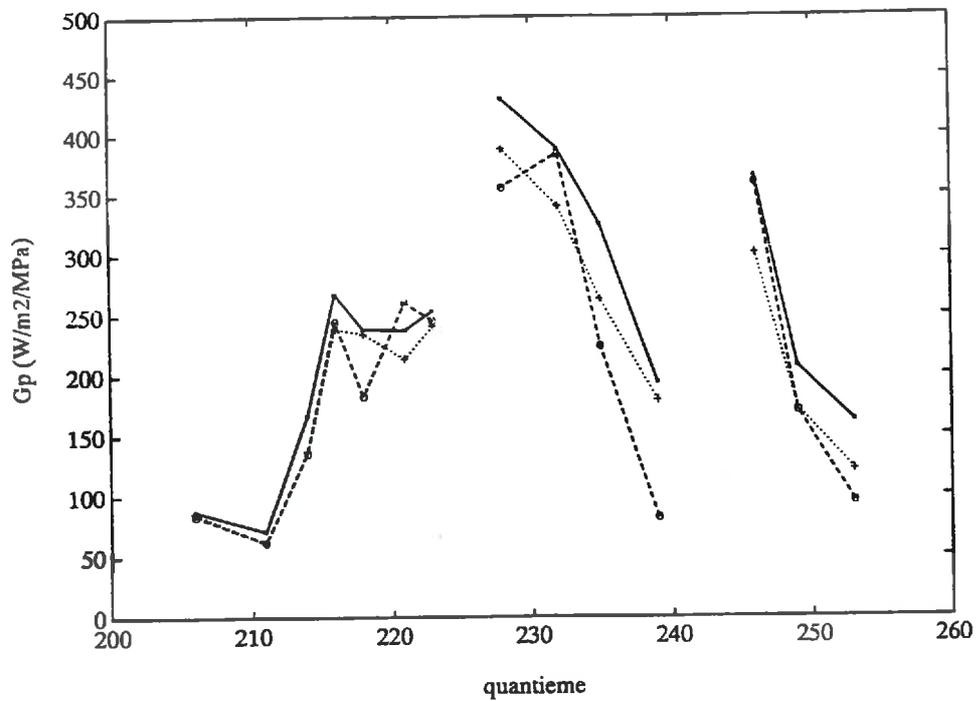


Figure 13.3: Evolutions des valeurs moyennes de la conductance hydraulique G_p , déterminées à 12 heures TU (trait plein), à 14 heures (tiretés) et par régression sur l'ensemble de la journée (pointillés).

jour	G_p à 12 h	inf	sup	G_p à 14 h	régression	R
206	88	56	148	84	86	0.97
211	71	50	97	62	61	0.89
214	167	124	247	136	137	0.61
216	268	225	318	245	239	0.88
218	239	216	266	183	235	0.87
221	238	205	278	261	214	0.79
223	254	225	288	246	241	0.83
228	430	317	649	356	388	0.90
232	388	331	461	384	340	0.76
235	325	262	417	224	263	0.19
239	194	166	227	82	179	0.71
246	365	320	421	360	301	0.82
249	207	158	281	170	172	0.54
253	162	129	206	95	121	0.28

Tableau 13.1: Valeurs calculées de G_p ($W m^{-2} MPa^{-2}$) à 12 h (valeurs moyennes de potentiel et d'ETR et pour des valeurs à plus ou moins les écarts types [min et max]), à 14 h TU (valeurs moyennes), et par régression (R = coefficient de corrélation).

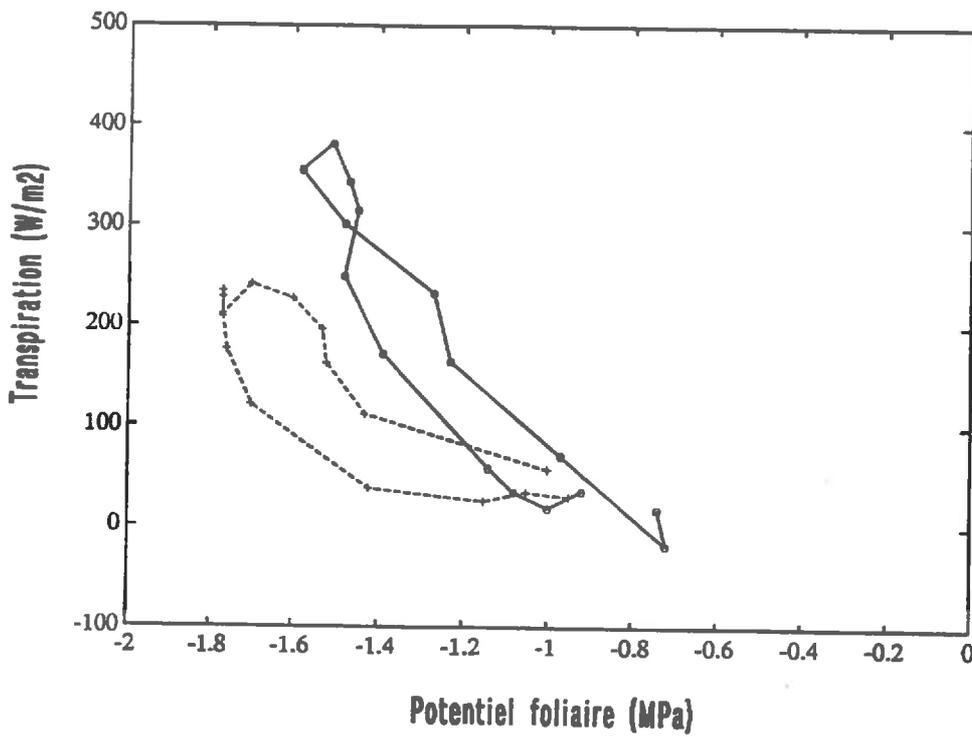
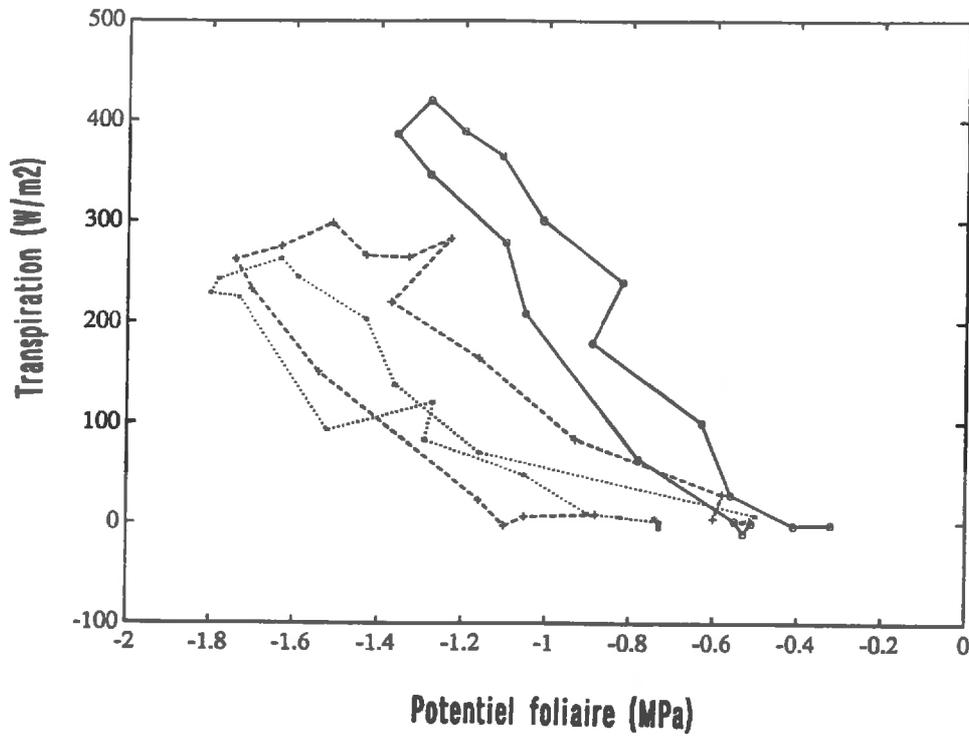


Figure 13.4: Cinétiques journalières de l'évolution comparée du potentiel foliaire et de la transpiration. Figure du haut : trait plein = jour 228, tirets = jour 235, pointillés = jour 239. Figure du bas : trait plein = jour 246, tirets = jour 249.

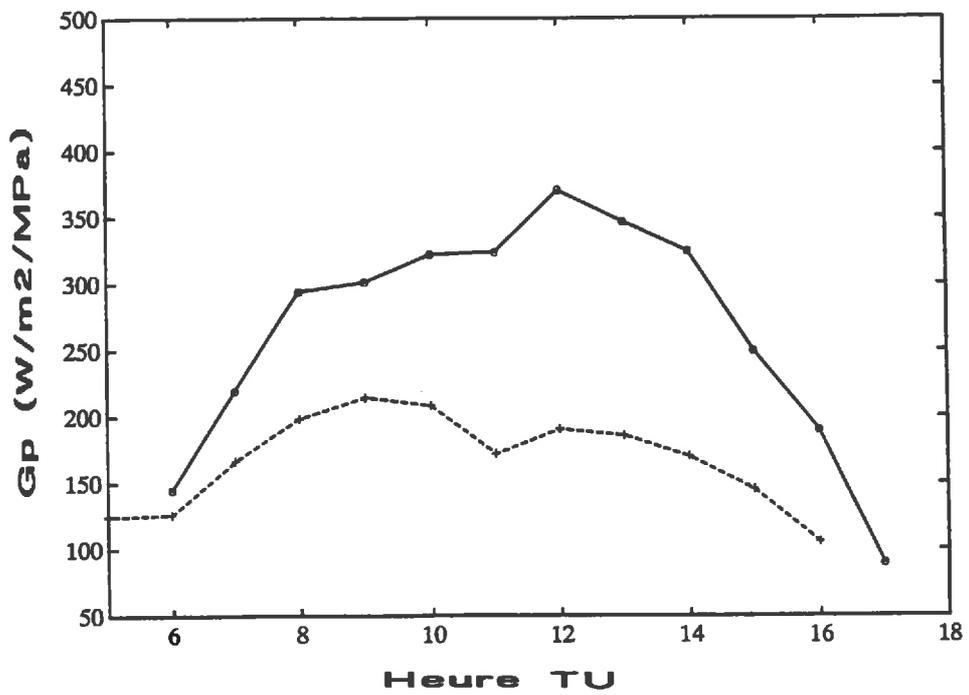
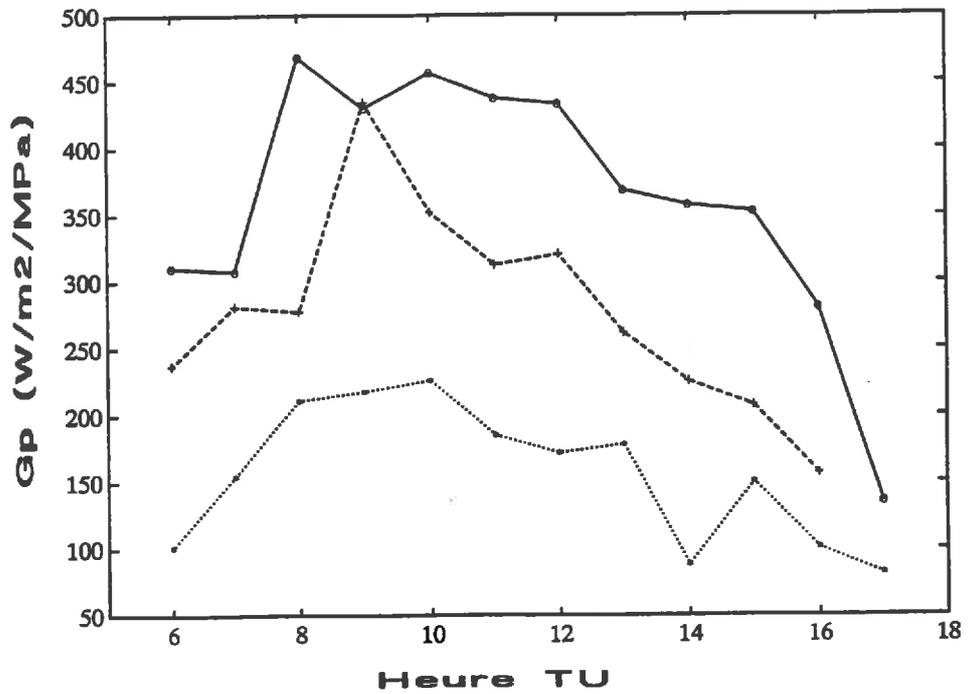


Figure 13.5: Evolution au cours de la journée de la conductance hydraulique G_p . Figure du haut : trait plein = jour 228, tirets = jour 235, pointillés = jour 239. Figure du bas : trait plein = jour 246, tirets = jour 249.

- une forme en boucle traduisant des phénomènes d'hystérésis bien marqués entre le matin et l'après midi;
- un abaissement général des boucles en raison de la baisse des transpirations lorsque le sol se dessèche (et une baisse du potentiel minimal atteint);
- une incurvation de la boucle vers les fortes transpirations lorsque le potentiel foliaire diminue et que le dessèchement du sol augmente; à ces fortes transpirations, la pente générale de la boucle est relativement stable d'un jour à l'autre; par contre dans la première partie de la boucle, aux faibles transpirations, la pente diminue d'un jour à l'autre.

Ces comportements se traduisent au cours de la journée par des variations de la conductance hydraulique définie par l'équation 13.1 (figure 13.5). Généralement, la conductance augmente le matin jusqu'à une valeur maximale qui peut être atteinte entre 8 et 12 heures (TU) selon les jours. Ensuite, elle diminue régulièrement au cours de l'après midi.

13.2.3 Conclusion

Les boucles que nous avons constatées dans la comparaison des comportements journaliers de la transpiration et du potentiel foliaire, ainsi que les variations de conductance hydraulique au cours de la journée, ont été mises en évidence par un certain nombre d'auteurs (en particulier dans le cas du soja) comme Ritchie (1973), Jones (1978), Reicosky *et al.* (1982), Jones *et al.* (1982) et Zur *et al.* (1982), Kowalik et Turner (1983) ou Katerji *et al.* (1983). Différentes hypothèses ont été avancées pour expliquer ces comportements (voir Katerji 1992 ou Simonneau 1992). Une des plus satisfaisantes est celle de la non conservation du flux d'eau au travers des plantes entre le sol et les feuilles. Selon cette hypothèse, les plantes subiraient des périodes de deshydratation (transpiration > absorption racinaire) ou de réhydratation (transpiration < absorption), se traduisant par un déstockage ou un stockage d'eau dans les organes végétaux. Il apparait en effet fréquemment des variations de teneur en eau des différents organes des plantes au cours de la journée (voir à ce sujet le travail en cours d'E. Vanderschmitt sur notre expérimentation). Des modèles incluant des réservoirs de stockage au sein des plantes permettent de rendre compte des phénomènes du type de ceux que nous avons observés (Jones 1978, Federer 1979, Kowalik et Turner 1983, Katerji *et al.* 1983, Choudhury et Federer 1984). Cependant, les études détaillées du bilan hydrique des plantes entières ne mettent pas toujours en évidence des contributions très importantes de réservoirs au sein des plantes (Ameglio 1992, Simonneau 1992, tout deux sur arbres —pêcher et noyer—, Bariac *et al.* 1989, sur luzerne). Par ailleurs, d'autres phénomènes sont susceptibles d'expliquer, tout au moins en partie, les variations de conductance hydraulique. Les travaux récents de Lafolie *et al.* (1991), Bruckler *et al.* (1991) et Tardieu *et al.* (1992c) montrent par exemple que des variations importantes du potentiel hydrique du sol au voisinage des racines peuvent se produire au cours de la journée, ce qui provoque :

- des variations moins importantes du gradient de potentiel sol-feuilles que celles que l'on a utilisées dans les calculs en se référant au potentiel de base;
- des phénomènes capacitifs au sein même du sol.

D'autres mécanismes encore peuvent être invoqués comme une baisse des conductivités hydrauliques en raison de la baisse de la teneur en eau et de l'apparition de la cavitation.

Dans nos résultats expérimentaux, il apparait donc très nettement que l'hypothèse de flux conservatif sous jacente à l'équation de Van den Honert, que nous avons utilisée dans le modèle, n'est pas respectée. La prise en compte de comportements plus complexes nécessiterait d'utiliser un schéma plus détaillé des transferts hydriques, en introduisant des termes réservoirs ou capacitances, et en décomposant les transferts en plusieurs sections permettant de décrire les comportements du sol et des plantes de façon séparée. Cependant, il ne faut pas perdre de vue un certain nombre de facteurs qui rendent nos analyses plus délicates, comme :

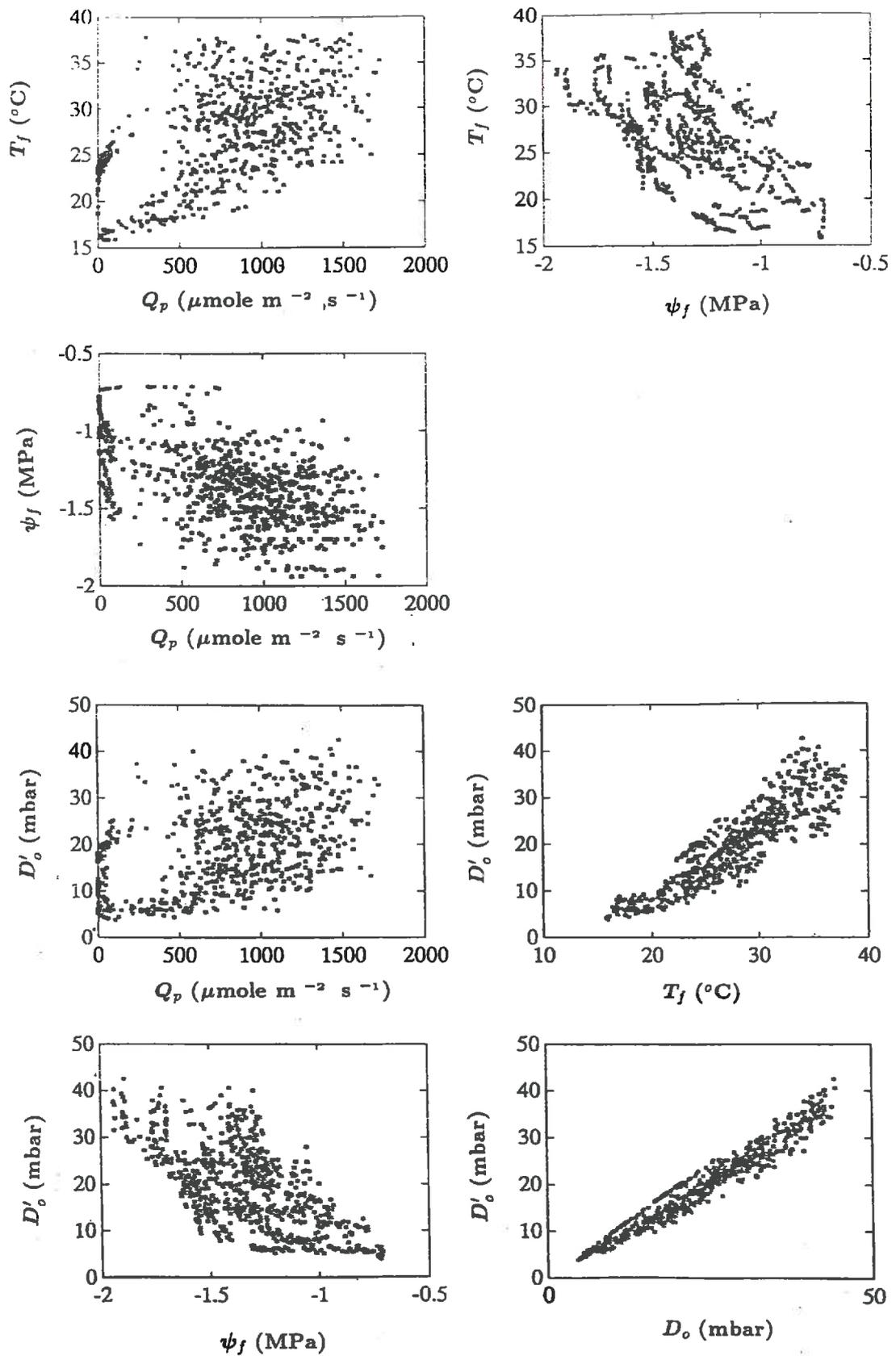


Figure 13.6: Comparaisons des gammes de variations des données environnementales.

- la variabilité importante des mesures, en particulier celles du potentiel hydrique foliaire;
- les difficultés de séparation entre l'évaporation du sol et la transpiration des plantes qui n'a été réalisée que de façon approximative et à l'échelle journalière; cela peut masquer certains comportements des plantes, en particulier quand le sol est bien humide;
- l'estimation indirecte et approchée du potentiel hydrique du sol.

13.3 Conductance stomatique et photosynthèse foliaire

13.3.1 Mesures effectuées

Les mesures de conductance stomatique et de photosynthèse foliaire ont été réalisées au moyen d'une pince LiCOR 6200. Ce système et en particulier la possibilité de déterminer la conductance stomatique a été décrit par Welles (1986) et McDermitt (1990) (voir aussi la documentation technique de l'instrument). Il permet également la mesure du rayonnement PAR (Q_p) reçu par la feuille (pile quantum sensor Li-190), la mesure de la température T_f de la feuille au moyen d'un thermocouple qui se pique dans la feuille, et la mesure de l'humidité relative et de la température de l'air dans la chambre au moyen d'un hygromètre capacitif et d'un thermocouple. A partir des mesures de la conductance stomatique, des températures de l'air et de la feuille, de l'humidité relative de l'air et de la connaissance de la conductance dans la couche limite des feuilles, il est possible de déterminer le déficit de saturation à la surface des feuilles $D'_o = e_f^*(T_f) - e_f$ (voir paragraphe 8.1.3, remarque : $D_o = e_f^*(T_f) - e_a$). Dans la configuration que nous avons adoptée, la conductance de la couche limite s'élevait à 2.35 cm s^{-1} . Chaque jour de mesure, la calibration des différents capteurs et de l'analyseur de CO_2 était vérifiée à différentes reprises. La détermination de la conductance stomatique est relativement délicate et peut être entachée de nombreuses erreurs (McDermitt 1990). Lors de nos mesures, un suivi insuffisant de la qualité du desséchant utilisé a provoqué une forte dégradation de la qualité des données de conductance dans la première moitié de la période de mesure. De fait, on ne considérera ici que les données des 6 dernières journées. De ce jeu de données, nous avons exclu les données qui pouvaient avoir été faussées par la présence de rosée sur les feuilles (finalement il restait 800 mesures). Les données de potentiel foliaire ont été obtenues par interpolation linéaire entre les mesures qui ont été décrites précédemment.

Chaque mesure était effectuée sur une période correspondant à une décroissance de 5 ppm de la concentration en CO_2 dans la pince. Dans les périodes où la photosynthèse était faible cet intervalle a été réduit à 3 ppm. Lorsque l'éclairement était très faible, se traduisant par des conditions de respiration, les mesures ont été effectuées sur des périodes de 45 secondes. De façon à couvrir un maximum de situations environnementales, les mesures ont été réalisées tout au long des journées de mesures intensives, du lever du soleil jusqu'à son coucher, sur des feuilles pleinement développées choisies au hasard au sommet du couvert. Ainsi en jouant à la fois sur l'orientation des feuilles (éclairement), sur les évolutions journalières de l'éclairement, de la température et de l'humidité, et sur les variations des conditions météorologiques et hydriques d'un jour à l'autre, des gammes importantes des conditions environnementales ont pu être obtenues : figure 13.6. En particulier de très forts déficits de saturation au niveau des feuilles ont été observés. Ils correspondent à des jours de mistral très sec.

La figure 13.6 et le tableau 13.2 montrent qu'il n'a pas été possible de décorrélérer l'ensemble des variables qui nous intéressent, en particulier en ce qui concerne la température et le déficit de saturation.

	Q_p	T_f	ψ_f	D'_o
T_f	0.60	1.00		
ψ_f	-0.57	-0.51	1.00	
D'_o	0.48	0.91	-0.62	1.00

Tableau 13.2: Coefficients de corrélation entre les différentes variables environnementales.

13.3.2 Procédure de test des modèles

Modèles testés

Les modèles testés correspondent aux équations qui ont été présentés dans la partie modélisation (équations 8.2 à 8.11). Nous allons comparer différentes combinaisons des fonctions g qui ont été décrites (réponse exponentielle ou quadratique à l'éclairement, réponse logistique au potentiel hydrique des feuilles, réponse symétrique ou asymétrique à la température, réponse linéaire ou exponentielle au déficit de saturation). Selon les combinaisons, le modèle complet comporte 8 ou 9 paramètres. Par exemple pour la photosynthèse A_{fmin} , A_{fmax} , K_{par} , $\psi_{1/2}$, K_ψ , K_D , T_{opt} et K_T ou T_{opt} , T_{min} et T_{max} .

Méthode de détermination des paramètres

Dans ce travail, en raison du volume important des jeux de données et de la nature individuelle de chacune des données, il apparaît préférable d'utiliser une procédure d'ajustement non linéaire plutôt que des procédures d'analyse suivant les courbes enveloppes [*boundary line analysis* de Webb (1972) et Jarvis (1976)]. Celle que nous avons employée se base sur l'algorithme de Nelder et Mead (1965) [voir Dennis et Woods 1987] (fonction *fmins* du logiciel Matlab). Nous avons décidé de minimiser la fonction *MSEP* (Mean Squared Error of Prediction) qui correspond à la moyenne des carrés des écarts entre les mesures et les valeurs modélisées :

$$MSEP = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (g_{f,mes,i} - g_{f,calc}(x_i, \hat{p}))^2 \quad (13.2)$$

où N est le nombre d'individus dans l'échantillon sur lequel est effectuée la recherche des paramètres, $g_{f,mes,i}$ la valeur mesurée de la conductance stomatique (ou de la photosynthèse) et $g_{f,calc}(x_i, \hat{p})$ sa valeur modélisée pour le jeu de données environnementales x_i et le jeu de paramètres estimés \hat{p} .

Critère et procédure d'évaluation des modèles

Pour évaluer la qualité prédictive des modèles, et ainsi les comparer, nous nous sommes basé sur les méthodes présentées par Wallach et Goffinet (1989) et Wallach (1991). Le critère de test utilisé est la *MSEP* que nous venons de définir. Différentes procédures de test sont utilisables. Nous en avons retenu deux :

- le "data-splitting" qui consiste à séparer les données en deux groupes étant utilisés, l'un pour établir le modèle (recherche des paramètres \hat{p}), et l'autre pour son évaluation (calcul de la *MSEP* en utilisant les paramètres \hat{p} déterminés sur le premier jeu de données); cette procédure est asymétrique et pose le problème du choix des deux groupes;
- le "bootstrap" qui est une approche plus symétrique et qui considère un grand nombre de sous-échantillons de façon à établir et à évaluer le modèle sur l'ensemble des données; les paramètres \hat{p} du modèle sont recherchés sur la population totale; la qualité prédictive du modèle est évaluée en effectuant un grand nombre de "data-splitting" sur des sous-échantillons choisis aléatoirement dans la population totale. La procédure de détermination de la *MSEP* est décrite en détail par Wallach et Goffinet (1989).

	A_f	g_s
A_{fmax} ($\mu\text{mole de } CO_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)	36.4	
g_{smax} (cm s^{-1})		1.74
K_{par} ($\mu\text{mole de photon m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)	638	283
$\psi_{1/2}$ (MPa)	-2.01	-1.65
K_ψ (sans unité)	6.5	5
T_{opt} ($^\circ\text{C}$)	35.3	35.8
K_D (mbar)	79	66

Tableau 13.3: Valeurs des paramètres obtenues par ajustement des modèles aux données expérimentales (réponse exponentielle au PAR, réponse symétrique à la température, réponse linéaire au déficit de saturation D_o), pour K_T fixé à une valeur de 30°C .

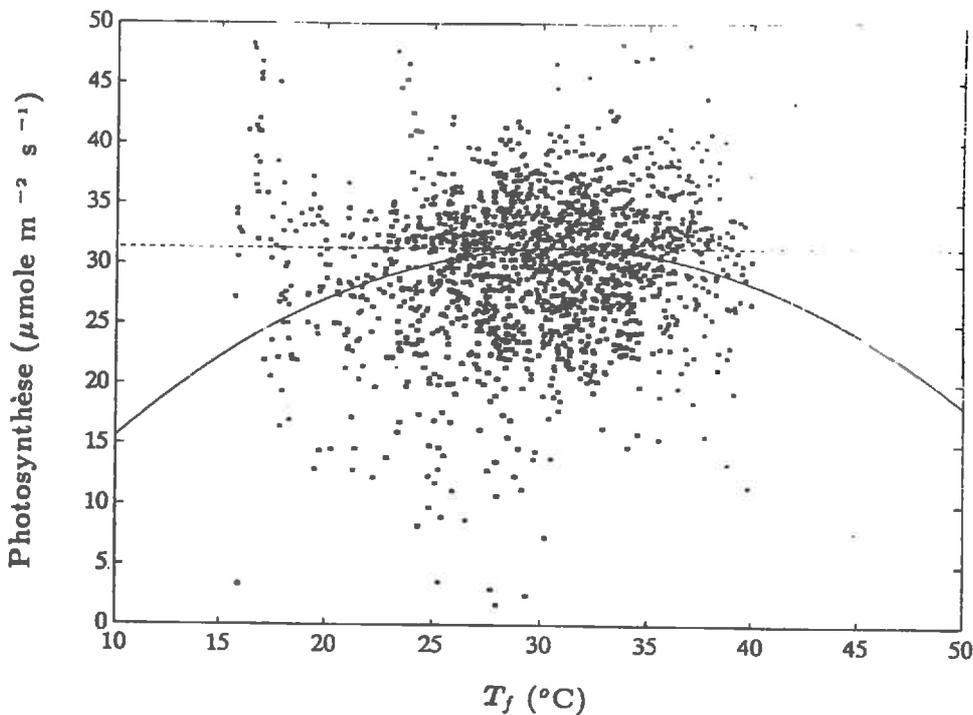


Figure 13.7: Photosynthèse des feuilles en fonction de leur température, après normalisation par rapport aux effets de l'éclaircement, du potentiel foliaire et du déficit de saturation. La courbe continue représente l'ajustement d'une fonction parabolique symétrique pour $K_T = 30^\circ\text{C}$ ($T_{opt} = 30.9^\circ\text{C}$). La courbe pointillée représente une fonction de réponse constante égale à A_{fmax} .

Pour effectuer le "data-splitting", les deux jeux de données ont été coupés en deux parts égales en réalisant un tirage aléatoire dans la population initiale (ce qui donne des sous échantillons de 400 données). La procédure de recherche des paramètres et de test des modèles a été effectuée simultanément sur les deux sous échantillons pour chaque jeu de données. Les "bootstraps" ont été réalisés en effectuant 500 ou 1000 sous échantillonnages successifs de 650 individus dans la population globale.

13.3.3 Résultats préliminaires

Cas de la respiration et de la conductance cuticulaire

De façon à réduire le nombre de paramètres, A_{fmin} et g_{smin} ont été déterminés indépendamment à partir des mesures effectuées pour un éclaircissement nul. Les valeurs moyennes se sont établies à $-1,06 \mu\text{mole de } CO_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ pour la photosynthèse et à $0,0002 \text{ m s}^{-1}$ pour la conductance.

Cas de la température

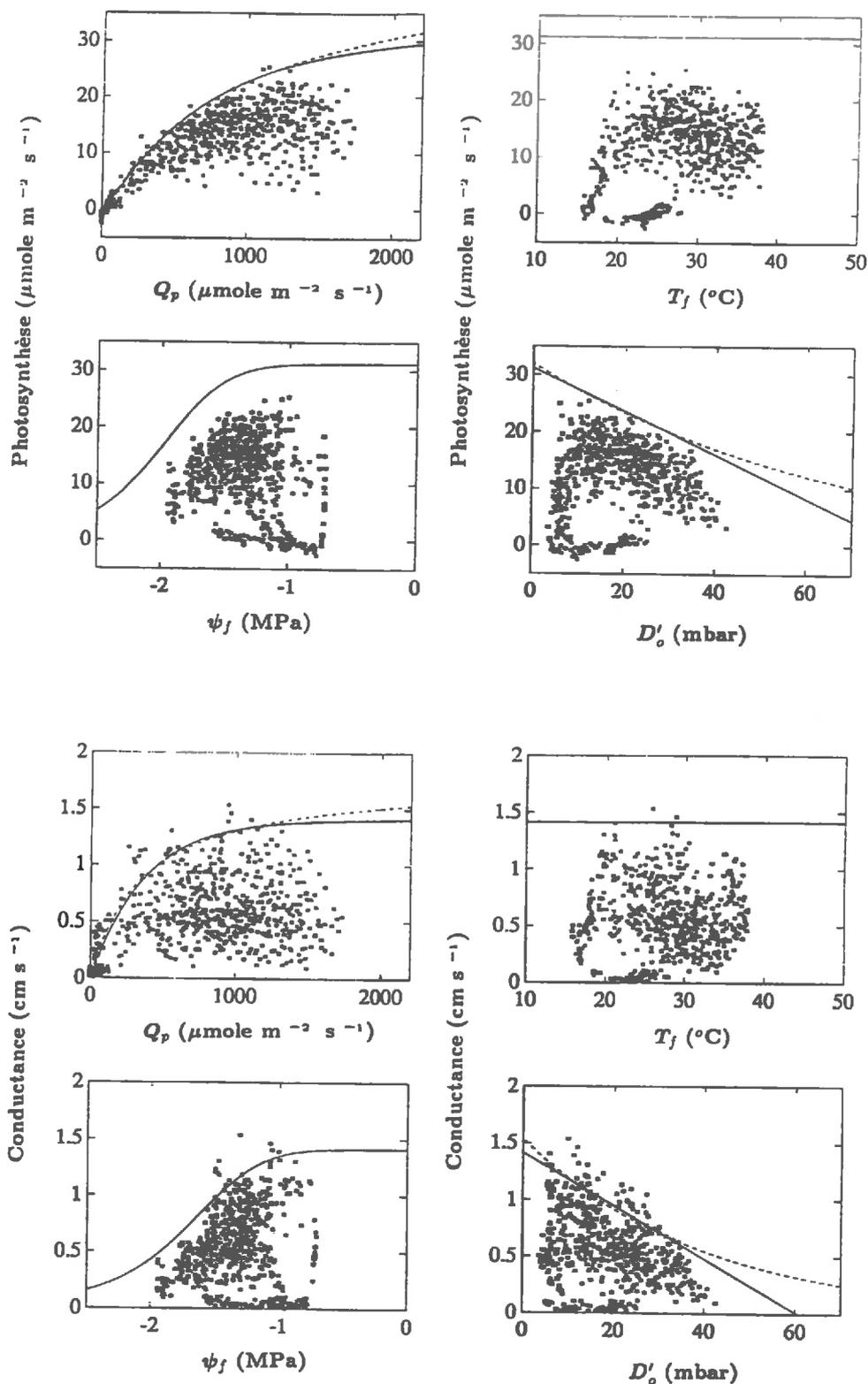
L'ajustement des modèles complets à 7 ou 8 paramètres (g_{smin} ou A_{fmin} étant fixé) ne converge pas ou fournit des valeurs incohérentes de K_T , T_{opt} , T_{min} et T_{max} . En fixant certains de ces paramètres à des valeurs données (par exemple $K_T = 25^\circ \text{ C}$, $T_{opt} = 30^\circ \text{ C}$ ou $T_{min} = 5^\circ \text{ C}$) les résultats obtenus n'ont pas été plus satisfaisants. Dans tous les cas cependant, les paramètres concernant les autres fonctions de réponse étaient assez stables (un exemple représentatif est fourni dans le tableau 13.3). La figure 13.7 établie en normalisant chaque donnée par rapport aux réponses à l'éclaircissement, au potentiel hydrique et au déficit de saturation, montre en effet que lorsque ces autres paramètres sont fixés, il ne semble pas possible de trouver une réponse à la température.

13.3.4 Résultats

En raison des difficultés pour réaliser les ajustements en tenant compte de la température, la suite des analyses a été réalisée en ne considérant que l'éclaircissement, le potentiel hydrique et le déficit de saturation. Le test a porté sur 4 types de modèle combinant les différentes formulations des courbes de réponse à l'éclaircissement et au déficit de saturation (pour le potentiel hydrique, une seule courbe de réponse est analysée) :

- modèle 101 : réponse exponentielle au rayonnement et réponse linéaire au déficit de saturation
- modèle 102 : réponse exponentielle au rayonnement et réponse exponentielle au déficit de saturation
- modèle 201 : réponse quadratique au rayonnement et réponse linéaire au déficit de saturation
- modèle 202 : réponse quadratique au rayonnement et réponse exponentielle au déficit de saturation

Les deux expressions du déficit de saturation D_o et D'_o ont également été comparées.



Figures 18.8 et 13.9 : Courbes de réponse de la photosynthèse foliaire (en haut) et de la conductance stomatique (en bas) à Q_p , T_f , ψ_f et D'_o . Les points représentent les mesures expérimentales. Les courbes représentent les fonctions g_a ou g_g obtenus par ajustement non linéaire du modèle complet. Pour Q_p : réponse exponentielle en trait continu, réponse quadratique en pointillé. Pour T_f : fonction de réponse constante. Pour ψ_f : réponse logistique. Pour D'_o : réponse linéaire en trait continu, réponse exponentielle en pointillé.

modèle	Echantillon 1				Echantillon 2			
	101	102	201	202	101	102	201	202
A_{fmax} ($\mu\text{mole de } CO_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)	33.1	33.8	49.7	50.9	30.1	30.8	44.3	45.5
K_{par} ($\mu\text{mole de photon m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)	811	808	1107	1104	707	708	933	937
$\psi_{1/2}$ (MPa)	-2.02	-1.99	-2.01	-1.99	-2.08	-2.05	-2.08	-2.05
K_ψ	7.3	7.9	7.4	8.0	6.7	7.2	6.6	7.1
K_D (mbar)	83	64	83	64	86	66	85	66
<i>MSEP</i>	4.26	4.37	4.39	4.50	4.15	4.26	4.28	4.39

Tableau 13.4: Valeurs des paramètres et de la *MSEP* obtenues par ajustement des modèles de photosynthèse aux données expérimentales par la procédure du "data-splitting" sur deux sous-échantillons de 400 données chacun. Le déficit de saturation est ici donné par D'_o .

modèle	Echantillon 1				Echantillon 2			
	101	102	201	202	101	102	201	202
g_{smax} (cm s^{-1})	1.45	1.60	1.86	2.06	1.41	1.51	1.76	1.9
K_{par} ($\mu\text{mole de photon m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)	410	432	413	444	359	374	338	35
$\psi_{1/2}$ (MPa)	-1.72	-1.72	-1.72	-1.72	-1.72	-1.74	-1.72	-1.7
K_ψ	6.3	6.8	6.4	6.9	4.9	5.3	5.0	5.4
K_D (mbar)	59	37	58	37	62	40	62	40
<i>MSEP</i> * 100	2.63	2.63	2.63	2.62	2.59	2.58	2.58	2.5

Tableau 13.5: Valeurs des paramètres et de la *MSEP* obtenues par ajustement des modèles de conductance stomatique aux données expérimentales par la procédure du "data-splitting" sur deux sous-échantillons de 400 données chacun. Le déficit de saturation est ici exprimé par D'_o .

modèle	101	102	201	202
A_{fmax}	31.2	32.0	46.4	47.6
K_{par}	748	748	1002	1003
$\psi_{1/2}$	-2.05	-2.02	-2.04	-2.01
K_ψ	7.1	7.6	7.1	7.6
K_D	85	66	84	65
<i>MSEP</i>	3.92	4.03	4.01	4.12

Tableau 13.6: Valeurs des paramètres et de la *MSEP* obtenues par ajustement des modèles de photosynthèse aux données expérimentales par la procédure du "bootstrap" sur 500 sous-échantillons de 650 individus chacun. Le déficit de saturation est ici exprimé par D'_o .

modèle	101	102	201	202
g_{smax}	1.41	1.54	1.79	1.95
K_{par}	379	397	368	392
$\psi_{1/2}$	-1.73	-1.73	-1.72	-1.73
K_ψ	5.6	6.1	5.7	6.2
K_D	61	39	60	39
<i>MSEP</i> * 100	2.62	2.61	2.59	2.59

Tableau 13.7: Valeurs des paramètres et de la *MSEP* obtenues par ajustement des modèles de conductance stomatique aux données expérimentales par la procédure du "bootstrap" sur 500 sous-échantillons de 650 données chacun. Le déficit de saturation est ici exprimé par D'_o .

modèle	101	102	201	202
A_{fmax}	30.9	31.5	46.1	46.9
K_{par}	743	740	998	994
$\psi_{1/2}$	-1.96	-1.95	-1.96	-1.95
K_ψ	7.5	7.7	7.5	7.7
K_D	114	91	113	90
$MSEP$	4.67	4.74	4.77	4.85

Tableau 13.8: Valeurs des paramètres et de la $MSEP$ obtenues par ajustement des modèles de photosynthèse aux données expérimentales par la procédure du "bootstrap" sur 500 sous-échantillons de 650 individus chacuns. Le déficit de saturation est ici exprimé par D_o .

modèle	101	102	201	202
g_{smax}				
		(cm s^{-1})		
	1.37	1.45	1.75	1.85
K_{par}				
		($\mu\text{mole de photon m}^{-2} \text{s}^{-1}$)		
	371	381	365	378
$\psi_{1/2}$				
		(MPa)		
	-1.66	-1.67	-1.66	-1.67
K_ψ				
	5.8	6.0	5.9	6.1
K_D				
		(mbar)		
	87	61	86	61
$MSEP * 100$	3.09	3.09	3.07	3.08

Tableau 13.9: Valeurs des paramètres et de la $MSEP$ obtenues par ajustement des modèles de conductance stomatique aux données expérimentales par la procédure du "bootstrap" sur 500 sous-échantillons de 650 données chacuns. Le déficit de saturation est ici exprimé par D_o .

Valeurs des paramètres

Les résultats des analyses par "data-splitting" et par "bootstrap" sont donnés dans les tableaux 13.4 et 13.5 ("data-splitting") et les tableaux 13.6 et 13.7 ("bootstrap"). Les valeurs des paramètres obtenus suivant les deux méthodes peuvent être assez différentes. Dans le cas du "data-splitting", les valeurs diffèrent nettement d'un échantillon à l'autre. Les valeurs de paramètres obtenues sont en bon accord avec les résultats de la bibliographie qui sont présentés dans les tableaux 13.10 et 13.11, et qui ont souvent été obtenus dans des conditions environnementales plus limitées et parfois contrôlées. Pour la conductance stomatique, les résultats sont également en bon accord avec ceux qui ont été obtenus indépendamment au moyen d'un poromètre classique. Des courbes de réponses caractéristiques pour chacune des variables analysées sont présentées sur les figures 13.8 et 13.9. Sur ces figures, la majorité des points expérimentaux se situent en dessous des courbes de réponse aux variables environnementales. En fait, chacun des points subit les effets de chacune des variables, alors que chacune des courbes ne représente que les effets d'une seule des variables (les autres étant considérées comme non limitantes : $g = 1$).

Performances et comparaisons des modèles

Les valeurs de *MSEP* calculées pour les différents modèles traduisent la dispersion relativement importante des résultats. Cette dispersion est également bien visible sur les figures 13.10 et 13.11 où sont comparés les résultats des modèles par rapport aux valeurs mesurées qui ont servi à les établir. La dispersion est surtout importante pour les valeurs se situant dans des gammes moyennes de photosynthèse et de conductance stomatique. Elle est manifestement plus forte pour la conductance stomatique que pour la photosynthèse. On observe une légère tendance des modèles à sous estimer les valeurs les plus fortes de conductance ou de photosynthèse, alors que les valeurs moyennes semblent être plutôt surestimées.

La variabilité à laquelle les résultats sont soumis rend illusoire la comparaison des différents modèles entre eux. Les différences entre les *MSEP* des divers modèles sont toujours très inférieures aux racines carrées des variances de ces différences (calculées selon Wallach et Goffinet 1989). Par exemple pour la photosynthèse, ces variances valent entre 110 et 130 pour des différences de *MSEP* de l'ordre de 0.05. Dans ces conditions d'autres critères que des critères purements statistiques doivent être invoqués pour effectuer la comparaison des modèles. Premièrement on peut se baser sur des critères de simplicité. Suivant de tels critères, on préférera la forme linéaire de la courbe de réponse au déficit de saturation plutôt qu'une forme exponentielle. D'autres critères se basent sur la signification des paramètres. En particulier les paramètres fixant la valeur maximale de la photosynthèse ou de la conductance stomatique (A_{fmax} et g_{smax}) sont très différents selon que l'on emploie des formes de réponse à l'éclairement quadratiques ou exponentielles. Les modèles quadratiques conduisent à des valeurs maximales très élevées qui se traduisent par des saturations aux forts éclaircissements qui interviennent lentement (valeur des paramètres K_{par}). Cette constatation avait conduit certains auteurs à proposer des modèles qui saturent plus rapidement comme le modèle exponentiel (Peat 1970, Littleton 1971). Ce modèle exponentiel est *a priori* plus satisfaisant. Cependant les figures 13.8 et 13.9 ne mettent pas en évidence des différences très marquées entre les deux formulations dans la gamme de nos mesures d'éclairement (sauf en ce qui concerne les plus forts éclaircissements approchant $2000 \mu\text{mole de photon m}^{-2} \text{s}^{-1}$). Finalement, les modèles combinant une réponse exponentielle à l'éclairement et une réponse linéaire au déficit de saturation apparaissent donc les plus intéressants. On remarquera qu'ils sont généralement ceux qui fournissent les *MSEP* les plus faibles. En ce qui concerne l'expression du déficit de saturation et malgré la variabilité, les meilleurs résultats sont obtenus en utilisant le déficit de saturation à la surface des feuilles D'_o plutôt que le déficit de saturation entre la surface et l'air environnant D_o (voir paragraphe 8.1.3 et tableaux 13.8 et 13.9).

Conductance stomatique			
valeurs maximales	Boyer (1970)	0,005 m s ⁻¹	deux variétés
	Turner <i>et al.</i> (1978)	0,015 m.s ⁻¹	
		0,018 m.s ⁻¹	
	Carlson <i>et al.</i> (1979)	0,005 m.s ⁻¹	selon l'age
	Meyer et Green (1981)	0,013 m.s ⁻¹	
		0,004 m.s ⁻¹	
	Baldocchi <i>et al.</i> (1983)	0,017 m.s ⁻¹	
	Zur <i>et al.</i> (1983)	0,005 m.s ⁻¹	
	Baldocchi <i>et al.</i> (1985)	0,023 m.s ⁻¹	
Jagtap et Jones (1986)	0,018 m.s ⁻¹		
valeurs minimales	Boyer (1970)	0,00053 m.s ⁻¹	
	Carlson <i>et al.</i> (1979)	0,0005 m.s ⁻¹	
	Sinclair et Ludlow (1986)	0,00012 m.s ⁻¹	
		0,00017 m.s ⁻¹	
K_{par}	Jagtap et Jones (1986)	472 $\mu\text{mole de photon s}^{-1} \text{ m}^{-2}$	ajustement exponentiel
$\psi_{1/2}$	Turner <i>et al.</i> (1978)	-1,6 MPa	
		-1,7 MPa	
	Carlson <i>et al.</i> (1979)	-1,4 MPa	
		-1,7 MPa	
		-2,0 MPa	
ψ_c	Boyer (1970)	-1,1 MPa	
	Davies (1977)	-1,0 MPa	
		-2,0 MPa	
	Turner <i>et al.</i> (1978)	-1,5 MPa	
	Carlson <i>et al.</i> (1979)	-1,1 MPa	
		-1,6 MPa	
		-1,8 MPa	
	Meyer et Green (1981)	-1,0 MPa	
		-1,2 MPa	
	Zur <i>et al.</i> (1983)	-1,5 MPa	
Baldocchi <i>et al.</i> (1985)	-1,1 MPa		
K_D pour D'_o	Choudhury et Monteith (1986)	7,2 kPa	<i>Phaseolus vulg.</i>
		5,4 kPa	<i>Vigna luteol</i>

Tableau 13.10: Valeurs de paramètres des modèles de conductance stomatique relevées dans la bibliographie pour le Soja. Remarque le paramètre ψ_c correspond à la valeur du potentiel hydrique pour laquelle la conductance stomatique (ou la résistance) commence à diminuer (à augmenter). Pour $\psi_c = -1,1$ MPa et $\psi_{1/2} = -1,5$ MPa, la meilleure valeur de K_ψ est de l'ordre de 7 à 10 (d'après les données de Boyer (1970) et de Carlson *et al.* (1979)). Pour les données de Turner *et al.* (1978), il faut prendre une valeur beaucoup plus élevée.

Photosynthèse foliaire			
Valeur maximale	Valle <i>et al.</i> (1985)	37,9 $\mu\text{mole de CO}_2 \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-2}$	ajustement quadr.
	Frederick <i>et al.</i> (1989)	26 $\mu\text{mole de CO}_2 \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-2}$	
Valeur minimale	Valle <i>et al.</i> (1985)	-1,9 $\mu\text{mole de CO}_2 \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-2}$	ajustement quadr.
K_{par}	Valle <i>et al.</i> (1985)	726 $\mu\text{mole de photon s}^{-1} \text{ m}^{-2}$	ajustement quadratique
$\psi_{1/2}$	Boyer (1970)	-1,6 Mpa	
	Turner <i>et al.</i> (1978)	-1,9 MPa	
		-2,0 MPa	
ψ_c	Boyer (1970)	-1,1 Mpa	
	Turner <i>et al.</i> (1978)	-1,6 MPa	

Tableau 13.11: Valeurs de paramètres des modèles de photosynthèse foliaire relevées dans la bibliographie pour le Soja. Remarque le paramètre ψ_c correspond à la valeur du potentiel hydrique pour laquelle la photosynthèse commence à diminuer.

13.3.5 Discussion

L'ensemble des résultats que nous avons obtenus sont en accord avec la bibliographie, aussi bien en ce qui concerne les valeurs des paramètres (tableaux 13.10 et 13.11), qu'en ce qui concerne les problèmes rencontrés :

- difficulté pour mettre en évidence une réponse à la température (Kaufmann 1982, Knapp 1985, Massman et Kaufmann 1991);
- dispersion des résultats ne permettant pas de discriminer des modèles de formes différentes en particulier pour la réponse au déficit de saturation (Winkel et Rambal 1990, Massman et Kaufmann 1991).

Plusieurs facteurs sont certainement responsables de ces problèmes. Certains sont liés à la structure des données. Ils permettent en particulier d'expliquer la non mise en évidence des effets de la température. D'une part, il existe une très forte corrélation entre la température des feuilles et le déficit de saturation, et d'autre part, l'intervalle de variation de la température est relativement limité (15 à 40°C). La plage optimale de température pour le fonctionnement foliaire étant souvent large dans les conditions naturelles, il est difficile d'en faire apparaître les limites sur un intervalle de température peu étendu comme le nôtre (Massman 1982, Knapp 1985). Les effets de la température, n'étant que de second ordre, deviennent inséparables de ceux de l'humidité de l'air qui ont un rôle prépondérant (Jones 1983, Massman et Kaufmann 1991). D'autres facteurs sont liés à :

- la non prise en compte de certains facteurs de variation de la photosynthèse et de la conductance, comme des facteurs physiologiques se traduisant par des évolutions à long terme : âge, stades phénologiques, acclimatations aux déficits hydriques;
- les interactions probables entre les différentes variables qui ne sont pas non plus prises en compte;
- des raisons expérimentales : mesures effectuées dans un intervalle d'une vingtaine de jours; mesures du potentiel hydrique réalisées sur des feuilles autres que celles sur lesquelles étaient mesurées la photosynthèse et la conductance, et à un pas de temps différent.

Les résultats que nous avons obtenus sont cependant satisfaisants en particulier lorsque l'on se réfère aux valeurs des paramètres. De plus, l'accord général des modèles aux données est malgré tout assez bon.

Par ailleurs, et sur un plan plus méthodologique, on pourra tirer des enseignements sur les différentes procédures de recherche des paramètres qui ont été employées :

- le "data-splitting" ne permet pas d'établir le modèle sur l'ensemble des données disponibles puisqu'une partie en est réservée pour tester le modèle; cela peut se traduire par des paramètres différents de ceux qui seraient obtenus sur la population globale (cas du "bootstrap"); de plus les paramètres peuvent varier selon le choix de la partition des données;
- si le "bootstrap" remédie aux problèmes précédents, il nécessite cependant des temps de calcul importants, qui peuvent être disproportionnés par rapport aux résultats obtenus;
- par contre, le "bootstrap" peut se révéler très utile en permettant d'établir des distributions statistiques des paramètres recherchés; par exemple, il serait possible d'analyser la variabilité des paramètres en effectuant des "bootstraps" sur des échantillons de taille réaliste au sein d'une population originale de taille importante; ces distributions pourraient également être utilisées comme point de départ à des simulations stochastiques ou à des études de sensibilité (de la photosynthèse ou de la transpiration d'un couvert).

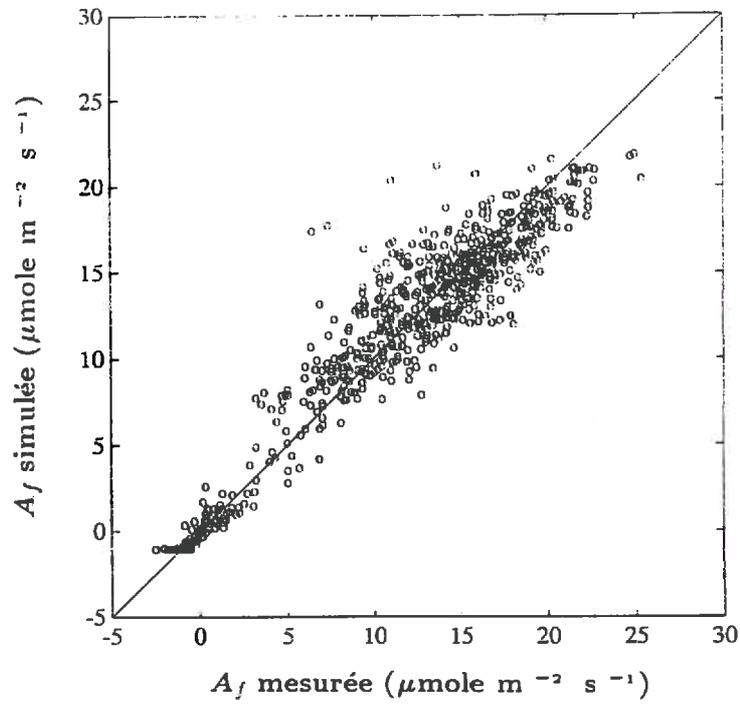


Figure 13.10: Comparaison des valeurs modélisées par rapport aux valeurs mesurées de la photosynthèse foliaire (modèle 101).

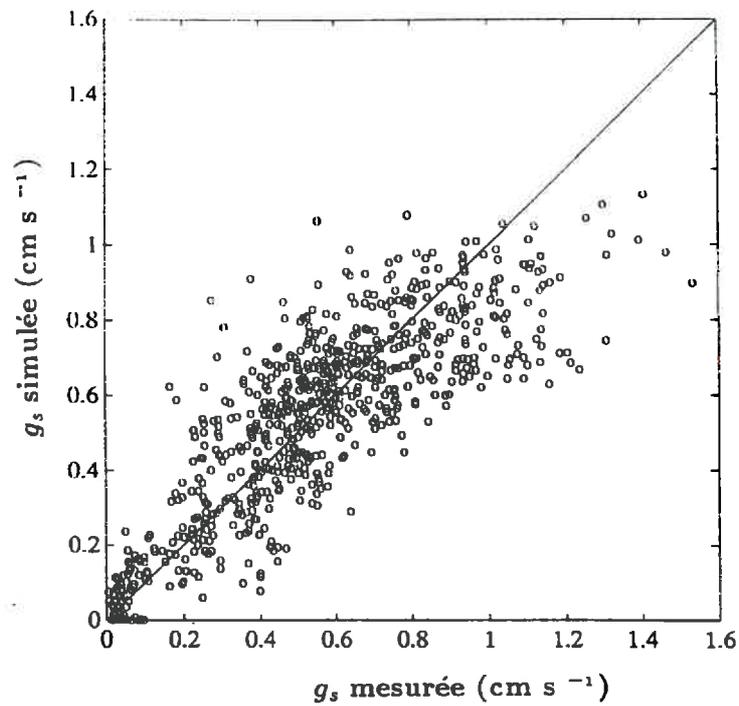


Figure 13.11: Comparaison des valeurs modélisées par rapport aux valeurs mesurées de la conductance stomatique (modèle 101).

13.3.6 Comparaison des comportements photosynthétiques et stomatiques

Nos données permettent de comparer le fonctionnement photosynthétique et le fonctionnement stomatique en réponse aux variations d'éclairement, de potentiel hydrique foliaire et de déficit de saturation. Une première constatation indique que la conductance stomatique répond plus rapidement à ces variations que la photosynthèse. Les paramètres K_{par} , $\psi_{1/2}$ et K_D sont plus faibles pour la conductance stomatique. Cela est bien visible lorsque l'on compare la forme des fonctions de réponse g entre les figures 13.8 et 13.9. On remarquera également que la saturation de la photosynthèse est peut être moins rapide ici que ne peuvent le laisser penser beaucoup de résultats bibliographiques pour les plantes en C_3 . Il ne faut pas perdre de vue que dans nombres de travaux, des saturations plus rapides de la photosynthèse peuvent être dues aux effets d'autres variables comme le déficit de saturation ou le potentiel hydrique. Ces variables peuvent devenir limitantes quand le niveau d'énergie reçue par les feuilles devient important. L'analyse des réponses de la photosynthèse à l'éclairement, pour une journée particulière et sans prendre en compte les effets d'autres variables, peut montrer des comportements fréquemment décrits (Marshall et Biscoe 1980a et b par exemple) comme une saturation rapide précédée par une augmentation linéaire de la photosynthèse avec l'éclairement.

La combinaison des réponses différentes de la photosynthèse et de la conductance stomatique est particulièrement intéressante. La figure 13.12 illustre les relations entre la photosynthèse et la conductance stomatique des feuilles que l'on peut alors obtenir par calcul, en utilisant les courbes de réponse que l'on vient de déterminer :

- des courbes convexes correspondant à des simulations à éclairement constant et à potentiel hydrique variable : la diminution du potentiel hydrique provoque une baisse plus rapide de la conductance stomatique que de la photosynthèse;
- des courbes concaves correspondant à des simulations à potentiel hydrique constant et à éclairement variable : l'augmentation de l'éclairement provoque une saturation plus rapide de la conductance stomatique que de la photosynthèse.

Ces relations non linéaires ont différentes implications à un niveau physiologique.

- Les relations à éclairement constant correspondent bien à celles que l'on rencontre dans la littérature, et qui ont été généralement obtenues dans des conditions de saturation lumineuse (par exemple Henson *et al.* 1989a, Bethenod et Tardieu 1990 ou Bethenod et Daudet 1992). Ces relations sont caractéristiques des effets directs de la conductance stomatique sur la photosynthèse, lorsque l'ouverture stomatique est limitée, à relativement court terme, par un stress de type hydrique par exemple. Ces régulations peuvent s'expliquer au moyen d'une analyse Offre-Demande comme celle qui est présentée par Bethenod et Daudet (1992) : figure 13.13. *La photosynthèse nette A_f observée pour une concentration en CO_2 dans les espaces intracellulaires (C_i) donnée correspond à l'intersection entre une fonction d'offre qui représente le flux de CO_2 qui peut entrer dans la feuille par les stomates et une fonction de demande (indépendante du degré d'ouverture stomatique), qui représente l'aptitude photosynthétique actuelle de la feuille (Jones 1973, Farquhar et Sharkey 1982)... Cette fonction de demande varie selon les types métaboliques, C_3 ou C_4 , et dépend des facteurs externes (lumière, température, déficit de saturation de l'air), ou internes (stades physiologique, état hydrique, ...). L'augmentation de la conductance stomatique entraîne une augmentation de la fonction d'offre. On peut alors atteindre des niveaux de C_i pour lesquels la fonction de demande et donc la photosynthèse saturent.*

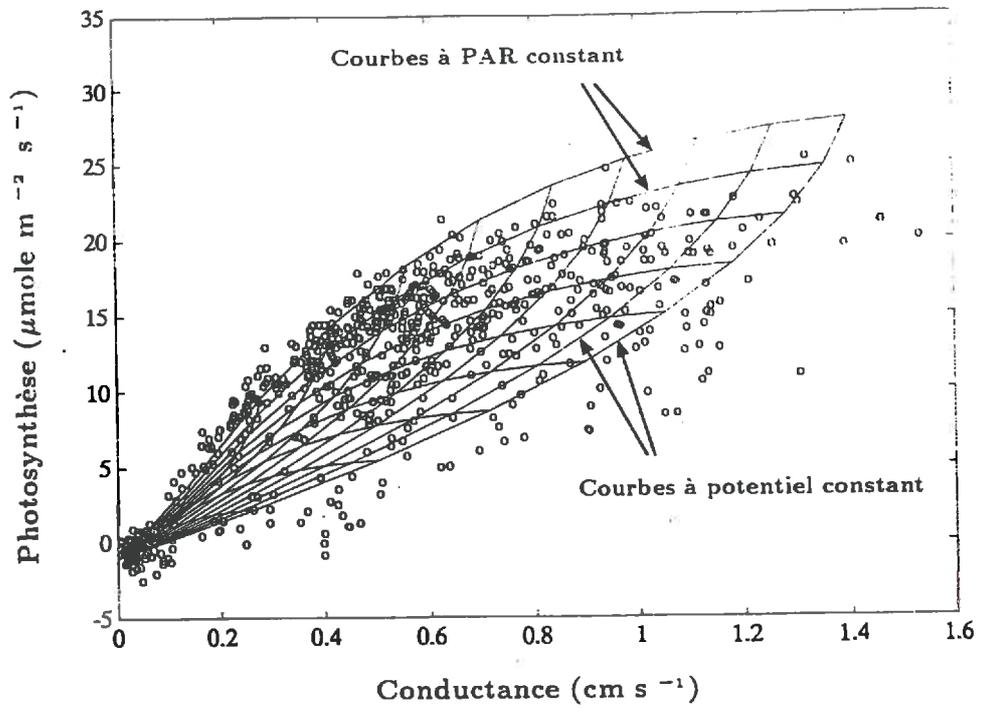


Figure 13.12: Relations entre la conductance stomatique et la photosynthèse foliaire. Les points représentent les mesures, et les courbes les relations calculées à potentiel ou à éclairement constant.

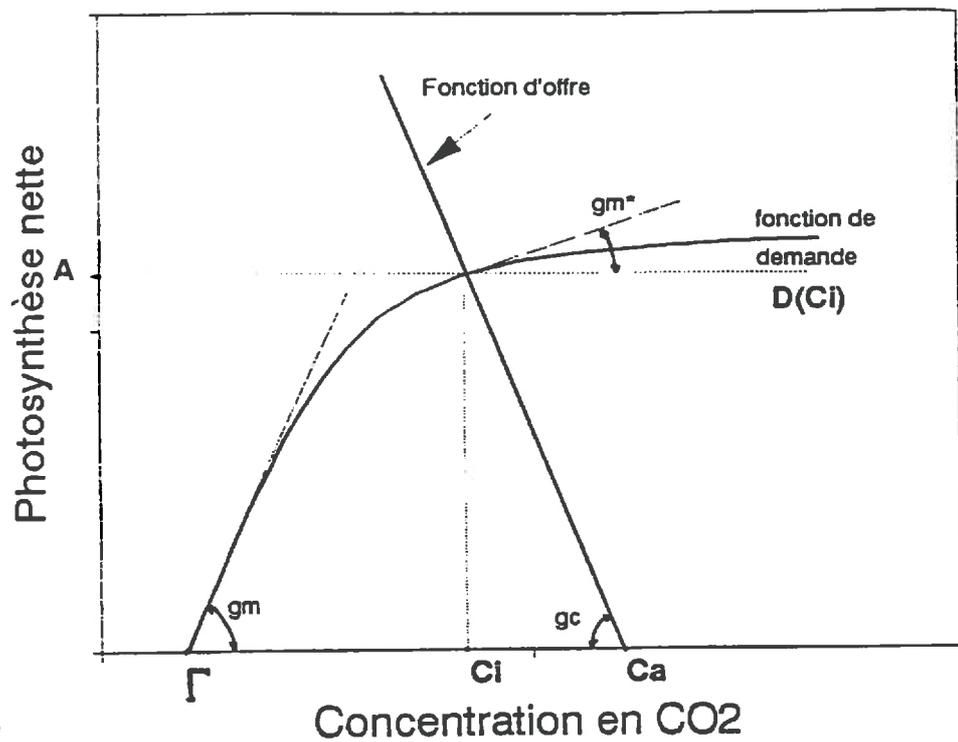


Figure 13.13: Analyse offre-demande (voir Bethenod et Daudet 1992).

- Les relations à potentiel hydrique constant peuvent s'expliquer différemment. L'augmentation de l'éclairement provoque des modifications de la fonction de demande et une augmentation de la photosynthèse. Dans le même temps, une augmentation de la conductance stomatique permet un ajustement de la fonction d'offre à la fonction de demande. Ce type de régulation peut se traduire par des relations linéaires entre la conductance stomatique et la photosynthèse foliaire comme celle qui ont été présentées par Wong *et al.* (1979). Ces relations s'opposent à celles qui ont été décrites par Benecke *et al.* (1981, figure 7.8 dans Schulze et Hall 1982). Elles présentent un aspect convexe et semble-t-il une limitation de la photosynthèse par la conductance stomatique aux faibles éclaircements. Dans notre cas par contre, les relations concaves obtenues, semblent indiquer un ajustement anticipatoire de l'offre par rapport à la demande, et une limitation de la photosynthèse liée à des facteurs non stomatiques.

Partie IV

VALIDATION ET DISCUSSION DU FONCTIONNEMENT DU MODELE

Introduction

Les données acquises au cours des expérimentations ont été utilisées pour valider le modèle. Ces validations ont porté sur différentes variables de sortie et vont faire l'objet des prochains paragraphes :

- transferts radiatifs : albédo et transmission des rayonnements.
- bilan d'énergie : rayonnement net, flux de chaleur sensible, flux de chaleur latente.
- photosynthèse du couvert.
- mesures de télédétection : température de brillance, réflectances spectrales.

Elles ont été réalisées en utilisant les données suivantes :

Paramètres et relations :

- pour la résistance de surface du sol (équation correspondant aux valeurs maximales de résistance) :

$$r_{ss} = 1,439 \cdot 10^5 (\theta_{sat} - \theta_{0-5})^{3.14} \quad (13.3)$$

- pour la conductance stomatique : $g_{smax} = 0,015 \text{ m s}^{-1}$, $g_{smin} = 0,0001 \text{ m s}^{-1}$, réponse exponentielle au PAR, $K_{par} = 380 \text{ } \mu\text{mole de photon m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, $\psi_{1/2} = -1.7 \text{ MPa}$, $K_\psi = 6$, $g_s(T_f) = 1$, réponse linéaire au déficit de saturation D'_o , $K_D = 70 \text{ mbar}$.
- pour la photosynthèse foliaire : $A_{fmax} = 31,2 \text{ } \mu\text{mole de CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, $A_{fmin} = -1.06 \text{ } \mu\text{mole de CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, réponse exponentielle au PAR, $K_{par} = 750 \text{ } \mu\text{mole de photon m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, $\psi_{1/2} = -2.05 \text{ MPa}$, $K_\psi = 7$, $g_s(T_f) = 1$, réponse linéaire au déficit de saturation D'_o , $K_D = 80 \text{ mbar}$.
- propriétés optiques du sol (voir chapitre 6) et des feuilles (mesurées).
- pour les propriétés aérodynamiques, la hauteur de la sous-couche de rugosité z_* a été fixée à 3 fois la hauteur du couvert. η a été estimé linéairement en fonction du LAI entre 0 ($LAI = 0$) et 1 ($LAI = 3$). Le coefficient de traînée des feuilles C_d a été pris égal à 0,1.
- au pas de temps journalier : indice foliaire, hauteur du couvert, paramètres de distribution des angles foliaires, potentiel hydrique du sol dans la zone racinaire (déterminé à partir des potentiels de base), humidité du sol dans la couche 0-5 cm, conductance hydraulique des plantes (valeur déterminée à 14 heure).

Variables d'entrée :

- au pas de temps horaire : rayonnement global, fraction de rayonnement diffus, température et humidité de l'air au niveau de référence atmosphérique, vitesse du vent à ce même niveau, flux de chaleur dans le sol.

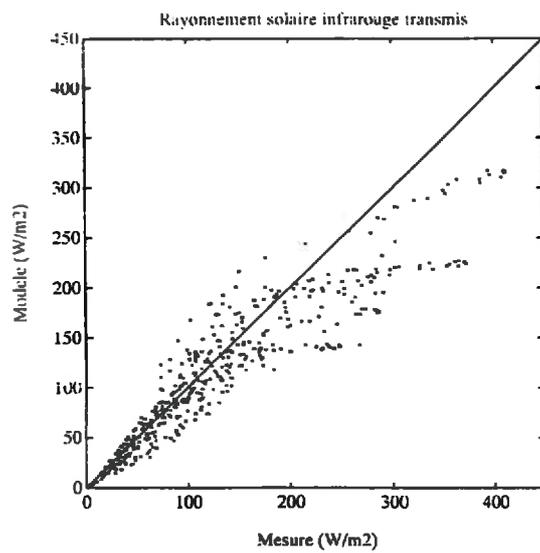
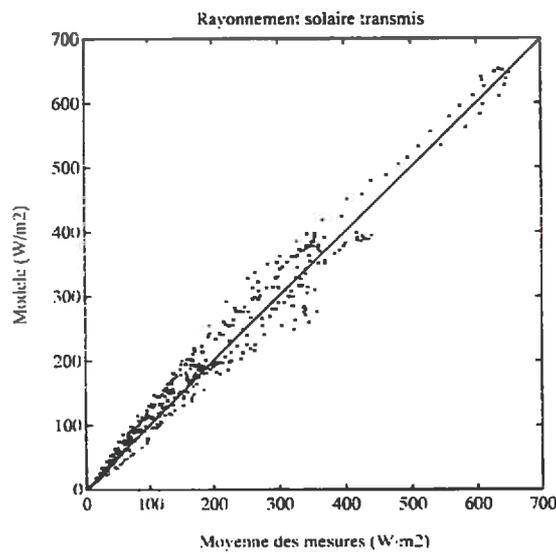
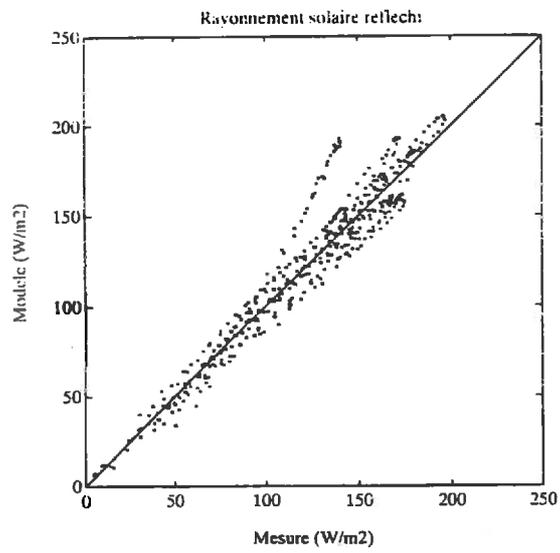


Figure 14.14: Comparaison des valeurs mesurées et simulées du rayonnement solaire global réfléchi et transmis et du rayonnement solaire infrarouge transmis, pour 15 journées réparties sur l'ensemble de la saison.

Chapitre 14

Validations

14.1 Transferts radiatifs

Des exemples significatifs de simulations de l'albédo et des rayonnements transmis (rayonnement solaire global $R_{c\lambda}$ et infrarouge solaire) sont présentés sur les figures 14.1 à 14.3 pour différentes journées, et donc différents développements foliaires et différents états hydriques du sol et de la végétation :

- jour 211 : avec un LAI estimé de 0,6; une humidité de surface θ_{0-5} mesurée de 0,22 et un ciel clair.
- jour 229 : avec un LAI estimé de 3,4; une humidité de surface θ_{0-5} mesurée de 0,18, et un ciel clair.
- jour 243 : avec un LAI estimé de 3,7; une humidité de surface θ_{0-5} mesurée de 0,28 (le lendemain d'une pluie), et des passages nuageux en milieu de journée.

Les paramètres μ et ν des distributions d'inclinaison foliaire ont été choisis à partir des mesures réalisées dans les conditions les plus proches. Lorsque cela n'était *a priori* pas possible, ils ont été choisis en considérant des ports sphériques ou planophiles en fonction des observations visuelles. Dans les simulations, les variations de structure au cours de la journée n'ont pas été introduites.

Les simulations d'albédo et de transmission du rayonnement global sont de bonne qualité en règle générale. Les exemples présentés montrent en effet une assez bonne restitution des évolutions de l'albédo et des rayonnements transmis. Ce bon comportement est confirmé par les résultats globaux des figures 14.14, et des $RMSE$ de 13 W m^{-2} pour le rayonnement réfléchi et de 24 W m^{-2} pour le rayonnement transmis (40 W m^{-2} pour le rayonnement transmis dans l'infrarouge).

L'analyse du détail des simulations fait apparaître certains comportements.

- L'évolution de l'albédo le jour 211 traduit les variations d'humidité superficielle et donc de couleur du sol au cours de la journée : en se desséchant, le sol devient en effet plus réfléchissant (voir Idso *et al.* 1975). Des simulations pour des humidités plus fortes et plus faibles (sol "spectralement" sec) sont présentées sur la figure 14.1. L'unique mesure d'humidité journalière n'est donc pas toujours suffisante pour décrire le comportement de l'albédo et de l'humidité du sol en cours de dessèchement (voir Chanzy 1991).
- Des simulations de l'albédo et du rayonnement réfléchi pour des structures différentes montrent que les variations du port foliaire au cours de la journée semblent avoir de légers effets. Elles se marquent par des dissymétries entre les mesures d'albédo du matin et du soir, ainsi que par un comportement souvent plus érigé en milieu de journée (jour 229).

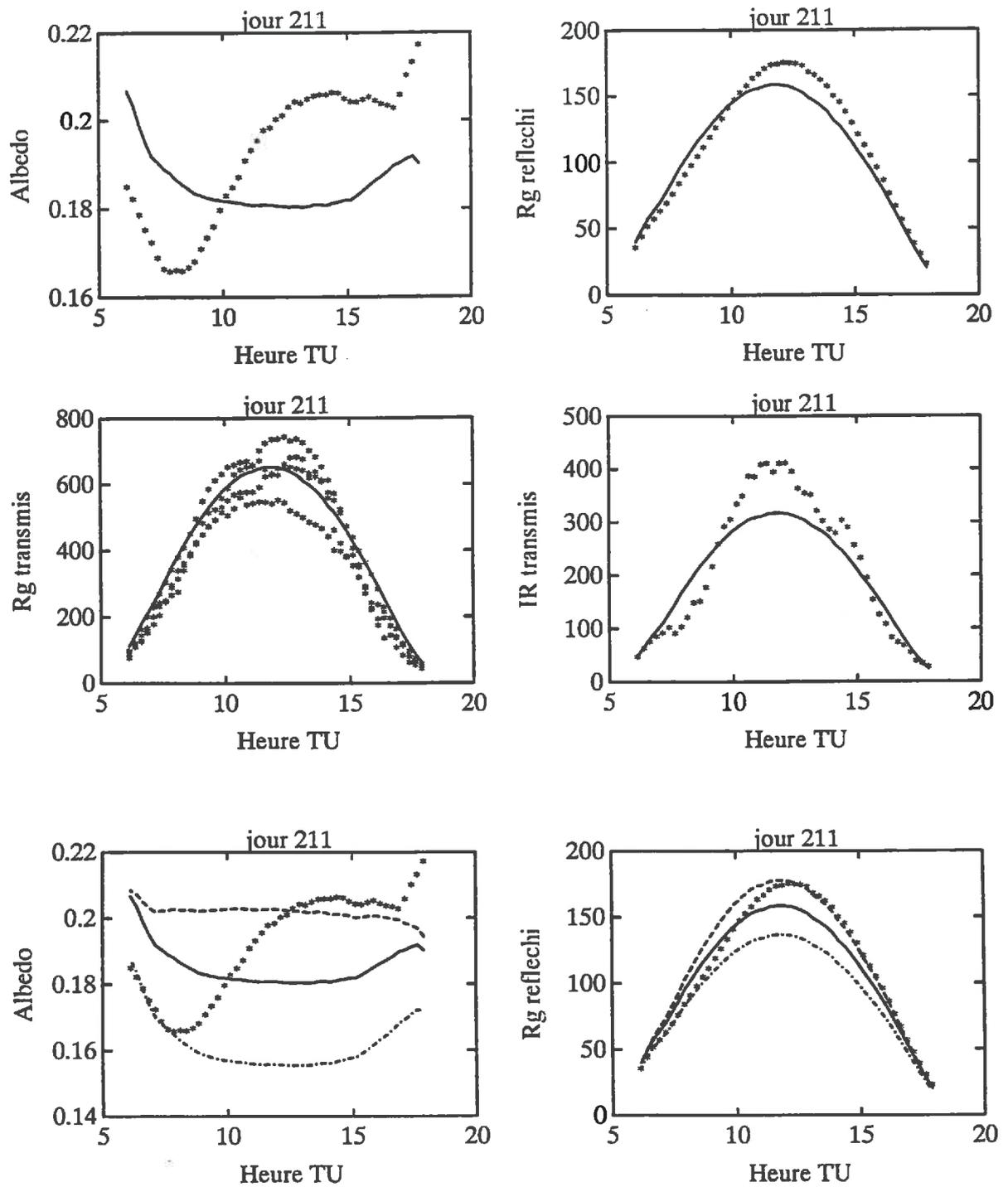


Figure 14.1: Comparaison des simulations (courbes) de l'albedo, du rayonnement solaire global réfléchi et transmis et du rayonnement solaire infrarouge transmis, aux mesures effectuées (étoiles). Jour 211, $LAI = 0,6$; $\theta_{0-5} = 0,23$; $\mu = 2,5$ et $\nu = 2,2$. Sur les deux figures du bas sont également présentées des simulations pour des humidités θ_{0-5} de 0,20 (tirets) et de 0,27 (tirets-points).

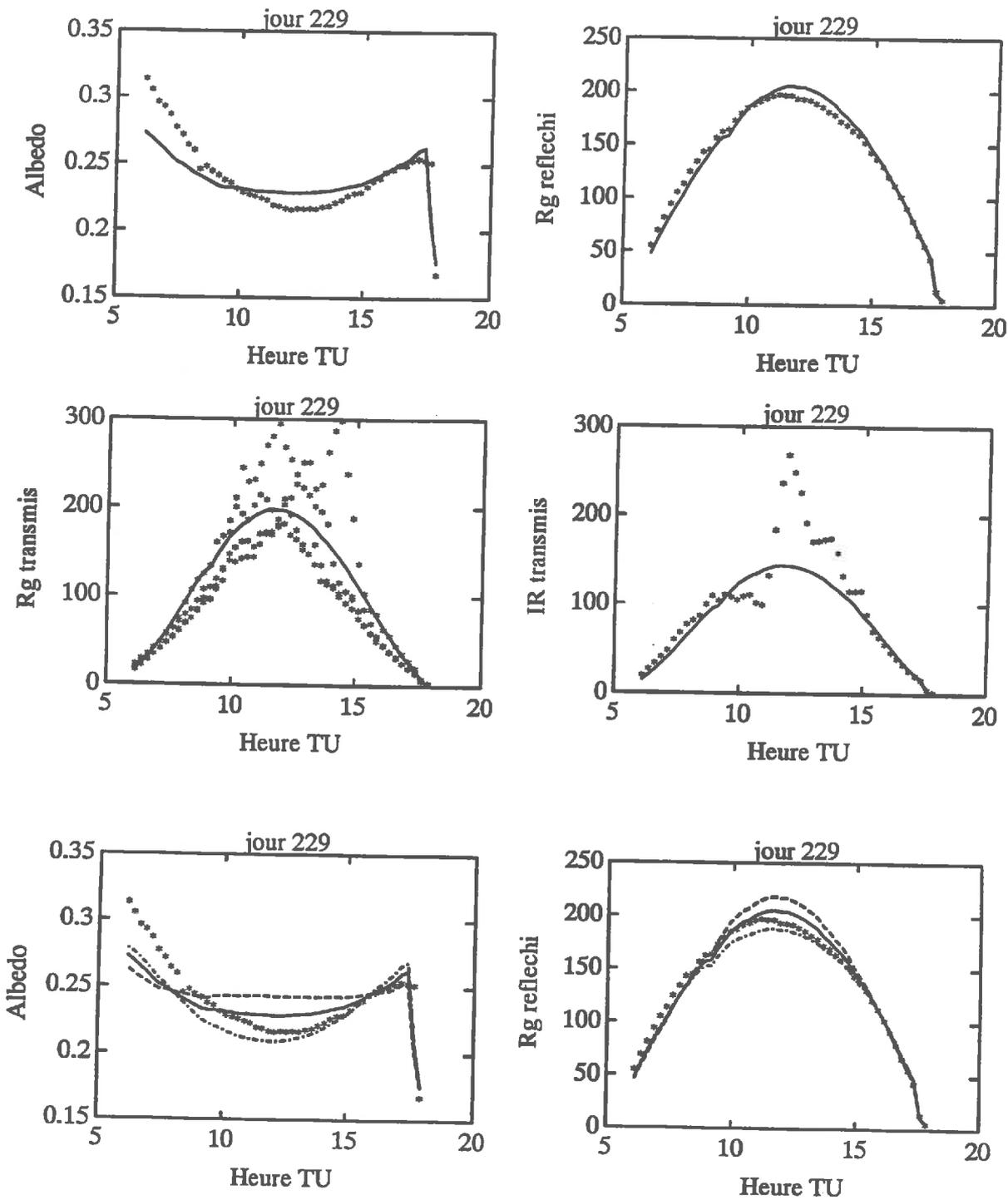


Figure 14.2: Comparaison des simulations (courbes) de l'albedo, du rayonnement solaire global réfléchi et transmis et du rayonnement solaire infrarouge transmis, aux mesures effectuées (étoiles). Jour 229, $SAI = 3,4$; $\theta_{0-5} = 0,18$; $\mu = 1,5$ et $\nu = 1,3$. Sur les deux figures du bas sont également présentées les simulations pour des structures foliaires différentes : sphérique $\mu = 1,1$ et $\nu = 1,9$ (tirets-points) et planophylle $\mu = 2,7$ et $\nu = 1,2$ (tirets).

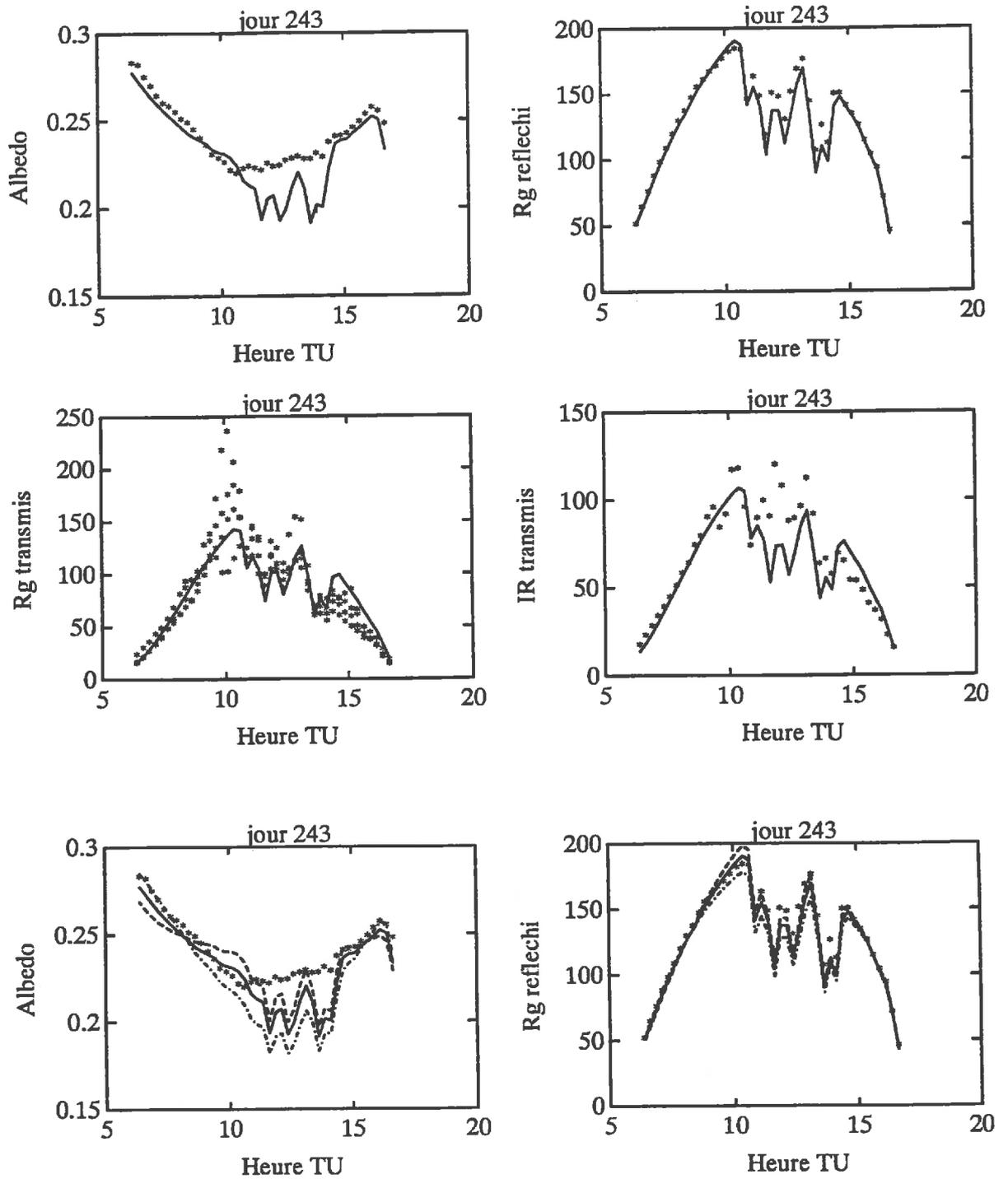


Figure 14.3: Comparaison des simulations (courbes) de l'albédo, du rayonnement solaire global réfléchi et transmis et du rayonnement solaire infrarouge transmis, aux mesures effectuées (étoiles). Jour 243, $LAI = 3,7$; $\theta_{0-5} = 0,28$; $\mu = 1,5$ et $\nu = 1,2$. Sur les deux figures du bas sont également présentées des simulations pour des structures foliaires différentes : sphérique $\mu = 1,1$ et $\nu = 1,9$ (tirets-points) et planophylle $\mu = 2,7$ et $\nu = 1,2$ (tirets).

- La dispersion des mesures de rayonnement transmis qui marque les hétérogénéités du couvert (particulièrement en raison de la structure en rang).
- Un désaccord entre les mesures de rayonnement infrarouge transmis et le modèle aux faibles angles zénithaux. En fait, un seul capteur linéaire (grand modèle) a été pris en compte dans ces comparaisons (les autres se trouvant dans une zone où la densité foliaire était plus faible). Les différences constatées peuvent être dues à la structure en rang du couvert qui par endroits se traduit par une transmission importante du rayonnement pour des azimuts solaires proches de l'orientation des rangs (nord-sud).
- Le comportement plus planophile du couvert le jour 243, à la suite de la pluie du jour 242.
- Le mauvais fonctionnement du modèle par ciel couvert en milieu de journée le jour 243. La composition spectrale du rayonnement peut alors être profondément différente de celles qui ont été introduites dans la modélisation. Cependant les rayonnements étant alors relativement faibles, l'erreur sur les rayonnements réfléchis ou transmis reste limitée.
- Pour les hauteurs de soleil les plus faibles, la résolution des appareils, les mauvaises corrections en cosinus, les effets de l'environnement des parcelles et peut être les modifications spectrales du rayonnement incident, rendent les mesures d'albédo peu précises. Le modèle SAIL est connu lui aussi pour des simulations peu précises dans ces conditions (Goel 1987). Ces imprécisions ont cependant peu d'influence sur la simulation des rayonnements réfléchis et transmis.

14.2 Bilan d'énergie et photosynthèse

La validation du modèle de bilan d'énergie et de photosynthèse a été réalisée en employant directement les valeurs des variables déterminées au cours de l'expérimentation. La comparaison des simulations aux mesures du rayonnement net, des flux turbulents et du potentiel hydrique foliaire ainsi que de la photosynthèse va être présenté maintenant.

14.2.1 Rayonnement net, flux turbulents et potentiel hydrique foliaire

Des exemples de simulation de R_n , H , LE et ψ_f sont présentées sur les figures 14.4 à 14.8 pour différentes journées. Ces simulations ont été réalisées dans les conditions suivantes :

jour	LAI	h_c (m)	ψ_{sol} (MPa)	θ_{0-5}	G_p ($W\ m^{-2}\ MPa^{-1}$)
211	0,6	0,21	-0,23	0,22	62
218	1,7	0,32	-0,28	0,13	183
228	3,3	0,50	-0,31	0,18	356
246	3,6	0,65	-0,48	0,11	360
249	3,5	0,65	-0,54	0,08	172

Les variables atmosphériques sont présentées sur les figures 14.4 à 14.8. Les flux turbulents simulés sont comparés aux mesures par la méthode aérodynamique (calée par rapport aux mesures du flux H par la méthode des fluctuations) et la méthode aérodynamique combinée (LE). Le rayonnement net est comparé aux mesures par pyrromètre.

Les simulations des flux R_n , H et LE sont généralement de bonne qualité :

- leurs évolutions horaires sont bien restituées;
- les comparaisons globales pour l'ensemble des journées de mesures intensives (figures 14.9) font apparaître un accord général relativement bon entre mesures et simulations (avec des $RMSE$ de $17\ W\ m^{-2}$ pour R_n , $38\ W\ m^{-2}$ pour H et $43\ W\ m^{-2}$ pour LE sur l'ensemble des journées de mesures intensives).

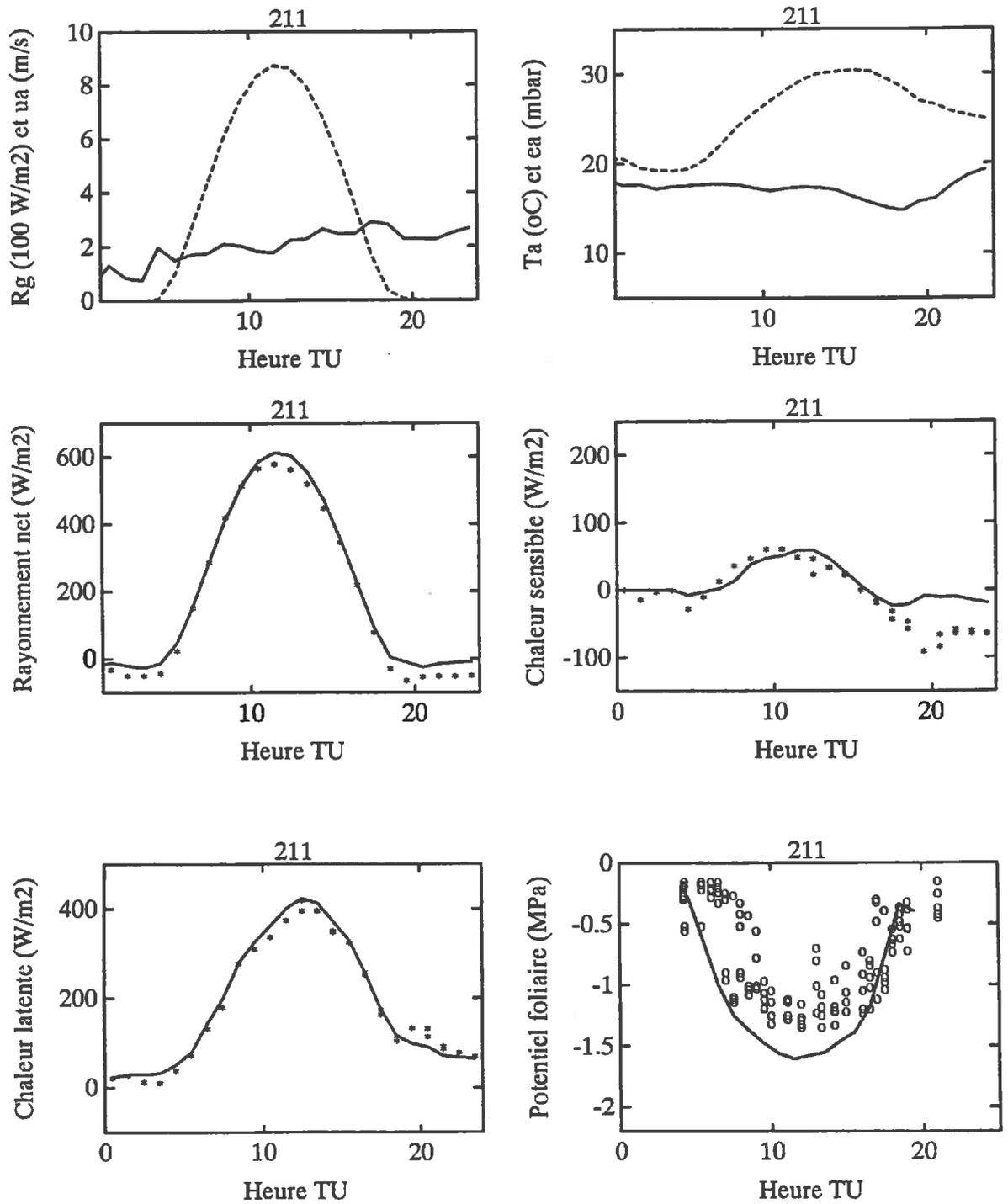


Figure 14.4: En haut : rayonnement global (pointillés), vitesse du vent (trait plein), température (pointillés) et pression de vapeur (trait plein) de l'air au niveau supérieur de mesures atmosphériques. En dessous : comparaison des simulations (courbes) du rayonnement net, des flux de chaleur sensible et latente et du potentiel foliaire aux mesures effectuées (étoiles et cercles). Jour 211.

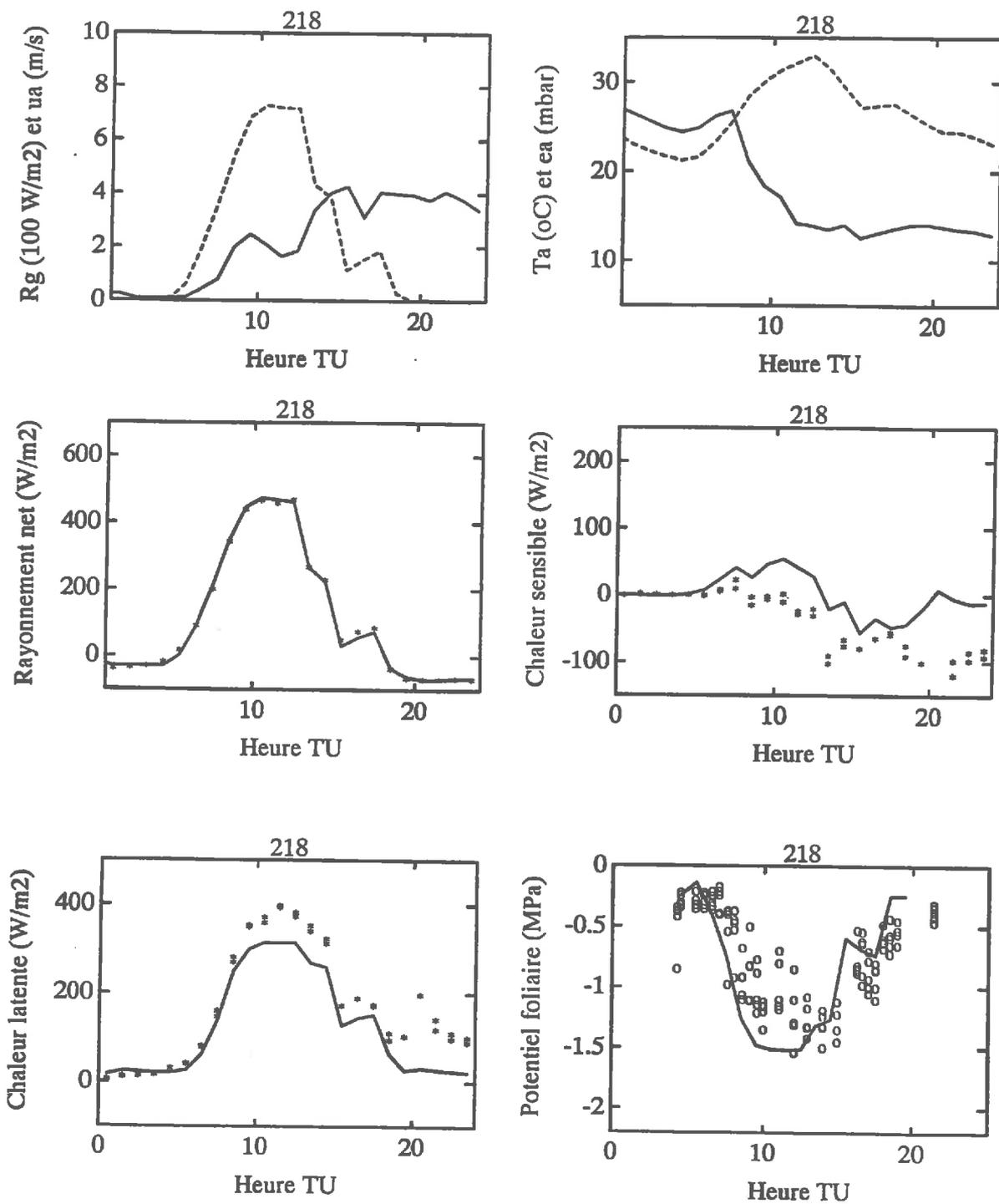


Figure 14.5: En haut : rayonnement global (pointillés), vitesse du vent (trait plein), température (pointillés) et pression de vapeur (trait plein) de l'air au niveau supérieur de mesures atmosphériques. En dessous : comparaison des simulations (courbes) du rayonnement net, des flux de chaleur sensible et latente et du potentiel foliaire aux mesures effectuées (étoiles et cercles). Jour 218.

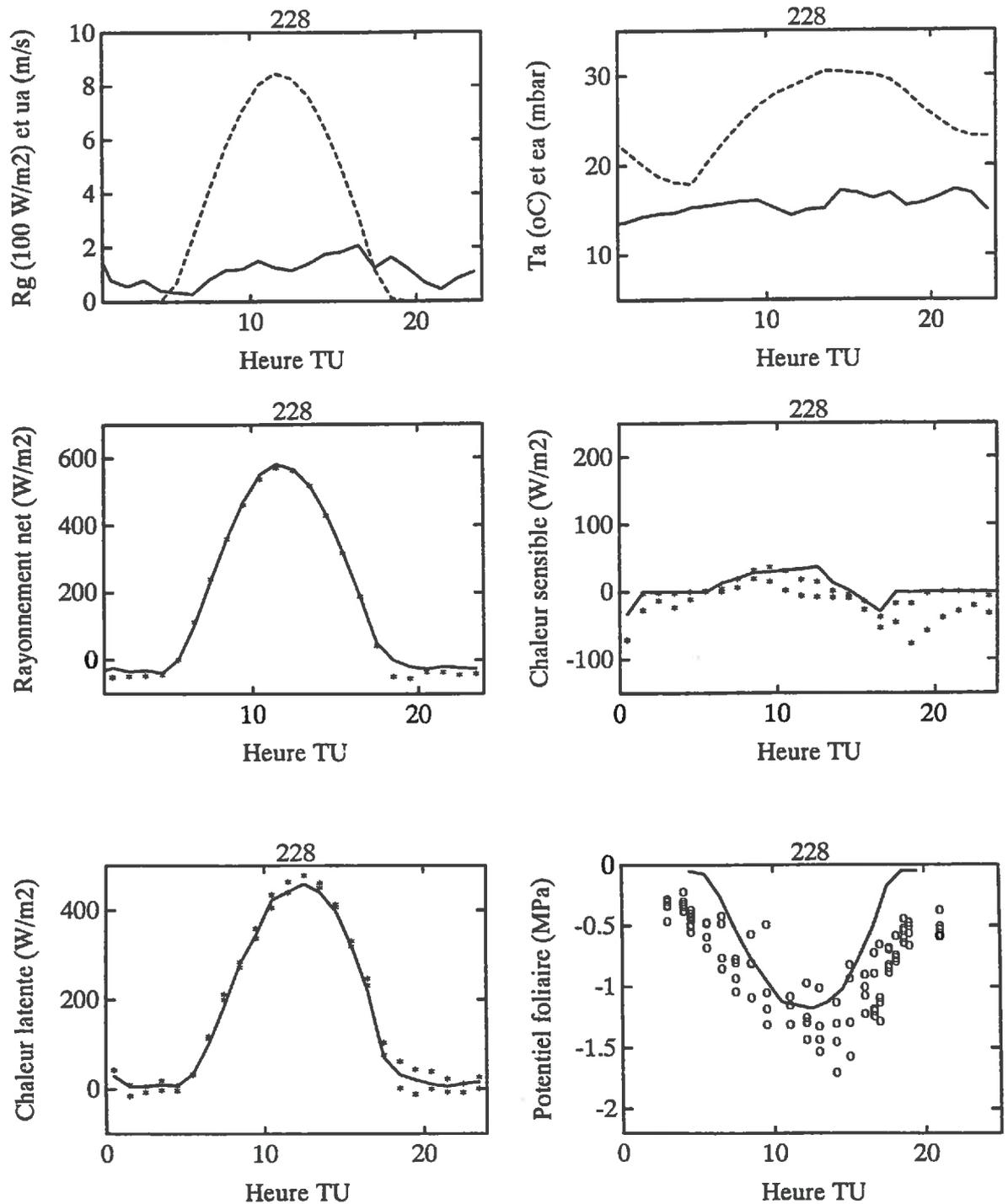


Figure 14.6: En haut : rayonnement global (pointillés), vitesse du vent (trait plein), température (pointillés) et pression de vapeur (trait plein) de l'air au niveau supérieur de mesures atmosphériques. En dessous : comparaison des simulations (courbes) du rayonnement net, des flux de chaleur sensible et latente et du potentiel foliaire aux mesures effectuées (étoiles et cercles). Jour 228.

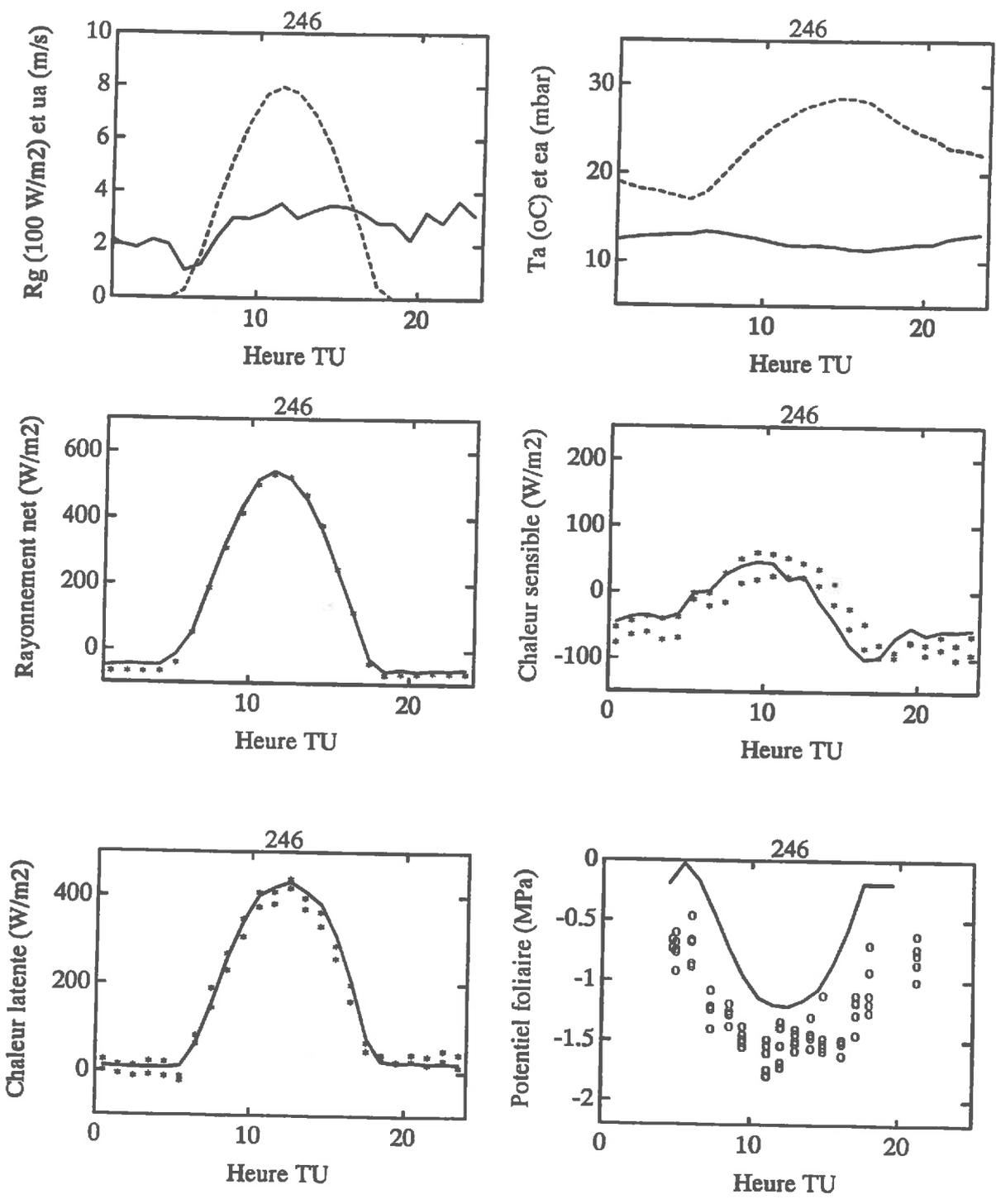


Figure 14.7: En haut : rayonnement global (pointillés), vitesse du vent (trait plein), température (pointillés) et pression de vapeur (trait plein) de l'air au niveau supérieur de mesures atmosphériques. En dessous : comparaison des simulations (courbes) du rayonnement net, des flux de chaleur sensible et latente et du potentiel foliaire aux mesures effectuées (étoiles et cercles). Jour 246.

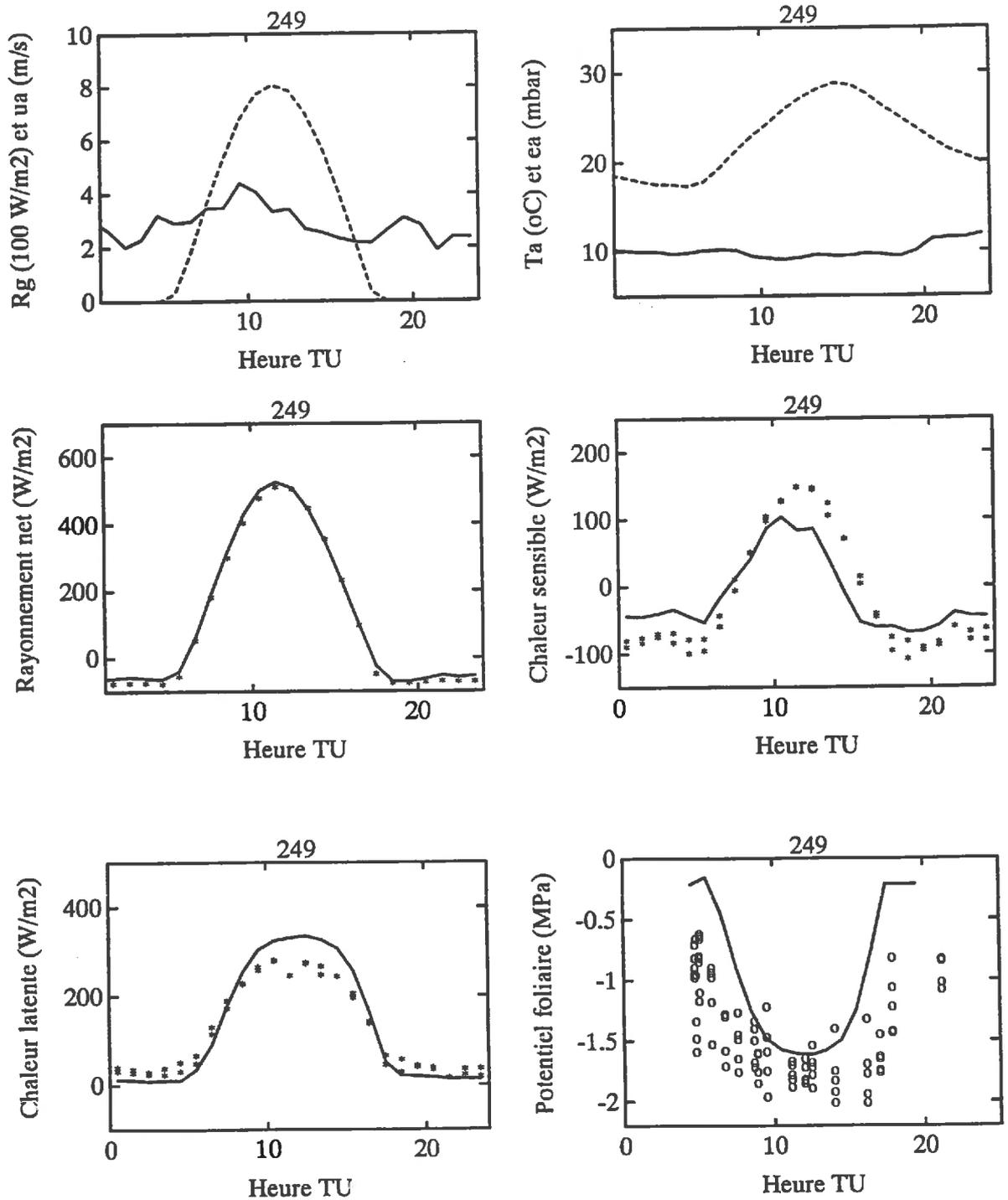


Figure 14.8: En haut : rayonnement global (pointillés), vitesse du vent (trait plein), température (pointillés) et pression de vapeur (trait plein) de l'air au niveau supérieur de mesures atmosphériques. En dessous : comparaison des simulations (courbes) du rayonnement net, des flux de chaleur sensible et latente et du potentiel foliaire aux mesures effectuées (étoiles et cercles). Jour 249.

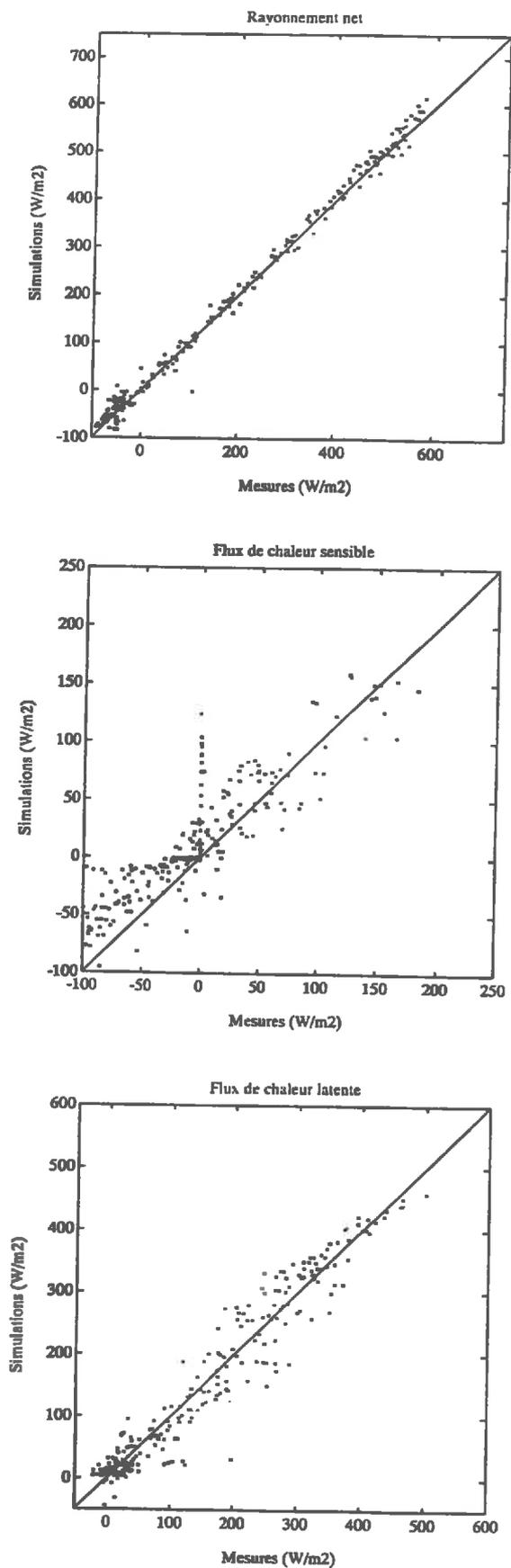


Figure 14.9: Comparaison des valeurs mesurées et simulées du rayonnement net, du flux de chaleur sensible et du flux de chaleur latente pour 15 journées réparties sur l'ensemble de la saison.

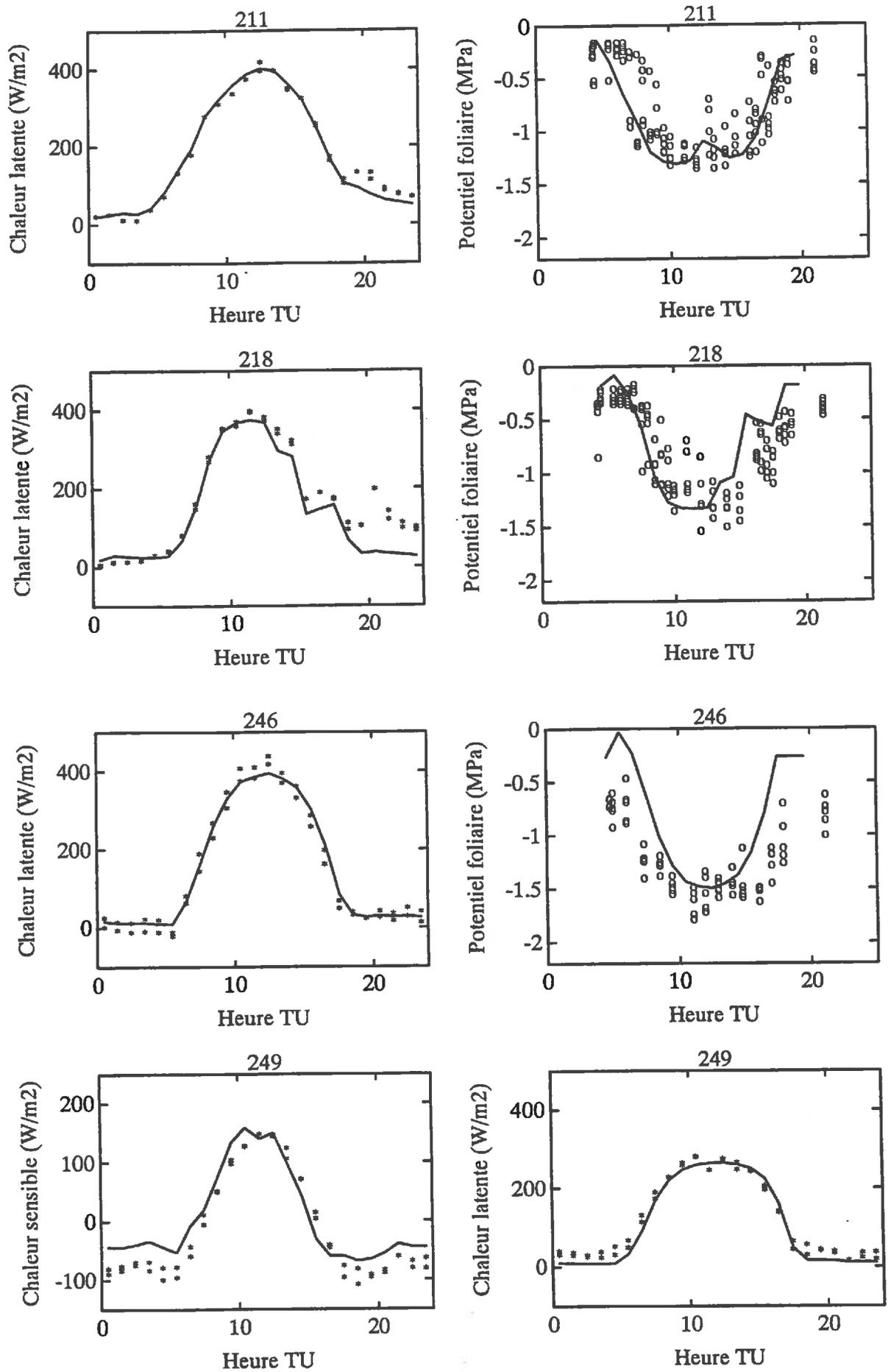


Figure 14.10: Exemples de comparaison des simulations après calage (courbes) aux mesures effectuées (étoiles et cercles)

Les simulations du potentiel hydrique foliaire présentent elles aussi un assez bon accord avec les mesures.

Cependant, sur certaines figures on peut noter quelques désaccords comme la surestimation du rayonnement net à partir de 10 heures le jour 211. Celle ci est en grande partie due au comportement de l'albédo alors que le sol se dessèche (voir le paragraphe précédent). On constate également des surestimations (jour 249) ou des sous estimations (jour 218) du flux de chaleur latente, et au contraire des surestimations (218) ou des sous estimations (jour 249) du flux de chaleur sensible. Le potentiel foliaire peut lui aussi être sous estimé (211, 218) ou surestimé (246, 249). Il est possible de remédier à certains de ces désaccords en effectuant un calage des deux paramètres qui apparaissent généralement les plus sensibles dans ce type de modèle : la résistance de surface du sol (Brunet 1990, van de Griend et van Boxel 1989) et la conductance hydraulique des plantes G_p (Soares 1987). L'augmentation de G_p permet d'augmenter le potentiel foliaire et le flux de chaleur latente. La baisse de r_{ss} provoque elle aussi l'augmentation du flux de chaleur latente. Les résultats de certains calages réalisés par de simples essais visuels sont présentés sur la figure 14.10. Ils peuvent apporter une amélioration sensible des résultats, en particulier en réduisant les *RMSE* des simulations de H et de LE (respectivement 34 et 34 $W m^{-2}$). Les modifications apportées sont par exemple les suivantes (a.c. avant le calage, p.c. après le calage) :

jour	r_{ss} (s/m) a.c.	G_p $W m^{-2} MPa^{-1}$ a.c.	r_{ss} (s/m) p.c.	G_p $W m^{-2} MPa^{-1}$ p.c.
211	221	62	300	120
218	1240	183	1000	255
228	562	356	200	255
246	1608	360	1000	255
249	2358	172	3000	140

Les résultats des simulations mettent également en évidence certains dysfonctionnements du modèle lors des périodes nocturnes, en conditions stables ou très stables, la convergence du bilan d'énergie n'étant pas toujours réalisée. De fortes différences entre les flux modélisés et les flux mesurés peuvent alors intervenir, expliquant partiellement les dispersions constatées sur la figure 14.9.

14.2.2 Photosynthèse

Les simulations de la photosynthèse ont été réalisées dans les mêmes conditions que précédemment. Cependant, le manque de mesures pour une grande partie des journées de mesures intensives nous a conduit à effectuer des simulations pour des journées intermédiaires. Pour celles-ci, la conductance hydraulique des plantes G_p a été déterminée par interpolation linéaire.

Les résultats présentés sur les figures 14.11 et 14.12 traduisent une nouvelle fois l'accord entre modèle et mesures. La *RMSE* est de 4,0 $\mu mole m^{-2} s^{-1}$ lorsque les transferts turbulents ne sont pas pris en compte (traits pleins) et de 4,1 $\mu mole m^{-2} s^{-1}$ lorsqu'ils le sont (pointillés). La comparaison entre ces deux modèles est délicate. Comme l'on pouvait s'y attendre, la prise en compte des transferts turbulents réduit les valeurs de la photosynthèse du couvert (en raison de l'introduction des résistances aux transferts turbulents). Cette réduction est d'autant plus importante que ces résistances sont élevées. C'est ce qui se passe lorsque le couvert est peu développé (jour 216) et surtout peu stressé. Par contre, lorsque la conductance "stomatique" du couvert devient le facteur limitant principal des échanges, les différences entre les deux modèles se réduisent (à partir du jour 248). Lorsqu'ils sont comparés aux mesures expérimentales, le modèle qui tient compte des transferts turbulents apparaît pourtant moins bon en raison d'une sous-estimation générale de la photosynthèse : figure 14.12. En fait, nous ne disposons que de très peu de données pour les couverts peu développés. La seule journée de mesure (216) montre alors un bien meilleur accord des données avec le modèle prenant en compte les transferts turbulents.

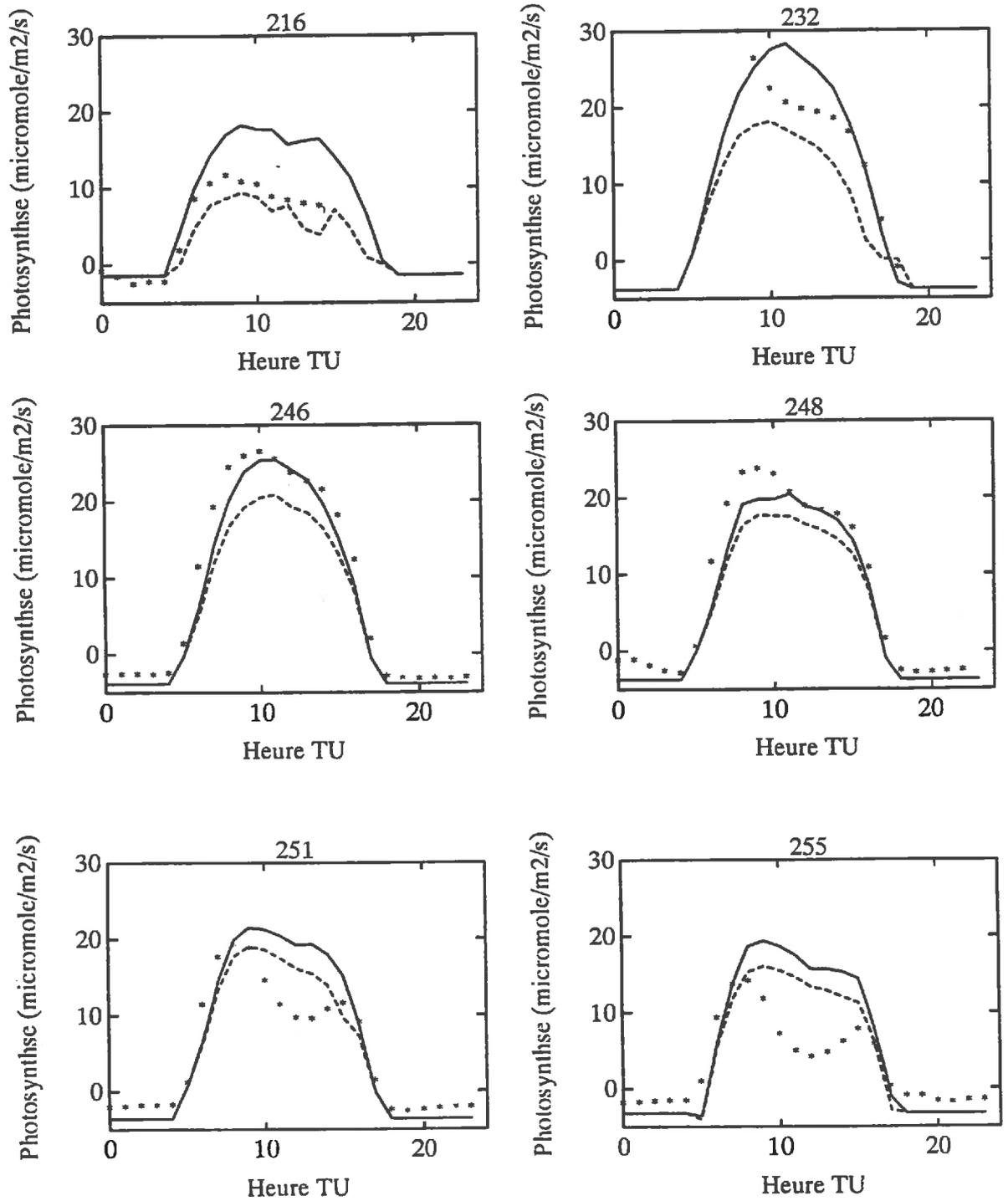


Figure 14.11: Exemples de simulation de la photosynthèse du couvert : trait plein = modèle ne prenant pas en compte les transferts turbulents ; pointillés = modèle prenant en compte les transferts turbulents ; étoiles = mesure par chambre ouvertes.

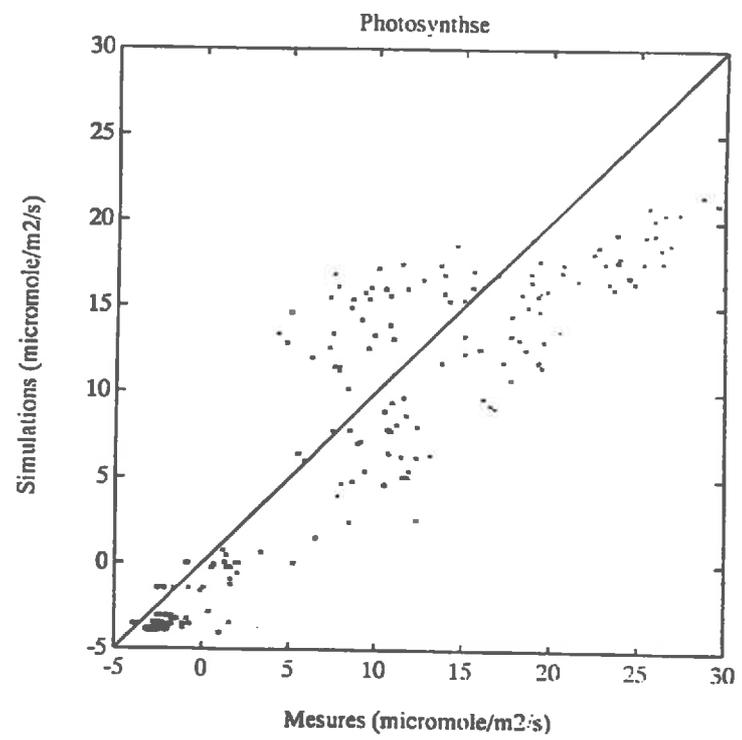
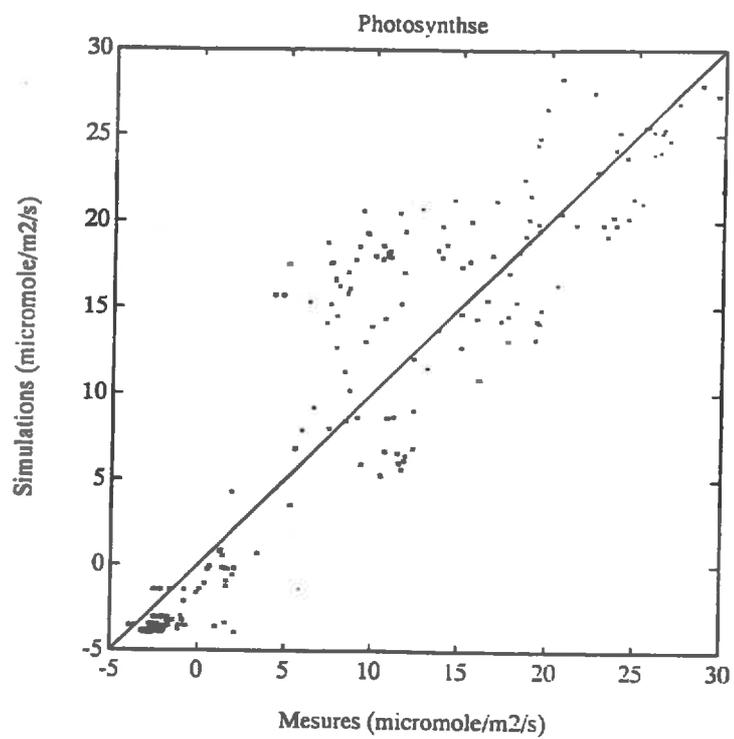


Figure 14.12: Comparaison des simulations et des mesures de photosynthèse du couvert. En haut : modèle ne prenant pas en compte les transferts turbulents ; en bas : modèle prenant en compte les transferts turbulents.

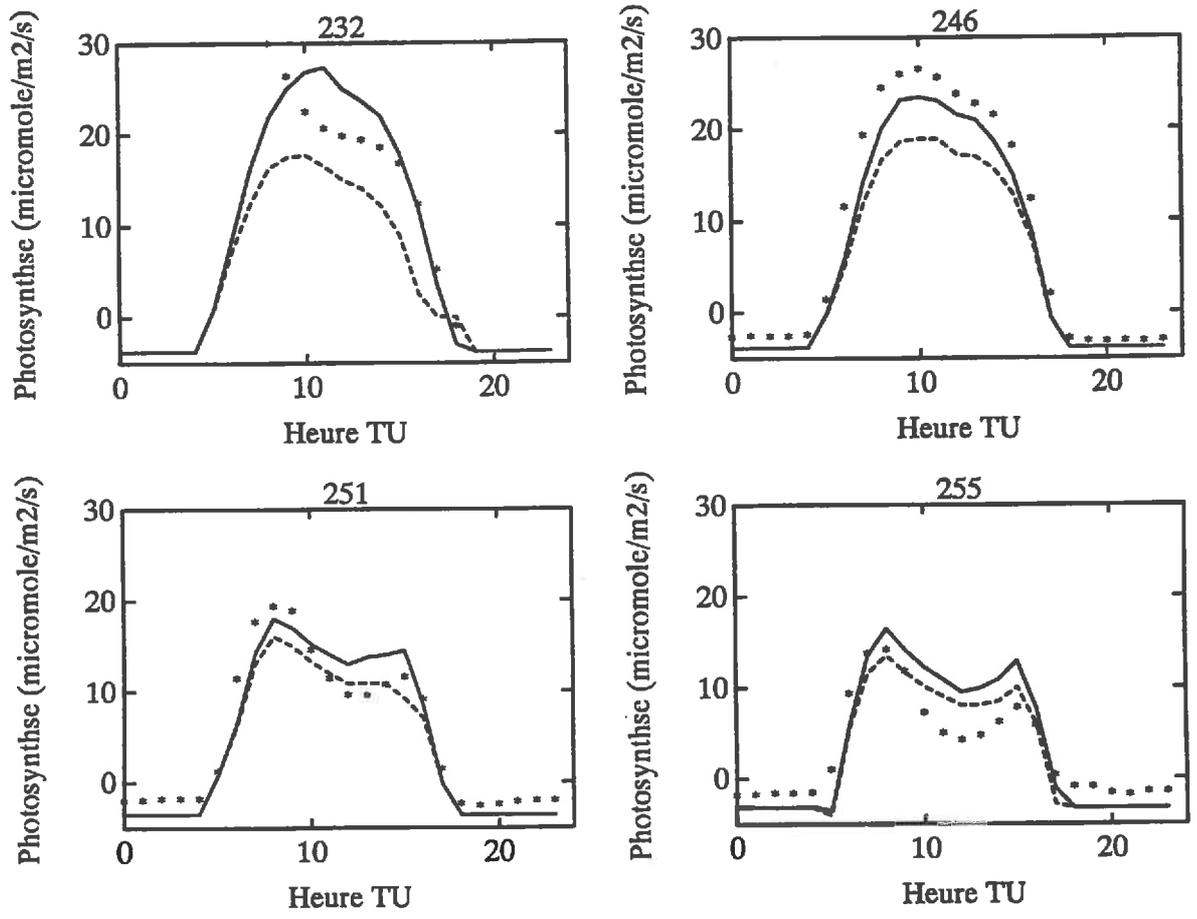


Figure 14.13: Exemples de simulation de la photosynthèse du couvert après calage : trait plein = modèle ne prenant pas en compte les transferts turbulents ; pointillés = modèle prenant en compte les transferts turbulents ; étoiles = mesure par chambre ouvertes.

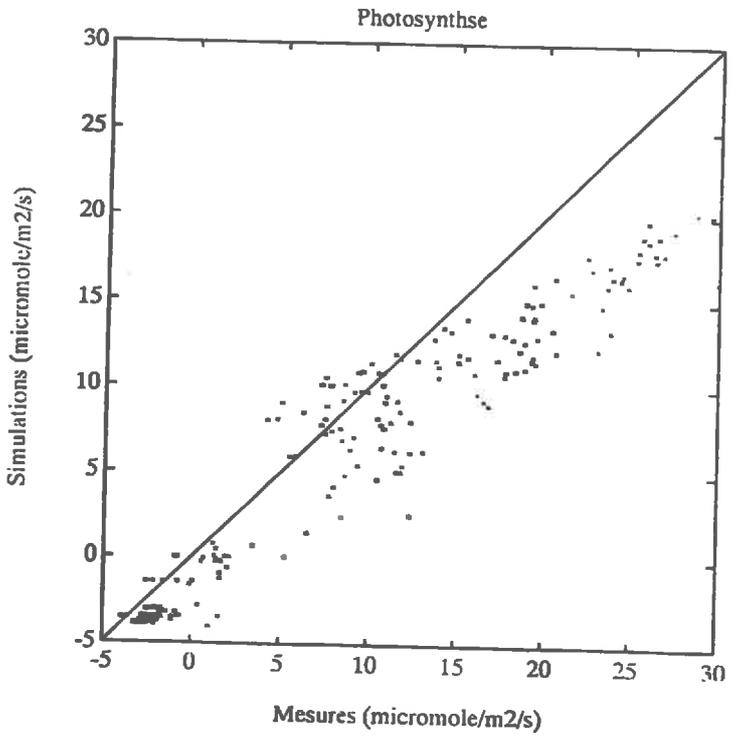
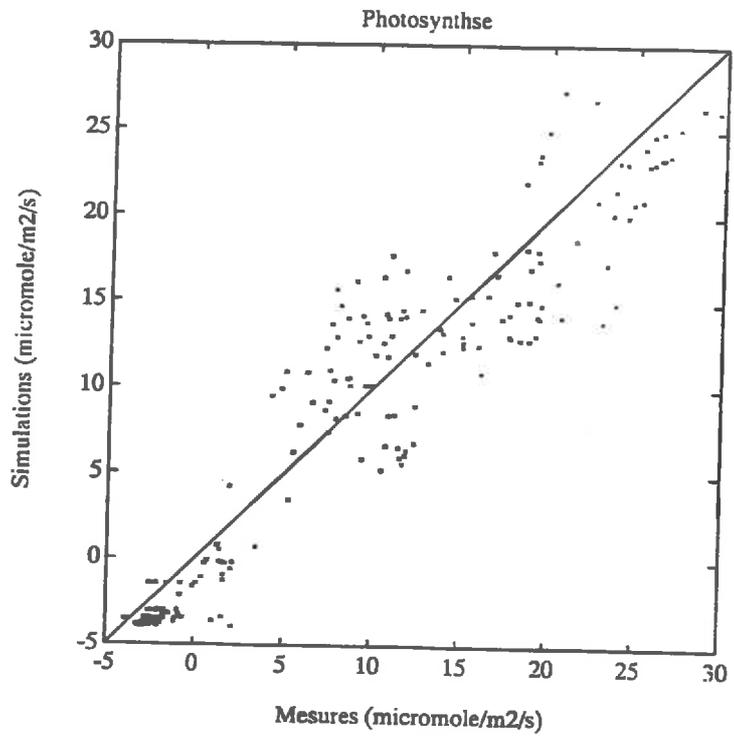


Figure 14.14: Comparaison des simulations, après calage, et des mesures de photosynthèse du couvert.
 à gauche : modèle ne prenant pas en compte les transferts turbulents ; à droite : modèle prenant en compte les transferts turbulents.

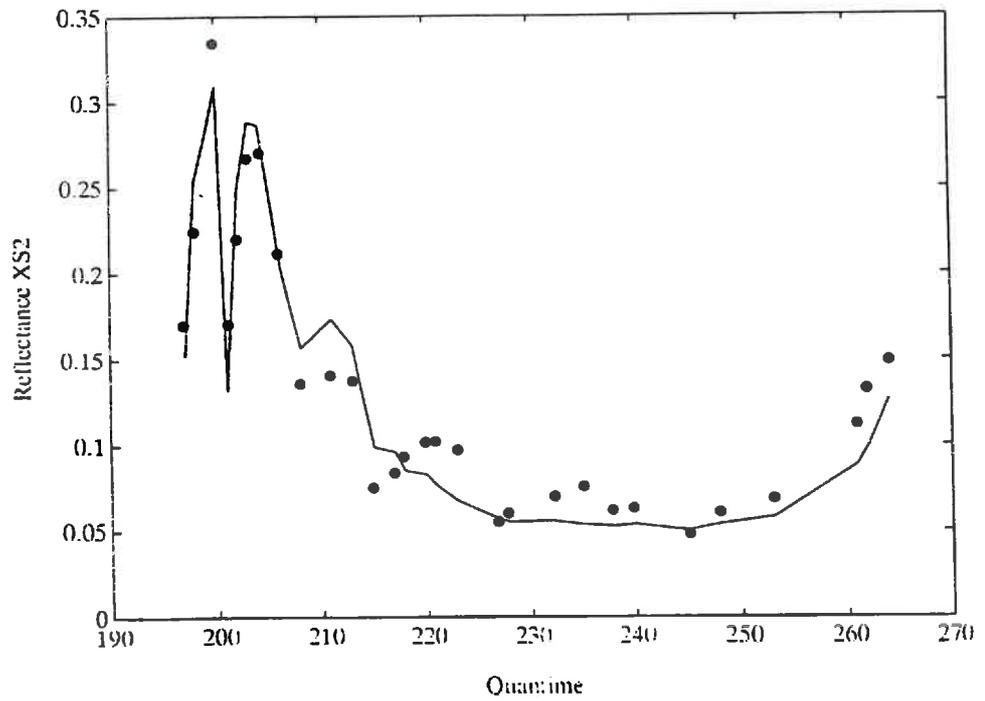
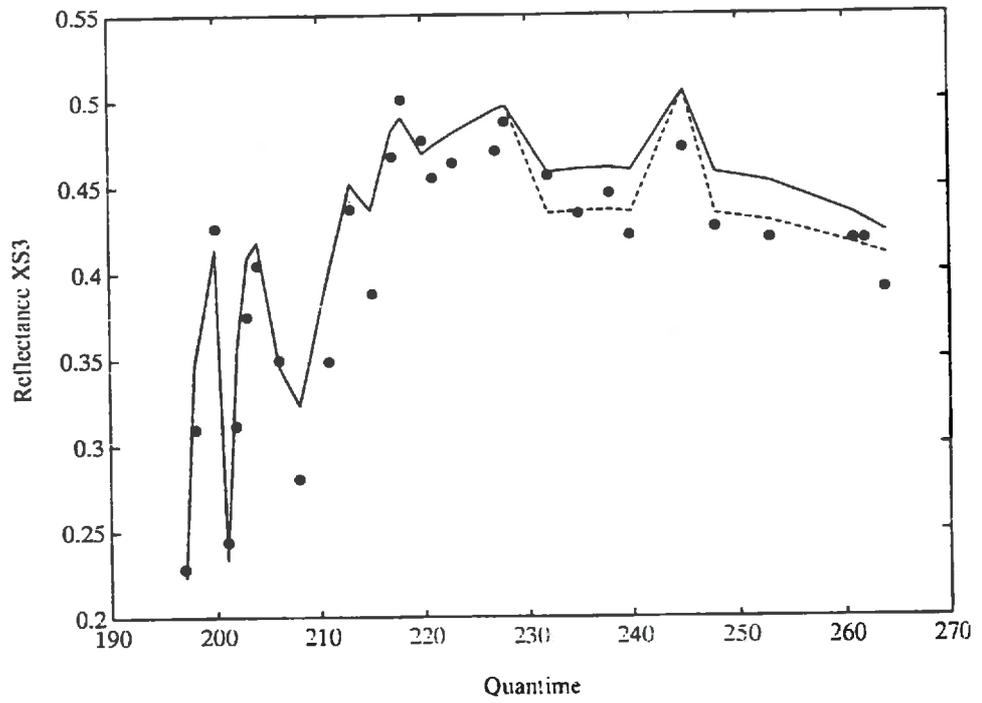


Figure 14.15: Comparaison des simulations (courbes) et des mesures (étoiles) de réflectance du couvert. En haut : XS3 ; en bas : XS2.

Un des faits marquants qui apparaît sur la figure 14.11 est la mauvaise simulation de la dépression de photosynthèse en milieu de journée lorsque le stress hydrique se développe. Par contre, la dissymétrie entre le matin et l'après midi, qui est essentiellement due à l'augmentation du déficit de saturation est bien restituée. Pour mieux simuler la cinétique journalière de la photosynthèse, des calculs ont été effectués en utilisant les conductances hydrauliques G_p et les résistances de surface du sol $r_{s,s}$ obtenues par le calage présenté précédemment, et en modifiant les coefficients de la courbe de réponse de la photosynthèse au potentiel hydrique foliaire : $\psi_{1/2} = -1.7$ MPa et $K_\psi = 6$ (paramètres de la courbe de réponse de la conductance stomatique). Les figures 14.13 et 14.14 montrent une nette amélioration des simulations. Les *RMSE* sont alors réduites à 3,0 (sans prendre en compte les transferts turbulents) et $4,0 \mu\text{mole m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (en prenant en compte les transferts turbulents).

On notera finalement que la comparaison des modèles aux mesures est rendue délicate par différents facteurs liés aux méthodes de mesure des photosynthèses foliaires et du couvert. Pour le couvert, les mesures sont effectuées dans une enceinte qui isole la zone de mesure de l'environnement extérieur. Cela modifie certainement les échanges turbulents comme nous l'avons constaté en analysant les mesures d'évapotranspiration. Cela peut également modifier d'autres caractéristiques microclimatiques comme l'humidité et la température de l'air dans le couvert, et ainsi les facteurs qui agissent sur le fonctionnement des plantes. Un autre problème qui se pose, concerne la contribution des dégagements de CO_2 par le sol. Il est généralement admis que cette contribution peut être importante (jusqu'à 50 % du flux global), mais que dans le cas de mesures par un système de chambres ouvertes, cette contribution serait fortement diminuée. La légère surpression qui règne dans la chambre serait en effet suffisante pour stopper le rejet de CO_2 par le sol (Daudet 1987, Garcia *et al.* 1990). Les quelques mesures que nous avons réalisées en fin d'expérimentation, après avoir coupé l'ensemble des plantes dans la chambre, semblent accréditer cette thèse. On se trouverait alors dans les mêmes conditions que les simulations, qui ont été effectuées en considérant qu'il n'y avait pas de dégagement de CO_2 par le sol. Au niveau des feuilles, certains chercheurs critiquent fortement le fonctionnement des chambres de mesures qui pourraient provoquer une fermeture stomatique en raison d'un dessèchement artificiel de l'air à la surface des feuilles. Les mesures seraient alors plus faibles que les photosynthèses réelles (Idso *et al.* 1989, Idso 1992).

14.3 Mesures de télédétection

14.3.1 Réflectances spectrales

Les simulations de réflectance spectrale ont été réalisées à partir des mesures d'indice foliaire, des estimations des paramètres de distribution des inclinaisons foliaires, des propriétés optiques du sol et des feuilles, de l'humidité de surface du sol (θ_{0-5}) et de la fraction du rayonnement diffus. Les paramètres μ et ν ont été choisis pour représenter des distributions planophiles jusqu'au jour 220, puis des distributions plus sphériques ($\mu = 1,47$ et $\nu = 1,34$) jusqu'au jour 230 et les premiers jours suivant la pluie du jour 242, et enfin des distributions sphériques pour les autres jours. Les fractions de rayonnement diffus dans XS2 et dans XS3 ont été fixées à 1,2 et 0,8 fois la fraction diffuse du rayonnement global.

Les profils spectraux simulés (figure 14.15) sont en bon accord avec les mesures. Pour XS3, la *RMSE* s'établit à 0,027. Si l'on considère une distribution érectophylle plutôt que sphérique (ligne pointillée sur la figure), la *RMSE* est réduite à 0,024. Pour XS2, la *RMSE* est de 0,021 (0,020 dans le cas de la distribution érectophylle). Cet accord entre mesures et simulations a été constaté à diverses reprises dans des travaux précédents (voir Goel 1987, Rigal et Terres 1988). Les mesures ayant été réalisées à midi solaire il est vrai, les angles zénithaux d'incidence n'ont pas atteint des valeurs élevées pour lesquelles le modèle SAIL fonctionne moins bien.

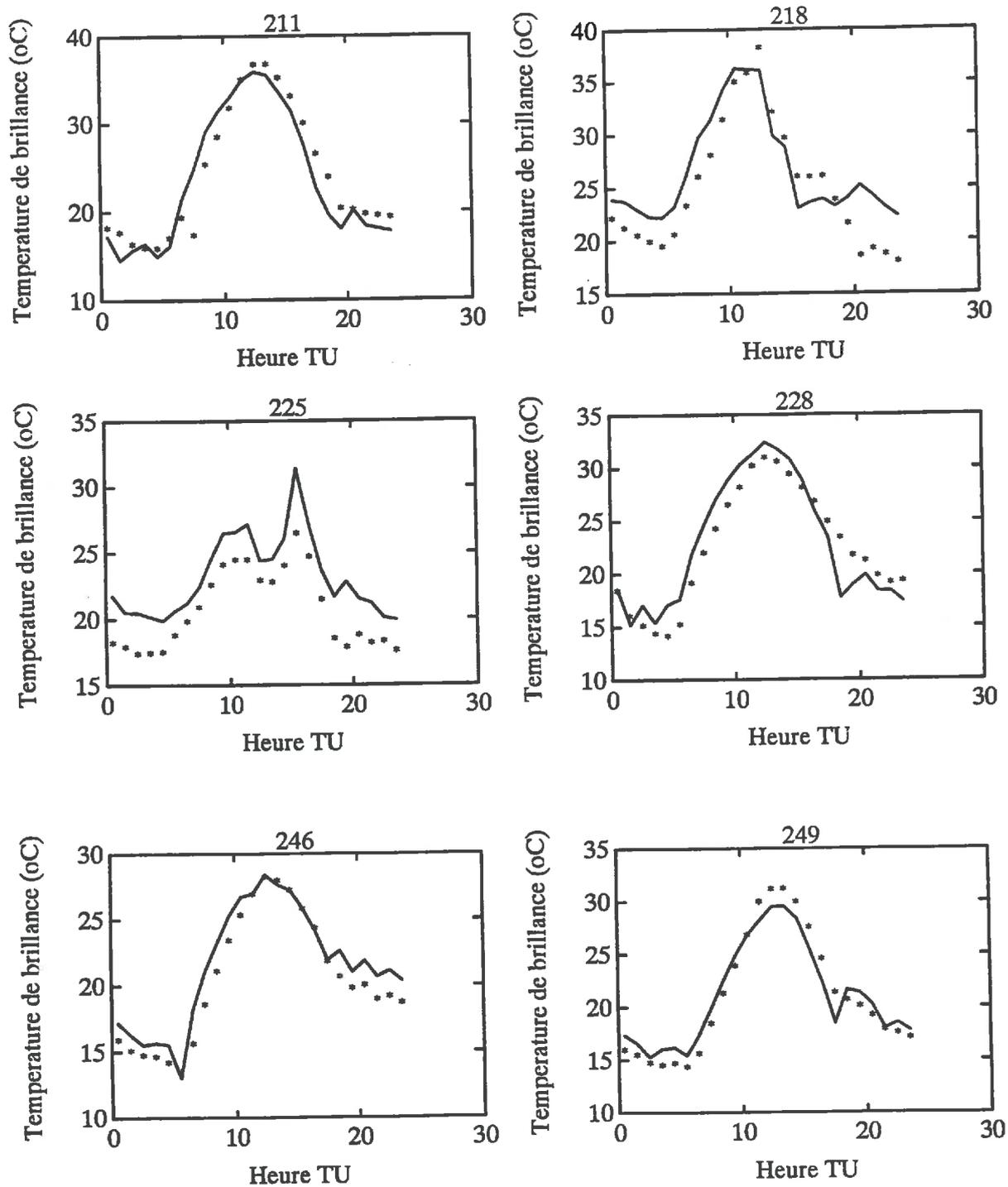


Figure 14.16: Exemples de simulation de la température de brillance mesurée au nadir : trait plein = modèle ; étoiles = mesures.

Les simulations montrent en général une légère surestimation des réflectances dans le proche infrarouge, et une sous estimation des réflectances dans le rouge. Hormis les erreurs liées aux mesures ou au modèle, cela est probablement le signe d'une densité foliaire un peu plus faible sur les sites de mesures radiométriques par rapport aux sites de mesures biologiques. Cela peut également être dû aux valeurs des propriétés optiques des feuilles choisies pour les simulations. Certains écarts simulations-mesures peuvent être liés à la caractérisation des propriétés optiques du sol lorsqu'il se dessèche (voir le chapitre sur l'albédo), en particulier au début du cycle, et aux variations de structure foliaire d'un jour à l'autre en fonction des conditions environnementales. Nous avons par exemple remarqué que dans les périodes où le stress hydrique était le plus fort, les feuilles supérieures du couvert se présentaient souvent face "inférieure" vers le haut. La face "inférieure" apparaît plus blanche que la face "supérieure" en raison de la présence de nombreux poils. Les mesures spectrométriques ont montré que la réflectance dans le visible était augmentée d'environ 0,05, alors que la réflectance proche infrarouge était elle diminuée d'à peu près autant, ce qui peut se traduire par des augmentations et des diminutions de quelques pourcents de la réflectance du couvert dans XS2 et dans XS3.

14.3.2 Température de brillance

Les comparaisons des températures de brillance simulées aux températures mesurées ont été effectuées sur l'ensemble des journées de mesures intensives. Un certain nombre d'entre elles sont présentées sur la figure 14.16. Comme pour ce qui est des simulations des flux d'énergie, les simulations de température de brillance sont bien comparables aux mesures, avec une bonne description des cinétiques journalières et une *RMSE* de seulement 3,0 degrés avant tout calage (figure 14.17). Cet écart est en partie dû aux simulations en période nocturne pour lesquelles nous avons déjà constaté des difficultés. Lorsque l'on ne considère que les périodes diurnes, la *RMSE* est réduite à 2,3 K (figure 14.17). La figure 14.18 montre qu'il est possible d'améliorer la restitution des températures de brillance en utilisant le calage présenté précédemment. Dans ce cas, la *RMSE* pour les périodes diurnes est réduite à 1,9 K.

L'observation détaillée des cinétiques de températures de brillance met en évidence de fréquentes sous-estimations des températures l'après midi, alors que le matin elles sont plutôt surestimées. Ce comportement est à rapprocher de certains caractères des comparaisons simulations-mesures de l'évapotranspiration et du potentiel foliaire. De fréquentes surestimations du potentiel foliaire et de l'évapotranspiration apparaissent l'après midi (figures 14.4 à 14.10). Ces phénomènes seront discutés plus loin.

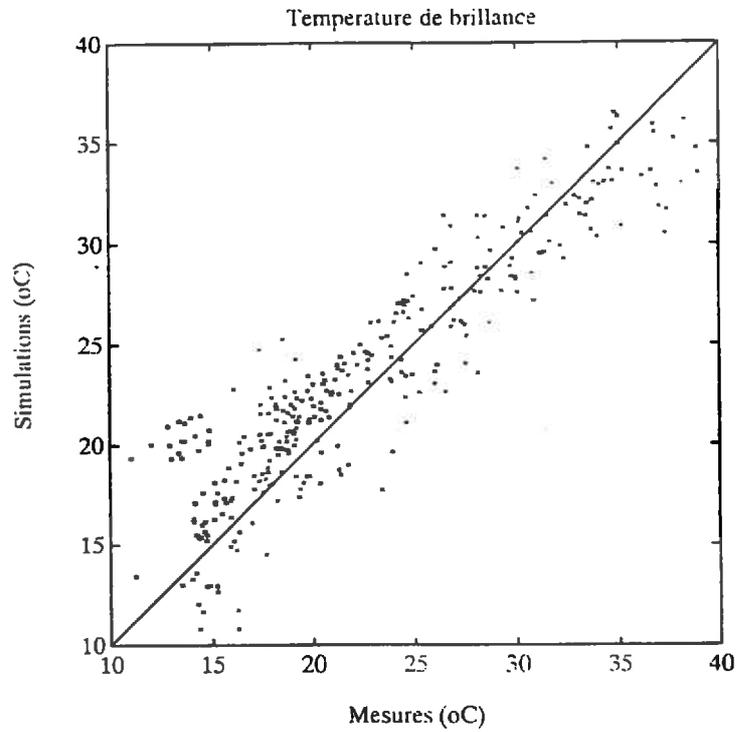


Figure 14.17: Comparaison des simulations et des mesures de température de brillance.

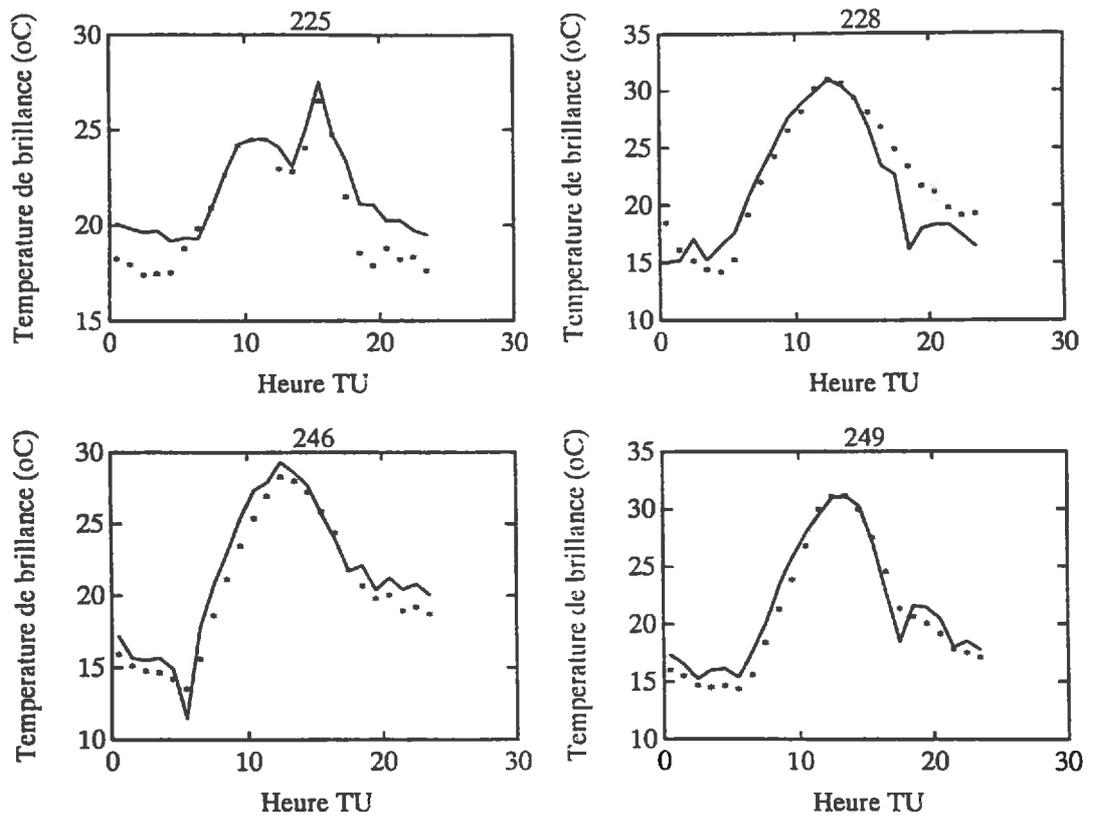


Figure 14.18: Exemples de simulation, après calage, de la température de brillance mesurée au nadir : trait plein = modèle ; étoiles = mesures.

Chapitre 15

Discussion du fonctionnement du modèle

Les résultats que nous venons de présenter mettent en évidence le bon comportement général du modèle. Il est intéressant de confronter ces résultats aux hypothèses et à la description des mécanismes qui ont servi de base à son élaboration.

15.1 Transferts radiatifs

La description simple du couvert qui est utilisée dans le modèle de transfert radiatif (une seule structure, les mêmes propriétés optiques pour toutes les feuilles) ainsi que les hypothèses de base (en particulier l'homogénéité du couvert) ne pénalisent pas le fonctionnement du modèle. En début de cycle, bien que la structure en rang et la faible quantité de végétation ne permettent pas de considérer le couvert comme homogène, les simulations de l'albédo et des réflectances spectrales restent de bonne qualité. En fait lorsque le couvert est peu développé, le sol joue un rôle prépondérant sur les réflectances, et les effets de la structure restent limités. Cela n'est plus vrai lorsque le couvert atteint des indices foliaires plus importants de l'ordre de 1 ou plus. En ce qui concerne les absorptions de rayonnement par le sol ou la végétation, le rôle de la structure doit par contre rester important quelque soit le développement du couvert. Les simulations réalisées dans la partie II montrent en effet une sensibilité plus grande des absorptions du couvert et du sol aux variations de structures foliaires que pour l'albédo.

Nous avons constaté qu'une des difficultés importantes de la modélisation de l'albédo résidait dans la caractérisation de l'état de la surface du sol en fonction de son humidité. Cela n'est pas sans conséquence sur l'absorption de rayonnement par le sol et donc sur le bilan énergétique du sol. La modélisation du comportement radiatif du sol est également limitée par sa description lambertienne, alors que son comportement directionnel peut être très marqué (*cf.* Jacquemoud *et al.* 1992). Cependant le rôle du sol devient très rapidement négligeable lorsque le couvert se développe.

Les propriétés optiques des feuilles doivent elles aussi avoir une forte influence sur les échanges radiatifs, aussi bien par leur niveau que par leur comportement directionnel et leur variation au sein du couvert (avec l'âge ou la face des feuilles). Cependant les valeurs moyennes introduites dans les calculs ont apporté une information suffisante pour réaliser des simulations correctes.

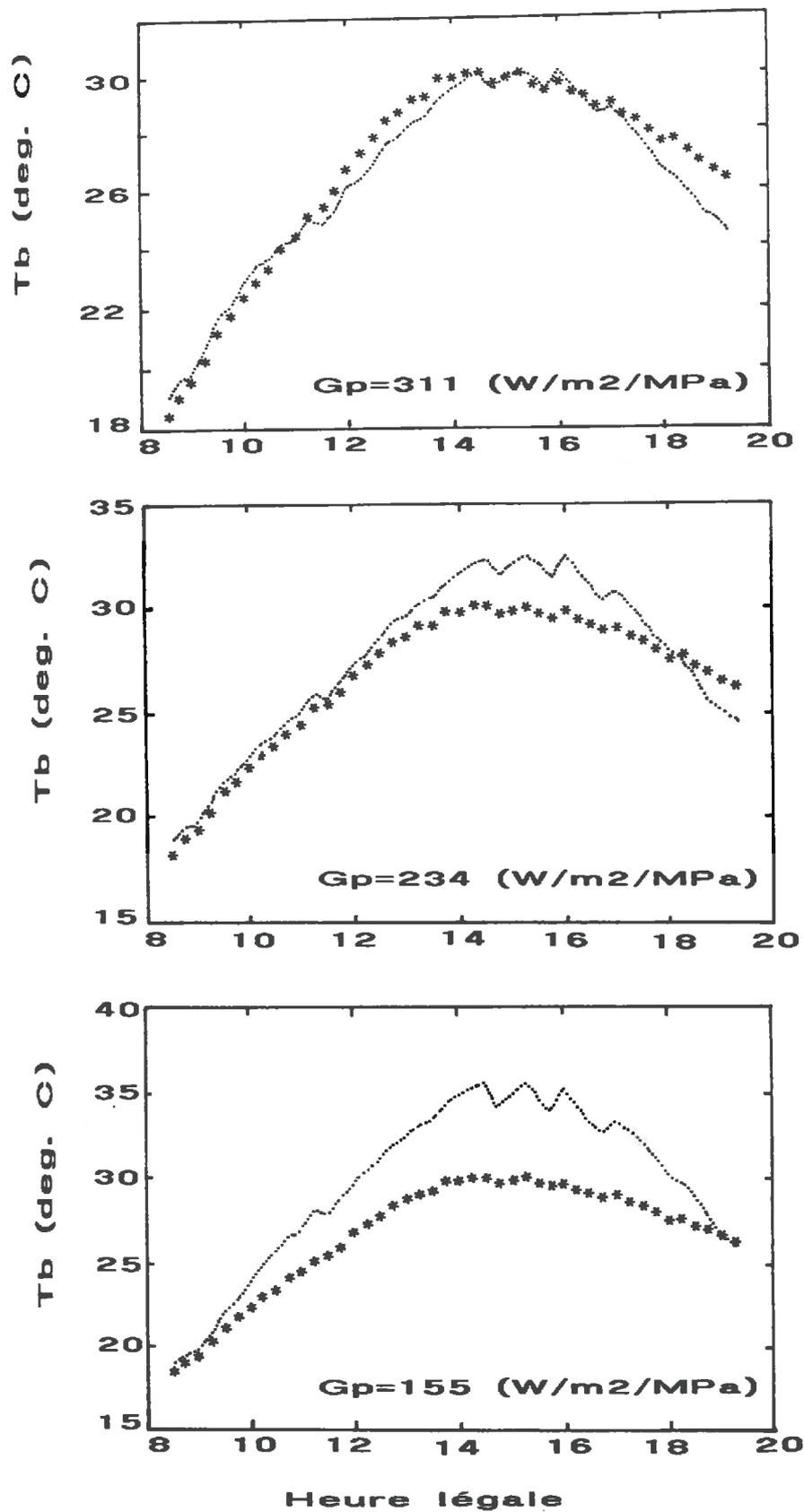


Figure 15.1: Exemples de simulation de la température de brillance mesurée au nadir en fonction de la conductance hydraulique des plantes G_p : trait plein = modèle ; étoiles = mesures. (données du 3 Août 1989).

15.2 Transferts turbulents

Des paramétrisations assez complexes des transferts turbulents ont été introduites dans le modèle. Elles ne semblent pas avoir posé de problèmes particuliers dans nos simulations, sauf dans certains cas en conditions nocturnes où l'on a parfois constaté des non-convergences du calcul de bilan d'énergie. Ces difficultés peuvent être dues à la paramétrisation des fonctions de stabilité en conditions stables dans la sous-couche rugueuse. Celles-ci ont été établies par simple analogie aux conditions instables, alors qu'aucunes mesures expérimentales n'étaient disponibles pour les établir dans les expérimentations de Cellier et Brunet (1992). La modélisation des flux et de la température de brillance dans les conditions nocturnes posent de toute façon ce même type de problème lorsque la similitude de Monin et Obukhov est appliquée toute seule (Brunet, Taconet, communications personnelles). Dans ces conditions, certains mécanismes généralement non pris en compte en conditions diurnes peuvent devenir non négligeables : stockages de chaleur dans le couvert, phénomènes d'absorption et d'émission des rayonnements thermiques dans les couches atmosphériques à proximité du sol, condensation d'eau sur les plantes ou dans l'air (Cellier 1982). De plus, les fonctions de stabilité peuvent être inadaptées dans certaines conditions.

15.3 Transferts hydriques

Les transferts hydriques entre le sol et les feuilles au travers des plantes ont été décrits au moyen du modèle caténaire simple de Van den Honert. Ce modèle suppose l'établissement d'un régime permanent au sein des plantes. Les mesures que nous avons effectuées ont montré (voir partie III) que cela n'était pas généralement le cas, ce qui se traduisait par des hystérésis dans les relations potentiel-transpiration, et des variations de la conductance hydraulique G_p au cours de la journée. Lors de nos simulations, nous avons introduit une seule valeur de conductance journalière, correspondant à la valeur déterminée à 14 heures TU (généralement proche de la valeur déterminée par régression sur l'ensemble de la journée). Les valeurs de conductance déterminées à différentes heures au cours de la journée sont souvent plus fortes le matin et plus faibles l'après midi. Ces variations de conductance sont susceptibles d'expliquer, au moins en partie, les comportements de surestimation-sous-estimation des simulations de la température de brillance, de l'évapotranspiration et du potentiel hydrique foliaire que nous avons notés précédemment. La figure 15.1 présente par exemple des simulations de température de brillance réalisées pour différentes conductances hydrauliques, traduisant bien l'effet de la diminution de la conductance l'après midi. La prise en compte des variations de la conductance au sein du modèle nécessiterait de mettre en place un formalisme différent faisant intervenir des paramètres capacitifs représentant des réservoirs de stockage au sein des plantes ou du sol (Jones 1978, Kowalick et Turner 1983, Katerji *et al* 1983).

Les évolutions de la résistance de surface du sol $r_{s,s}$ au cours de la journée, sont elles aussi susceptibles de provoquer des dissymétries dans le comportement journalier de l'évaporation et de la température de surface. Cet effet doit être d'autant plus sensible que le couvert est peu développé. Les simulations de Chanzy (1991) sur sol nu mettent en évidence des variations de cette résistance entre 300 et 3000 s m⁻¹ au cours d'une même journée. La résistance augmente en fonction du dessèchement superficiel du sol et de l'établissement de gradients thermiques et d'humidité affectant la diffusion de la vapeur d'eau à proximité de la surface du sol. La prise en compte de ces phénomènes nécessiterait d'introduire une description détaillée des transferts couplés de chaleur et de vapeur à proximité de la surface.

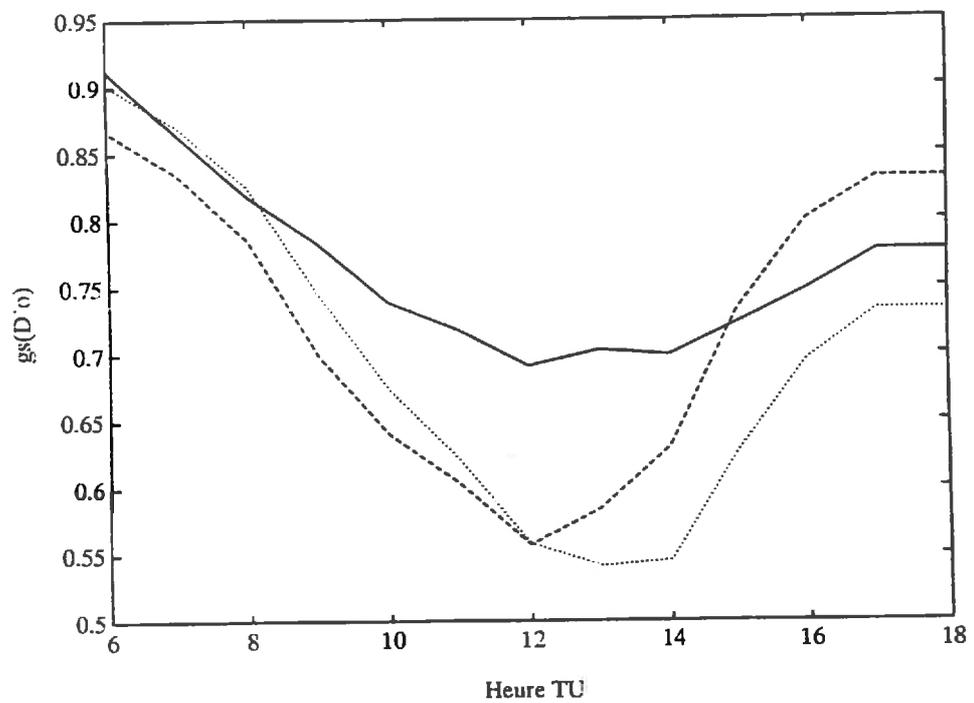


Figure 15.2: Exemples de simulation de la réponse de la conductance stomatique au déficit de saturation (fonction $g_s(D'o)$) pour trois journées : 246 (trait plein), 248 (tiretés) et 253 (pointillés).

Nos simulations montrent cependant que les effets des variations de G_p et de r_{ss} sont en général limités à moins de 30 W m^{-2} d'évapotranspiration et 1 ou 2 K de température. Une étude récente de Carlson et Lynn (1991) montrait que l'introduction de réservoir de stockage au sein de leur modèle de bilan d'énergie - bilan hydrique n'avait qu'une influence négligeable sur l'évapotranspiration et la température de surface de plantes herbacées de petite taille. Les écarts présentés sont souvent du même ordre ou inférieurs aux erreurs commises sur la détermination expérimentale des flux. De plus, dans notre cas, il semble que l'augmentation du déficit de saturation au niveau des feuilles au cours de la journée soit susceptible d'induire certaines dissymétries, comme le montre la figure 15.2 et les simulations de photosynthèse du couvert.

Un autre point important mérite d'être signalé ici : la difficulté de séparation expérimentale de l'évaporation du sol et de la transpiration des plantes. Pour déterminer les valeurs de conductance hydraulique des plantes, il a été nécessaire de déterminer la part de la transpiration dans l'évapotranspiration. Pour cela les résultats journaliers du modèle BYM de Brisson *et al.* (1992) ont été utilisés, en raison du manque de méthodes expérimentales fiables. D'après ces résultats, la part du sol est restée très limitée (de l'ordre de 10 %) lorsque l'indice foliaire du couvert était supérieur à 3. Des simulations réalisées par Ben Merhez (travail en cours au CRPE) sur nos données expérimentales et au moyen d'un modèle plus détaillé de bilan d'énergie, fournissent des évaporations 2 à 3 fois plus fortes. Ces évaporations plus fortes se traduiraient par une baisse de 20 à 30 % des valeurs de la conductance hydraulique. Cela expliquerait de façon cohérente certaines des valeurs de conductance hydraulique que nous avons déterminées par calage du modèle sur les données expérimentales.

15.4 Fonctionnement stomatique et photosynthétique du couvert

La photosynthèse et la conductance stomatique du couvert ont été simulées par l'intégration des réponses foliaires sur l'ensemble du couvert, en faisant intervenir les transferts radiatifs, hydriques et turbulents. Deux hypothèses importantes étaient considérées. D'une part, les courbes de réponse aux différentes variables (Q_p , ψ_f , D'_o et T_f) restent identiques en tout point du couvert, et d'autre part les valeurs "moyennes" du déficit de saturation, du potentiel hydrique et de la température des feuilles qui sont déterminées au cours de la résolution du bilan d'énergie de la végétation, sont suffisantes pour décrire la réponse de l'ensemble des feuilles du couvert. Bien que nous ne disposions que de peu d'éléments permettant de les analyser, les bons résultats du modèle laissent penser que ces hypothèses sont valables, au moins dans nos conditions expérimentales. En particulier, des mesures de potentiels hydriques à différents niveaux dans le couvert n'ont pas mis en évidence de différences significatives. Par contre, la photosynthèse mesurée à saturation lumineuse diminuait avec la profondeur dans le couvert. Ce phénomène, lié à l'âge et à l'acclimatation des feuilles au climat lumineux peut n'avoir que peu d'influence sur les résultats du modèle en raison de l'atténuation du rayonnement au sein du couvert.

D'autres hypothèses concernaient la forme des modèles foliaires, d'une part en considérant la réponse d'une feuille comme le produit des effets de chacune des variables explicatives considérées indépendamment l'une de l'autre, et d'autre part par le choix des fonctions g de réponse à ces variables. La détermination expérimentale des paramètres de ces fonctions (partie III) a montré que si les modèles représentaient relativement bien les réponses des feuilles, des résidus importants pouvaient subsister. Ceux-ci sont certainement dus en partie aux interactions entre variables, mais aussi à d'autres facteurs qui n'ont pas été pris en compte (sans compter la précision des mesures). Parmi ces facteurs on doit signaler les effets des phénomènes d'acclimatation des plantes aux différentes variables de l'environnement (en particulier la température, la lumière et le stress hydrique), aussi bien à long terme qu'à très court terme, ainsi que le rôle des facteurs hormonaux. Ces processus font intervenir les régulations complexes des réactions biochimiques du métabolisme. Les paramètres foliaires ont été déterminés à partir de mesures qui se sont étalées sur quelques semaines, durant lesquelles, les phénomènes d'acclimatation et les modifications de la physiologie des plantes (en fonction de leur phénologie) ont pu introduire des biais.

On pourra remarquer que la RMSE déterminée pour les modèles foliaires de photosynthèse de l'ordre de $2 \mu\text{mole m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (surface foliaire) peut expliquer en grande partie la RMSE déterminée pour la photosynthèse du couvert de l'ordre de 3 ou 4 $\mu\text{mole m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (surface de sol). On remarquera également que pour expliquer les baisses de photosynthèse du couvert vers midi, il a été nécessaire de modifier les valeurs des paramètres de la courbe de réponse de la photosynthèse au potentiel foliaire (le potentiel foliaire étant simulé de façon correcte). On remarquera encore que nous n'avons pas su déterminer les réponses des feuilles à la température lors de nos expérimentations. Toutes ces remarques mettent en évidence les difficultés de paramétrisation du modèle. Si de plus on pense à la variabilité culturale et naturelle des plantes ainsi qu'aux précisions des méthodes de mesures, les difficultés de comparaisons des simulations aux résultats expérimentaux sont également bien évidentes.

La modification des paramètres de la courbe de réponse de la photosynthèse au potentiel hydrique foliaire, pour obtenir de bonnes simulations des dépressions de la photosynthèse du couvert en milieu de journée pose certaines questions sur les conditions d'établissement du modèle de photosynthèse foliaire. On peut effectivement se demander si les caractéristiques aérodynamiques de la couche limite des feuilles dans la chambre de mesure ne provoqueraient pas une limitation de l'apport de CO_2 , et par conséquent de la photosynthèse, en particulier lorsque la conductance stomatique augmente. Cet effet pourrait se traduire par une réponse apparente de la photosynthèse moins rapide que celle de la conductance stomatique à la baisse du potentiel hydrique ou à l'augmentation du déficit de saturation. Ainsi des réponses réelles plus proches de celles de la conductance stomatique devrait en fait être prise en compte. Cependant ces effets aérodynamiques ne pourraient expliquer la saturation plus rapide de la conductance à l'éclairement par rapport à la photosynthèse.

En raison du peu de données de photosynthèse du couvert en début de cycle, et des conditions particulières régnant dans les chambres de mesures, il est difficile de comparer les performances des modèles de photosynthèse du couvert prenant ou ne prenant pas en compte les transferts turbulents. La prise en compte des transferts turbulents est difficile à mettre en pratique alors que nous ne possédons pas d'information sur les teneurs en CO_2 dans l'atmosphère et aux sites de carboxylation, ainsi que sur le dégagement de CO_2 par le sol. De plus, lorsque les échanges turbulents ne sont pas limitants (vitesse du vent élevée, couvert stressé), les résultats d'un modèle qui ne tient pas compte des transferts turbulents peuvent apparaître suffisants.

Partie VI
CONCLUSION

Conclusion : perspectives d'utilisation du modèle

Le travail qui vient d'être présenté, a permis de mettre en place un modèle d'échange d'énergie et de masse entre un couvert végétal et son environnement. Ce modèle est particulièrement intéressant par la prise en compte détaillée des transferts radiatifs, et par ces capacités de simulation de données mesurables par télédétection (réflectances et températures radiatives "de surface"). Après une étude bibliographique, nous avons successivement abordé :

- la modélisation proprement dite (partie II);
- un important travail expérimental sur une culture de soja, qui a permis d'acquérir de nombreuses données pour paramétrer et valider le modèle (partie III); ces expérimentations ont aussi été l'occasion de tester de nouvelles méthodes de mesure (rapport de Bowen, paramétrisation des flux turbulents à proximité du couvert), de discuter le fonctionnement d'autres méthodes (radiométrie de terrain), et d'analyser certains comportements physiologiques du couvert (transferts hydriques, conductance stomatique et photosynthèse foliaire);
- la validation du modèle par rapport aux données expérimentales (partie IV); cette validation a mis en évidence le bon comportement général du modèle, aussi bien pour les transferts radiatifs que pour les transferts de chaleur, l'évapotranspiration, la photosynthèse et les quantités mesurables par télédétection; elle a également permis d'initier la discussion du fonctionnement du modèle.

Après une validation plus complète, et sur d'autres couverts végétaux, le modèle constituera un outil d'analyse de la complémentarité des mesures de réflectance et de température de brillance IRT dans l'optique d'accéder au fonctionnement du couvert par télédétection. Comme nous avons pu le voir en introduction, cela peut être particulièrement intéressant pour l'analyse de la productivité des couverts agricoles ou naturels, ainsi que pour l'analyse des effets des changements climatiques globaux. Il sera particulièrement intéressant pour des couverts relativement peu développés en permettant d'effectuer la séparation entre les échanges au niveau du sol et au niveau de la végétation. Un exemple de ce type de séparation est présenté sur la figure 16.4. Il convient cependant de noter que pour l'instant il est limité par les hypothèses d'homogénéité du couvert faites dans sa conception. L'application à des couverts présentant des effets rang marqués, ne sera pas possible sans faire appel à des formulations des transferts radiatifs et turbulents beaucoup plus complexes que celles qui sont utilisées. Il serait tout de même intéressant de tester de façon très précise la validité du modèle dans de telles conditions de couverts partiels, de façon à mettre en évidence ses limites réelles d'utilisation.

Une expérimentation sur blé actuellement en cours à Avignon (Nadine BRISSON, Martine GUERIF, Richard DELECOLLE) devrait permettre de constituer un jeu de données intéressant pour de nouvelles validations. En particulier, un effort de réflexion important est mené par les laboratoires de Science du sol et de Bioclimatologie à Avignon pour définir des méthodes de mesure de l'évaporation à la surface du sol (utilisation de mesures en continue de l'humidité à proximité de la surface du sol, définition de micro-lysimètres pesables, utilisation de capteur de débit de sève). Ces méthodes pourraient permettre d'effectuer une meilleure séparation entre la transpiration des plantes et l'évaporation du couvert, et ainsi de valider sa simulation par le modèle.

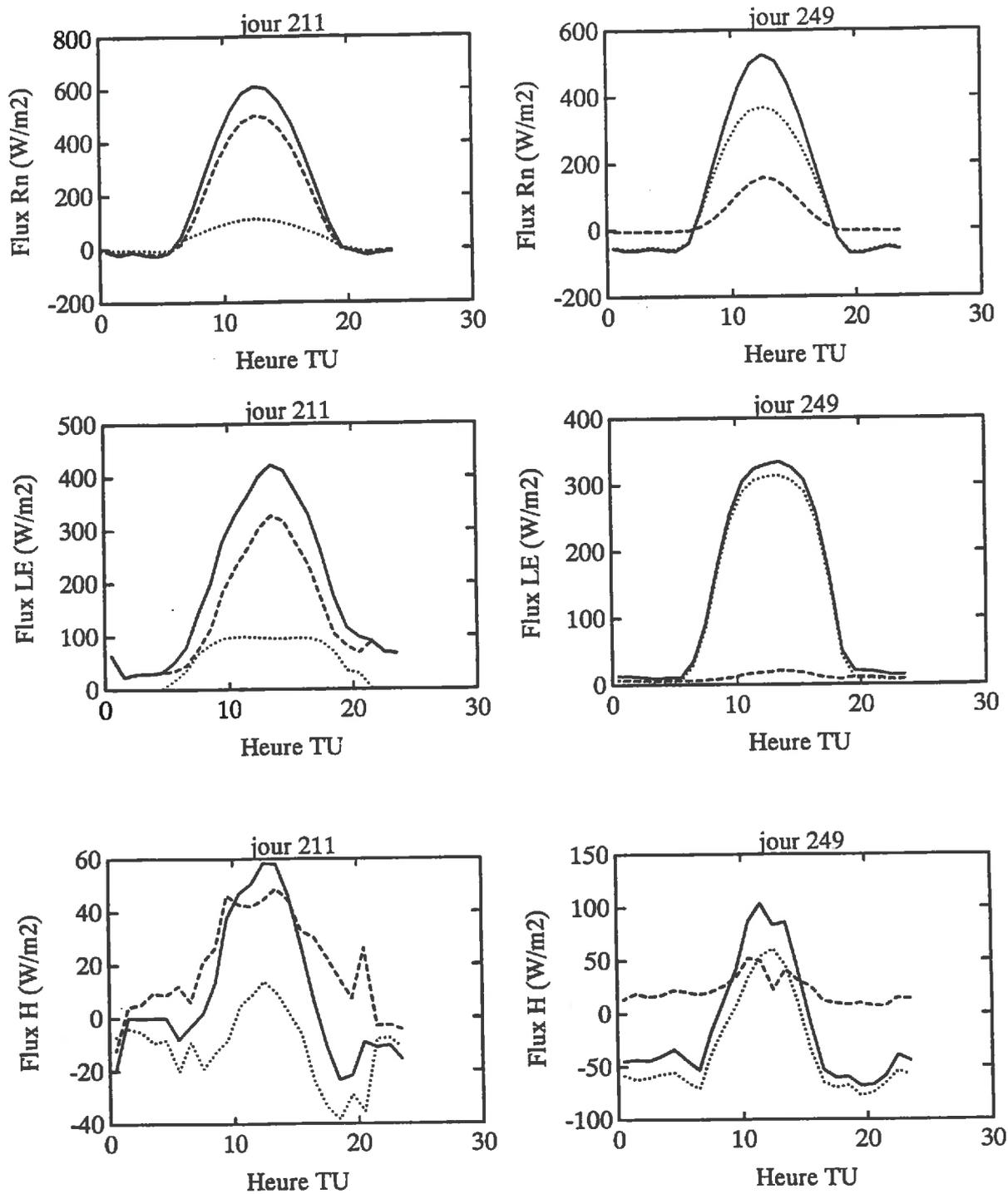


Figure 15.3: Exemple de séparation des échanges sol et végétation : flux total (trait plein), flux au niveau du sol (tiretés) et de la végétation (pointillés).

L'intérêt du modèle pourra se manifester de différentes façons :

- Une analyse de sensibilité complète du modèle permettra d'identifier les paramètres et les mécanismes les plus importants, et qui sont nécessaires à l'analyse du fonctionnement du couvert par télédétection. A l'heure actuelle, on peut déjà proposer d'étudier la nécessité de prendre en compte une formulation plus détaillée des transferts hydriques au travers de la végétation. Une formulation tenant compte de mécanismes de stockage-déstockage au sein d'un réservoir plante (du type de celles proposées par KATERJI ou JONES), pourrait permettre de rendre compte des variations de la conductance des plantes définie par le modèle caténaire de van den Honert. Cependant, nous avons vu que l'intérêt de cet apport n'était pas évident, en raison des effets assez limités qu'il pouvait avoir (Carlson et Lynn 1991).
- L'analyse de sensibilité permettra aussi de définir de nouveaux modèles plus simples, comme des relations entre les mesures de télédétection et la transpiration ou la photosynthèse du couvert. Une étude de ce type a été réalisée au début de mon travail de thèse, pour analyser les relations entre un indice de végétation et la photosynthèse et la conductance "stomatique" du couvert (Oliosio et Baret 1990). Elle ne concernait cependant que les transferts radiatifs et ne faisait pas intervenir les bilans d'énergie. Elle était donc limitée à des conditions que l'on peut qualifier de "potentielles", en l'absence de tout stress.
- Le modèle pourra également être utilisé pour mettre en place des procédures d'inversion et de calage permettant d'effectuer un suivi du fonctionnement du couvert à partir des mesures de télédétection. Ces inversions devront porter sur les paramètres identifiés comme étant les plus sensibles (la conductivité hydraulique par exemple). Des procédures différentes peuvent être envisagées selon le type de donnée de télédétection disponible, et en particulier leur fréquence temporelle.

Dans une optique plus lointaine, il apparaît également possible de proposer des extensions à ce travail, en cherchant à l'élargir aux hyperfréquences et/ou à des modèles agrométéorologiques de croissance des couverts végétaux :

- Les procédures d'inversion et de calage d'un modèle tel que celui qui a été développé, peuvent être améliorées par l'introduction de données hyperfréquences Radar par l'intermédiaire de relations empiriques. Ces données peuvent apporter des informations supplémentaires sur la structure de la végétation (Champion 1991), ainsi que sur l'humidité de surface du sol sous la végétation (Bertuzzi et Bruckler 1990).
- Le couplage du modèle d'échange d'énergie et de fonctionnement du couvert, à un modèle physique de transfert radiatif dans les hyperfréquences, peut également permettre d'améliorer l'étude de la synergie entre les différents domaines de longueurs d'onde. Un tel couplage est déjà en cours, en collaboration avec Jean-Pierre Wigneron (1992). Ce couplage met à profit les simulations de température d'émission du sol et de la végétation, ainsi que du potentiel foliaire, pour simuler l'émission hyperfréquence tout au cours de la journée. Par ailleurs, l'existence de paramètres et de variables d'entrée communs aux deux modèles (structure de la végétation, humidité du sol) doit permettre d'améliorer les possibilités d'inversion et de calage du modèle d'échange d'énergie.
- Le couplage de modèles agrométéorologiques de croissance et de développement de culture, avec des modèles physiques des quantités mesurables par télédétection, peut également être intéressant. Il doit permettre la calibration des modèles de croissance à partir des mesures de télédétection et au travers de procédures d'inversion. Un travail dans ce sens a été initié en collaboration avec le CRPE. Une analyse comparée du modèle d'échange d'énergie du CRPE (Taconet *et al.* 1986) et du modèle SOYAMET (Brisson *et al.* 1992) a permis de mettre le doigt sur les perspectives et les intérêts d'un couplage entre ces deux types de modèle (Taconet *et al.* 1992).

Partie VI

ANNEXES ET REFERENCES

Annexe A

Note sur la mesure de température de surface

La mesure de la température de surface (T_s) permet l'accès au bilan d'énergie de la surface par télédétection. Elle peut ainsi être utile à l'estimation de l'évapotranspiration et de l'état hydrique de la surface, et en particulier des cultures (pilotage de l'irrigation). De plus, si la mesure peut être effectuée simplement au sol par radiothermométrie, elle peut également être mise en oeuvre à partir d'avions ou de satellites et peut donc être appliquée sur de vastes régions. Cependant, la mesure du rayonnement thermique ne permet pas d'obtenir directement la température de surface. Le rayonnement mesuré se compose en effet d'un rayonnement émis par la surface, mais aussi d'un rayonnement provenant de l'environnement et réfléchi par la surface en direction du capteur. Lorsque cet effet est négligé et pour des rayonnements atmosphériques faibles, l'erreur introduite sur la détermination de T_s ne dépasse pas 0,6 ° pour des émissivités supérieures à 0,9 (Idso et Jackson 1968, Svendsen *et al.* 1990). En fait, la mauvaise connaissance de l'émissivité de la surface et du rayonnement atmosphérique dans la gamme de mesure du radiothermomètre laisse penser que cette estimation est optimiste.

La mesure est généralement effectuée entre 8 et 14 μm , zone dans laquelle se situe le maximum d'émission de rayonnement aux températures qui nous intéressent (émission terrestre). De plus cette zone est caractérisée par une absorption atmosphérique faible (en particulier pour le CO_2 et la vapeur d'eau) ce qui est d'une grande importance en ce qui concerne la mise en oeuvre de mesure de télédétection. De la même façon, l'émission atmosphérique qui peut perturber la mesure est généralement faible. Il est également important de remarquer à l'aide de la figure A.1 que le rayonnement émis dans la bande 8-14 μm ne représente qu'environ 1/3 du rayonnement total d'un corps noir aux températures terrestres.

A.1 Considérations théoriques

Le rayonnement $R_{\lambda_1\lambda_2}$ émis par un corps noir entre les deux longueurs d'onde λ_1 et λ_2 est donné par l'équation A.1, dans laquelle $E(\lambda, T_s)$ est l'émittance spectrale (W m^{-3}) donnée par la fonction de Planck (équation A.2) et où T_s représente la température d'émission en Kelvin.

$$R_{\lambda_1\lambda_2} = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} E(\lambda, T_s) d\lambda \quad (\text{A.1})$$

$$E(\lambda, T_s) = \frac{2\pi c^2 h}{\lambda^5} \frac{1}{\exp\left(\frac{hc}{\lambda K T_s}\right) - 1} \quad (\text{A.2})$$

où h est la constante de Planck ($6,63 \cdot 10^{-34}$ J s), c la célérité de la lumière ($3 \cdot 10^8$ m s $^{-1}$) et K la constante de Boltzman ($1,38054 \cdot 10^{-23}$ J K $^{-1}$). Sur l'ensemble du spectre, l'équation A.1 se réduit à la loi de Stefan-Boltzman :

$$R_{-\infty+\infty} = \sigma T_s^4 \quad (\text{A.3})$$

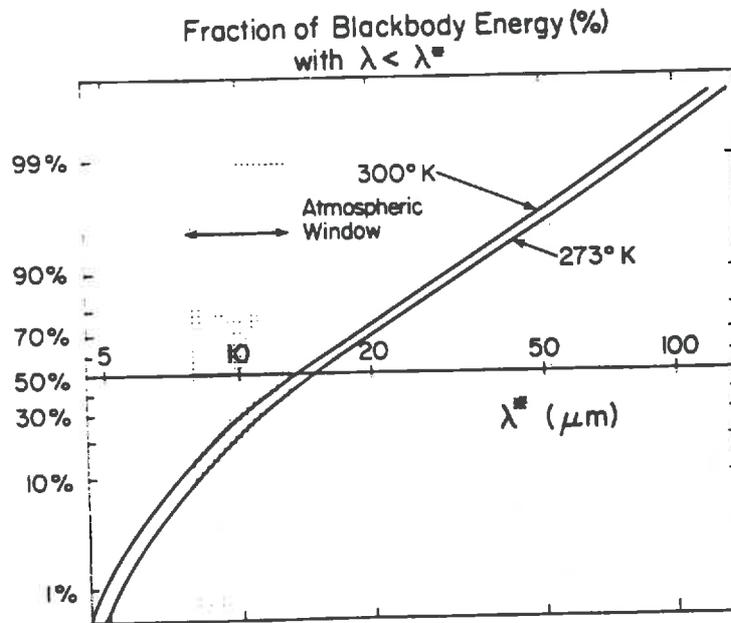


Figure 1.1: Fraction de l'énergie totale émise par un corps noir en dessous de la longueur d'onde λ^* (Berdahl et Fromberg 1982).

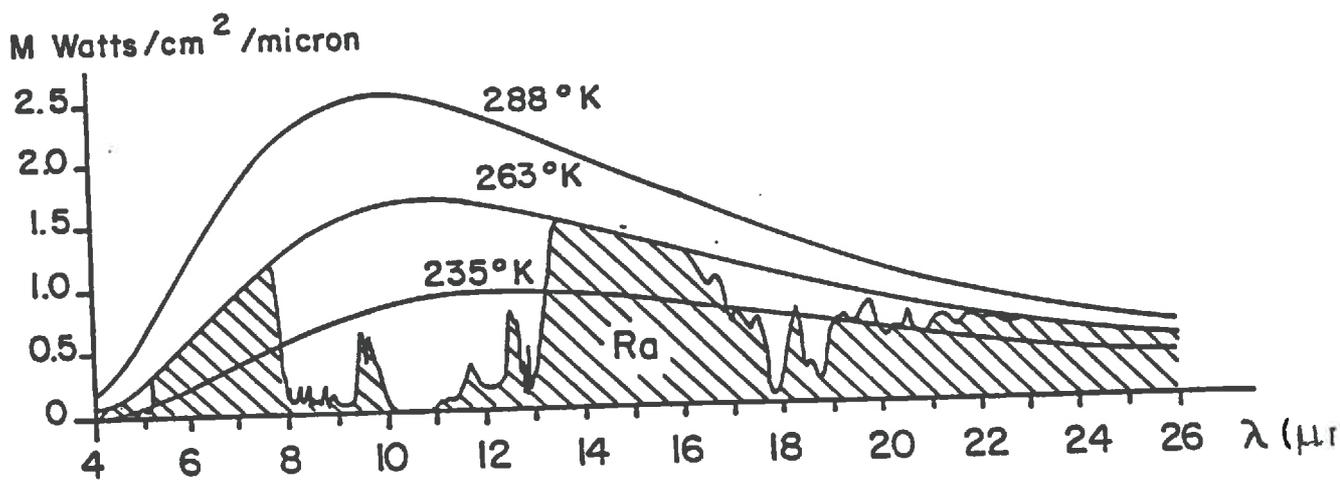


Figure 1.2: Spectres d'émission de corps noirs à différentes températures et estimation du rayonnement atmosphérique (zone hachurée).

avec $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$. Pour une gamme de longueurs d'onde plus limitée (comme la gamme 8-14 μm), l'intégration de l'équation A.1 ne peut être effectuée que numériquement. Cependant, il est alors souvent possible d'établir par régression une relation entre R_{λ_1, λ_2} et T_s . Entre 0 et 30 °C et dans la bande spectrale 8-14 μm , Svendsen *et al.* (1990) donnent :

$$R_{8-14} = 6,7975 \cdot 10^{-11} T_s^5 + 7,84 \quad (\text{A.4})$$

Pour une gamme de températures légèrement différente (-10,+45 °C) Idso (1981) propose :

$$\frac{R_{8-14}}{R_{-\infty+\infty}} = -0,6732 + 0,6240 \cdot 10^{-2} T_s - 0,9140 \cdot 10^{-5} T_s^2 \quad (\text{A.5})$$

Le rapport $f(T_s) = R_{8-14}/R_{-\infty+\infty}$ varie entre 0,34 à -10 °C et 0,39 à 50 °C. Le rayonnement d'un corps noir dans la gamme 8-14 μm peut alors être exprimé par :

$$R_{8-14} = f(T_s) \sigma T_s^4 \quad (\text{A.6})$$

Dans le cas d'un corps non-noir, l'équation A.6 doit être modifiée par l'introduction de l'émissivité ϵ_{8-14} :

$$R_{8-14} = \epsilon_{8-14} f(T_s) \sigma T_s^4 \quad (\text{A.7})$$

Si pour un corps noir, il est facile de déterminer la température d'émission T_s à partir de la mesure radiométrique, au travers de l'équation A.6, cela devient plus difficile pour un corps non-noir. Il est d'une part, nécessaire de connaître l'émissivité, et d'autre part, de prendre en compte la réflexion par le corps non-noir, dans la direction de la mesure, du rayonnement thermique provenant de l'environnement Ra_{8-14} . Le rayonnement mesuré par le radiothermomètre correspond en effet à :

$$R_{mes} = \epsilon_{8-14} f(T_s) \sigma T_s^4 + (1 - \epsilon_{8-14}) Ra_{8-14} \quad (\text{A.8})$$

D'autre part, l'application de l'équation A.6 au rayonnement mesuré R_{mes} définit la température de brillance T_b , qui correspond à la température d'émission d'un corps noir émettant le même rayonnement entre 8 et 14 μm que le rayonnement effectivement mesuré :

$$R_{mes} = f(T_b) \sigma T_b^4 \quad (\text{A.9})$$

Lorsque l'on connaît Ra_{8-14} et ϵ_{8-14} l'équation A.8 permet de déterminer facilement T_s à partir de R_{mes} ou de T_b . Par contre si Ra_{8-14} et ϵ_{8-14} sont inconnus ou connus de façon seulement imprécise, seule T_b peut être déterminée. La différence entre T_b et T_s constitue alors une erreur de mesure qui dépend de l'émissivité et du rayonnement environnant.

A.2 Le rayonnement atmosphérique entre 8 et 14 μm

Comme le montre la figure A.2, l'émission atmosphérique est relativement plus faible dans la gamme 8-14 μm que pour l'ensemble du spectre de rayonnement atmosphérique. Idso (1981) propose d'exprimer le rayonnement atmosphérique dans la gamme 8-14 μm par :

$$Ra_{8-14} = \epsilon_{atm,8-14} \sigma f(T_a) T_a^4 \quad (\text{A.10})$$

avec

$$\epsilon_{atm,8-14} = 0,15 + 5,0310 \cdot 10^{-6} e_a \exp \frac{2450}{T_a} \quad (\text{A.11})$$

$\epsilon_{atm,8-14}$ définit une "émissivité atmosphérique" dans la gamme 8-14 μm . T_a et e_a sont la température et la pression de vapeur de l'air mesurées classiquement en station météo. Dans son étude Ra_{8-14} était mesuré à l'aide d'un radiomètre PRT-5 (Barnes) et les valeurs d'émissivité se situaient entre 0.2 et 0.6. Ces valeurs se situent nettement en dessous des valeurs d'émissivités déterminées sur l'ensemble

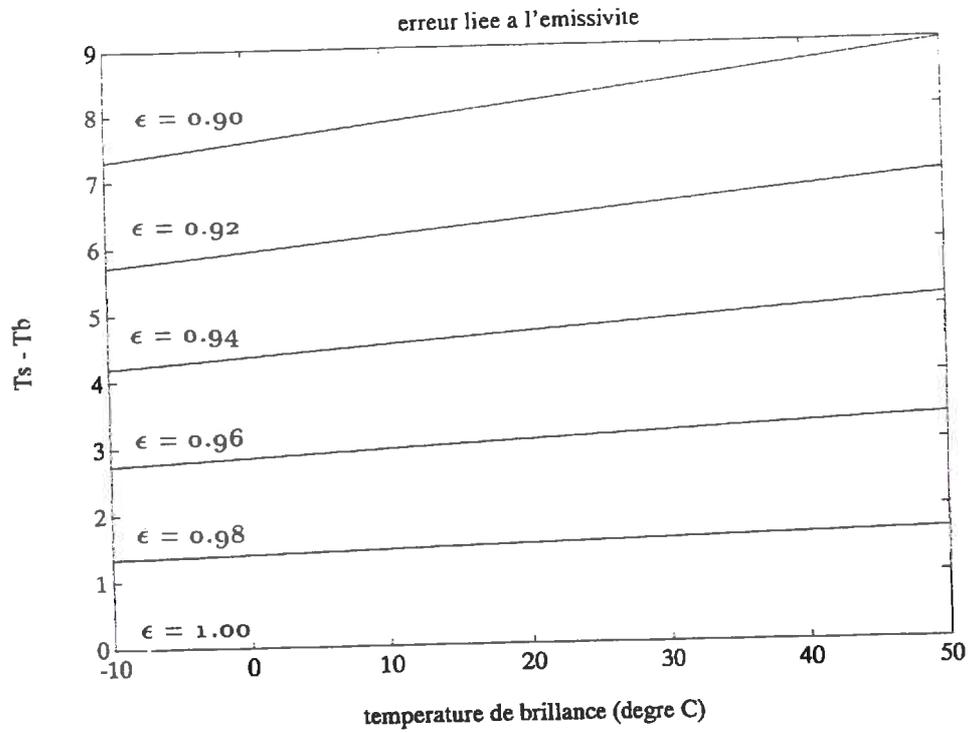


Figure A.3: Erreur liée à l'émissivité de la surface en fonction de la température de brillance et de l'émissivité

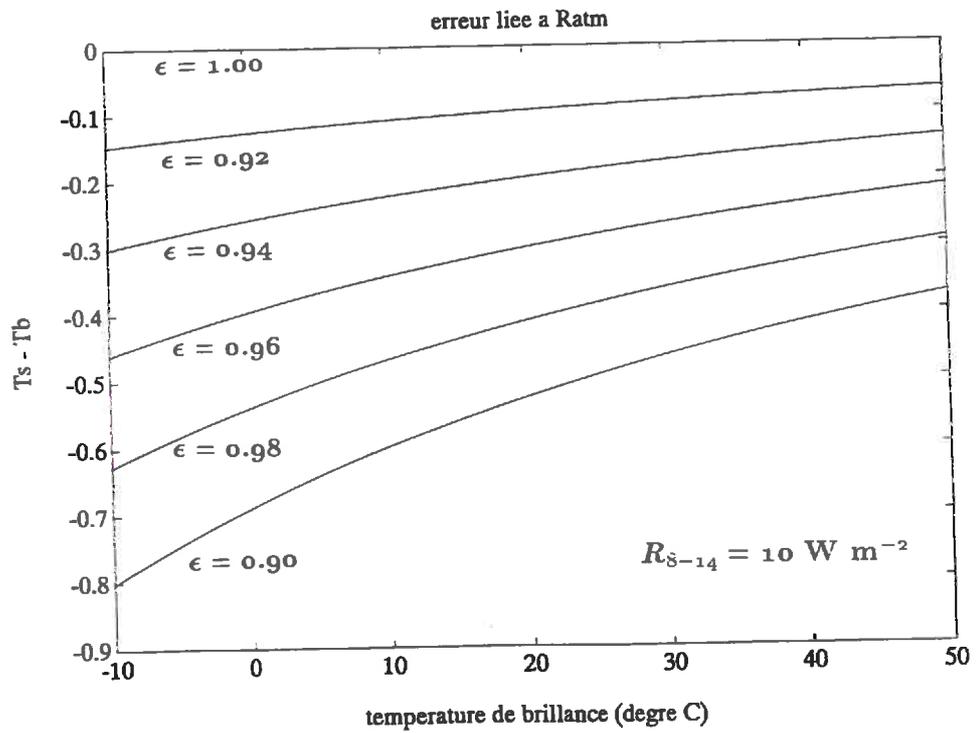


Figure A.4: Erreur liée au rayonnement atmosphérique en fonction de la température de brillance, de l'émissivité de la surface

du spectre¹ ($\epsilon_{atm} = 0.7$ à 0.9). Les rayonnements atmosphériques mesurés entre 8 et $14 \mu\text{m}$ s'étalaient entre 20 et 120 Wm^{-2} pour des ciels sans nuage. Dans le cas de ciels nuageux, le rayonnement entre 8 et $14 \mu\text{m}$ peut être plus important en raison de l'émission par les nuages, qui se comportent quasiment comme des corps noirs. Cependant ce rayonnement reste toujours limité à environ le tiers du rayonnement atmosphérique sur l'ensemble du spectre.

A.3 Analyse de la différence $T_s - T_b$

En comparant les équations A.8 et A.9, nous obtenons :

$$f(T_b) \sigma T_b^4 = \epsilon_{8-14} f(T_s) \sigma T_s^4 + (1 - \epsilon_{8-14}) Ra_{8-14} \quad (\text{A.12})$$

ce qui en supposant que T_s et T_b sont proches (température absolue), permet d'écrire :

$$f(T_s) \simeq f(T_b) \quad (\text{A.13})$$

et

$$T_s^4 - T_b^4 \simeq 4T_b^3(T_s - T_b) \quad (\text{A.14})$$

et donc

$$T_s - T_b \simeq \underbrace{\frac{(1 - \epsilon_{8-14})}{4 \epsilon_{8-14}} T_b}_{a(\epsilon)} - \underbrace{\frac{1 - \epsilon_{8-14}}{4 \epsilon_{8-14} f(T_b) \sigma T_b^3} Ra_{8-14}}_{b(\epsilon, Ra)} \quad (\text{A.15})$$

La différence $T_s - T_b$ se décompose en deux termes, $a(\epsilon)$ ne dépendant que de ϵ_{8-14} , et $b(\epsilon, Ra)$ qui dépend également de Ra_{8-14} (de façon directement proportionnelle). Les erreurs liées aux deux termes sont présentées sur les figures A.3 et A.4 pour différentes valeurs de T_b et ϵ_{8-14} . L'erreur globale est présentée sur la figure A.5. Il apparait :

- une erreur liée à l'émissivité seule qui est bien connue (Stoll 1990);
- une erreur liée au rayonnement atmosphérique qui augmente avec ce rayonnement et lorsque l'émissivité s'écarte de 1; cette erreur est proportionnelle au rayonnement atmosphérique; elle dépend fortement de la température.
- les deux termes sont de signe opposé et ils se compensent donc; ainsi, sauf dans les cas extrêmes (rayonnement atmosphérique très faible, émissivité inférieure à 0.95, température de brillance très faible aux forts rayonnements atmosphériques), les écarts de température $T_s - T_b$ restent limités à moins de 3° (bien souvent beaucoup moins : tableau A.1); l'écart est nul pour $Ra_{8-14} = f(T_s) \sigma T_s$.

A.4 Erreurs liées à la connaissance imprécise de ϵ_{8-14} et Ra_{8-14}

Lorsque les valeurs de ϵ_{8-14} et de Ra_{8-14} sont connues avec une certaine précision, il est possible d'estimer la précision de la mesure de T_s en différenciant l'équation A.15, ce qui donne pour ϵ_{8-14} et en négligeant l'effet de Ra_{8-14} :

$$\frac{dT_s}{d\epsilon_{8-14}} = -\frac{T_s}{4 \epsilon_{8-14}} \quad (\text{A.16})$$

et en tenant compte de Ra_{8-14} :

$$\frac{dT_s}{d\epsilon_{8-14}} = \frac{Ra_{8-14}}{4 f(T_s) \sigma T_s^3 \epsilon_{8-14}^2} - \frac{T_s}{4 \epsilon_{8-14}} \quad (\text{A.17})$$

¹Sur l'ensemble du spectre l'émissivité ϵ_{atm} est définie par la relation : $Ra_{-\infty+\infty} = \epsilon_{atm} \sigma T_s^4$

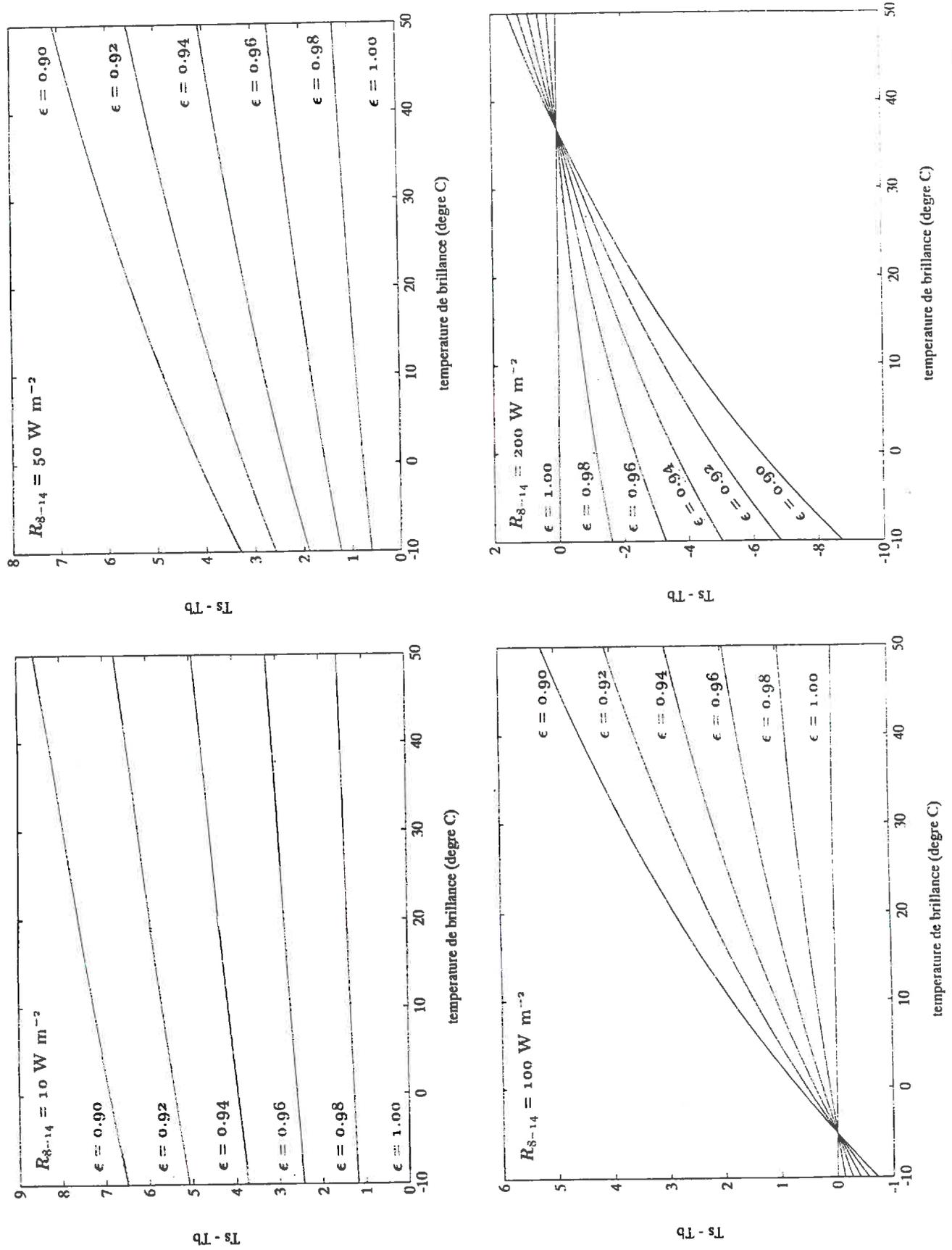


Figure A.5: Erreur totale en fonction de la température de brilliance, de l'émissivité de la surface et du rayonnement atmosphérique

Erreur liée à l'émissivité seule						
ϵ	0.98	0.96				
$T_b = 10^\circ \text{C}$	1.4	3.0				
$T_b = 40^\circ \text{C}$	1.6	3.3				
Erreur liée à Ra_{8-14} seul						
$Ra_{8-14} \text{ W m}^{-2}$	50		100		200	
ϵ	0.98	0.96	0.98	0.96	0.98	0.96
$T_b = 10^\circ \text{C}$	-0.6	-1.1	-1.1	-2.3	-2.2	-4.5
$T_b = 40^\circ \text{C}$	-0.4	-0.8	-0.8	-1.7	-1.6	-3.3
Erreur totale						
$Ra_{8-14} \text{ W m}^{-2}$	50		100		200	
ϵ	0.98	0.96	0.98	0.96	0.98	0.96
$T_b = 10^\circ \text{C}$	0.8	1.8	0.3	0.7	-0.8	-1.5
$T_b = 40^\circ \text{C}$	1.2	2.5	0.8	1.6	0.0	0.0

Tableau A.1: Erreur $T_s - T_b$ ($^\circ$) pour 3 valeurs du rayonnement atmosphérique et 2 valeurs d'émissivité

Pour Ra_{8-14} :

$$\frac{dT_s}{dRa_{8-14}} = \frac{1 - \epsilon_{8-14}}{4 f(T_s) \sigma T_s^3 \epsilon_{8-14}} \quad (\text{A.18})$$

Il apparait :

- une erreur sur T_s entre ± 0.6 et 0.9 K (selon T_s) pour une erreur sur ϵ_{8-14} de ± 0.01 ; en connaissant Ra_{8-14} cette erreur peut être sensiblement réduite;
- une erreur entre ± 0.8 et 0 (selon ϵ) pour Ra à $\pm 10 \text{ W m}^{-2}$.

A.5 Implications et conclusion

Que se passe t'il lorsque l'on effectue une correction à partir du rayonnement atmosphérique total ?

Ra_{8-14} n'est que très rarement mesuré. Dans la mesure où les radiothermomètres sont généralement étalonnés directement en température, il est tentant d'introduire le rayonnement atmosphérique mesuré sur l'ensemble du spectre — une mesure beaucoup plus fréquente — pour effectuer les corrections de température de brillance. Le même raisonnement que précédemment conduit à :

$$T_s - T_b \simeq \frac{(1 - \epsilon)}{4 \epsilon} T_b - \frac{1 - \epsilon}{4 \epsilon \sigma T_b^3} Ra_{-\infty+\infty} \quad (\text{A.19})$$

alors que l'équation que nous avons vue précédemment est équivalente à :

$$T_s - T_b \simeq \frac{(1 - \epsilon)}{4 \epsilon} T_b - \frac{1 - \epsilon}{4 \epsilon \sigma T_b^3} \frac{\epsilon_{atm,8-14}}{\epsilon_{atm}} Ra_{-\infty+\infty} \quad (\text{A.20})$$

Les différences d'"émissivité atmosphérique" entre l'ensemble du spectre et la fenêtre de mesure se traduisent par des rapports $\epsilon_{atm}/\epsilon_{atm,8-14}$ qui varient entre 3,5 et 1,5 d'après les formules de dso (1981). Le terme correctif lié à Ra peut donc être fortement surestimé lorsque les différences d'émissivité atmosphérique ne sont pas prise en compte.

Que se passe t'il si l'on considère a priori une émissivité fixée à 0.98 ?

L'émissivité de la végétation se situe bien souvent entre 0.95 et 1.00. Lorsqu'elle n'est pas connue, il est certainement plus intéressant d'introduire une valeur moyenne de l'ordre de 0.98 ou 0.97 que de ne pas la prendre en compte dans les corrections. Les figures A.5 et le tableau A.1 montre que dans ce cas l'erreur liée à la non connaissance de $R_{a_{8-14}}$ sera donc limitée à $\pm 1-1,5^\circ$ dans des conditions de mesure classique ($R_{a_{8-14}}$ entre 50 et 150 $W m^{-2}$ et T_b entre 10 et 40° C). Dans le cas de sols nus ou de couverts partiels, des valeurs d'émissivité plus faibles, de l'ordre de 0.85 ou 0.90, ont parfois été constatées. La non connaissance de $R_{a_{8-14}}$ peut alors provoquer des erreurs importantes de l'ordre de $\pm 6^\circ$.

Il apparait donc que dans le cas de la végétation, la prise en compte d'une émissivité de l'ordre de 0.98 doit permettre de négliger l'effet de la réflexion du rayonnement atmosphérique en limitant l'erreur à environ $\pm 1^\circ$. En l'absence d'une connaissance précise de $R_{a_{8-14}}$, il est plus simple de ne pas chercher à en tenir compte dans les corrections (et ne pas le remplacer par le rayonnement atmosphérique total). Pour les surfaces à émissivité plus faible, il est par contre nécessaire de prendre en compte $R_{a_{8-14}}$. Cependant la précision de la détermination de ce rayonnement pourra avoir une forte influence sur la correction.

Remarque : un raisonnement similaire peut être tenu pour des mesures dans des gammes de longueur d'onde différentes comme la gamme 10,5-12,5 μm . Dans cette gamme, le rapport $f(T_s)$ et l'émissivité atmosphérique peuvent être obtenus à partir de (Idso 1981) :

$$f(T_s) = \frac{R_{10,5-12,5}}{R_{-\infty+\infty}} = -0,2338 + 0,2288 \cdot 10^{-2} T_s - 0,3617 \cdot 10^{-5} T_s^2 \quad (A.21)$$

$$\epsilon_{atm,10,5-12,5} = 5,9110^{-6} e_a \exp \frac{2450}{T_a} \quad (A.22)$$

Annexe B

MODELISATION DES TRANSFERTS RADIATIFS

Le modèle SAIL a été décrit en détail par Verhoef (1984) — expression analytique des coefficients — et Verhoef (1985) — résolution du système. Dans cette annexe, nous allons présenter les extensions apportées au modèle qui ont été nécessaire à notre travail.

B.1 Cas d'un couvert monocouche

Verhoef définit les flux montants (u) et descendants (d) au toit (t) et au bas (b) de la couche de végétation modélisée de sorte que : $E_d = \begin{pmatrix} E_s \\ E_l \end{pmatrix}$ $E_u = \begin{pmatrix} E_\uparrow \\ E_o \end{pmatrix}$
et que :

$$E_u(t) = R_t^* E_d(t) \quad (\text{B.1})$$

où R_t^* représente la matrice de réflectance du couvert :

$$R_t^* = \begin{pmatrix} \rho_{sd}^* & \rho_{dd}^* \\ \rho_{so}^* & \rho_{do}^* \end{pmatrix} \quad (\text{B.2})$$

Les réflectances spectrales directionnelles de l'ensemble du couvert sont alors données par :

$$\rho_\lambda = \frac{L_o(t)}{E_s(t) + E_l(t)} = \frac{\rho_{so}^* E_s(t) + \rho_{do}^* E_l(t)}{E_s(t) + E_l(t)} \quad (\text{B.3})$$

et les réflectances spectrales hémisphériques par :

$$\alpha_\lambda = \frac{E_\uparrow(t)}{E_s(t) + E_l(t)} = \frac{\rho_{sd}^* E_s(t) + \rho_{dd}^* E_l(t)}{E_s(t) + E_l(t)} \quad (\text{B.4})$$

De la même façon, il nous est possible de définir une matrice de transmittance T_d^* telle que :

$$E_d(b) = T_d^* E_d(t) \quad (\text{B.5})$$

et :

$$T_d^* = \begin{pmatrix} \tau_{ss}^* & \tau_{ds}^* \\ \tau_{sd}^* & \tau_{dd}^* \end{pmatrix} \quad (\text{B.6})$$

Les transmittances spectrales sont alors données pour le rayonnement direct par :

$$\tau_{s\lambda} = \frac{E_s(b)}{E_s(t) + E_l(t)} = \frac{\tau_{ss}^* E_s(t)}{E_s(t) + E_l(t)} \quad (\text{B.7})$$

et pour le rayonnement diffus :

$$\tau_{d\lambda} = \frac{E_{\downarrow}(t)}{E_s(t) + E_{\downarrow}(t)} = \frac{\tau_{sd}^* E_s(t) + \tau_{dd}^* E_{\downarrow}(t)}{E_s(t) + E_{\downarrow}(t)} \quad (\text{B.8})$$

La transmittance totale étant donnée par la somme de ces deux termes :

$$\tau_{t\lambda} = \tau_{s\lambda} + \tau_{d\lambda} \quad (\text{B.9})$$

Remarque : la transmittance directionnelle permet de calculer l'interception du rayonnement direct et la proportion de taches de soleil.

Les absorptances spectrales sont données par :

$$\begin{aligned} \omega_{\lambda} = & (1 - \rho_{sd}^* - (1 - \rho_{sd})\tau_{ss}^* - (1 - \rho_{dd})\tau_{sd}^*) \frac{E_s(t)}{E_s(t) + E_{\downarrow}(t)} \\ & + (1 - \rho_{dd}^* - (1 - \rho_{sd})\tau_{ds}^* - (1 - \rho_{dd})\tau_{dd}^*) \frac{E_{\downarrow}(t)}{E_s(t) + E_{\downarrow}(t)} \end{aligned} \quad (\text{B.10})$$

B.2 Extension à plusieurs couches

Le modèle peut être étendu à un couvert composé de différentes couches homogènes superposées (Verhoef 1985). Il suffit pour cela d'appliquer récursivement les relations permettant de calculer la réflectance et la transmittance d'un couvert monocouche.

B.3 Calcul des éclairissements des feuilles

B.3.1 Atténuation du rayonnement au sein du couvert

Le couvert est discrétisé en fines couches superposées. L'éclairissement au sommet et au bas de chacune de ces couches est calculé à partir des matrices précédentes. La finesse des couches (d'un LAI de 0,15 environ) permet de considérer cet éclairissement comme l'éclairissement horizontal au niveau de chaque feuille de la couche, en limitant l'effet des superpositions et des diffusions au sein même de la couche.

Les coefficients de transmission et de réflexion des différents rayonnements pour chaque couche sont calculés de façon identique aux équations B.4, B.7 et B.8. Ainsi les différents éclairissements d'une couche (i) s'expriment par rapport à l'éclairissement PAR au sommet du couvert Q_{pI} :

$$E_s(i) = \tau_{s\lambda}(i+1) Q_{pI} \quad (\text{B.11})$$

$$E_{\downarrow}(i) = \tau_{d\lambda}(i+1) Q_{pI} \quad (\text{B.12})$$

$$E_{\uparrow}(i) = \alpha_{\lambda}(i-1) Q_{pI} \quad (\text{B.13})$$

avec $E_s(i)$ l'éclairissement direct au sommet de la couche (i), $E_{\downarrow}(i)$ l'éclairissement diffus descendant au sommet de la couche (i), $E_{\uparrow}(i)$ l'éclairissement diffus montant au bas de la couche (i), $\tau_{s\lambda}(i+1)$ le coefficient de transmission du rayonnement direct sous la couche ($i+1$), $\tau_{d\lambda}(i+1)$ le coefficient de transmission du rayonnement diffus sous la couche ($i+1$), $\alpha_{\lambda}(i-1)$ le coefficient de réflexion hémisphérique du rayonnement au sommet de la couche ($i-1$).

B.3.2 Prise en compte de l'orientation des feuilles

Les rayonnements calculés au paragraphe précédent sont des rayonnements normaux aux couches. Le passage à des rayonnements normaux aux feuilles a été décrit par Verhoef (1984). Pour le rayonnement direct E_s :

$$E_s(\perp f) = f_s E_s(\perp c) \quad (\text{B.14})$$

où $E_s(\perp f)$ est l'éclairement normal à la feuille, $E_s(\perp c)$ l'éclairement normal à la couche. f_s tient compte de l'angle zénithal d'incidence du rayonnement θ_s , de l'angle zénithal foliaire θ_l (inclinaison) et de l'angle azimutal Ψ :

$$f_s = \cos \theta_l (1 - \tan \theta_s \tan \theta_l \cos \Psi) \quad (\text{B.15})$$

Dans certains cas f_s devient négatif et l'incidence se fait à la face inférieure de la feuille. Pour les rayonnements diffus E_d :

$$E_d(\perp f) = f_d E_d(\perp c) \quad (\text{B.16})$$

$f_d = 1$ car par hypothèse du modèle SAIL, le rayonnement diffus est isotrope. Par contre, pour une feuille d'inclinaison θ_l , une partie du rayonnement diffus éclairant la face supérieure provient du flux descendant E_1 , et une autre partie du flux montant E_1 . Ces deux parties sont données par :

$$f_1 = \frac{1 + \cos \theta_l}{2} \quad (\text{B.17})$$

$$f_2 = \frac{1 - \cos \theta_l}{2} \quad (\text{B.18})$$

B.3.3 Distinction feuilles au soleil/feuilles à l'ombre

Le modèle SAIL permet de calculer l'extinction du rayonnement direct dans le couvert. On en déduit facilement la proportion de surface foliaire au soleil dans la couche (i) :

$$LAI_s(i) = \frac{\tau_{s\lambda}(i+1)}{e_s} LAI(i) = S(i) LAI(i) \quad (\text{B.19})$$

avec : où $LAI(i)$ est l'indice foliaire de la couche (i), $LAI_s(i)$ l'indice foliaire au soleil de la couche (i), e_s la proportion de rayonnement direct au sommet du couvert.

B.3.4 Eclairement d'une feuille

Dans nos calculs on ne considèrera que l'éclairement reçu par la face des feuilles susceptibles de recevoir le rayonnement direct (en effet les courbes de réponse des feuilles à l'éclairement sont toujours déterminées par rapport à cet éclairement). $Q_{p,soleil,k,j,i}$ l'éclairements d'une surface au soleil (azimut k , inclinaison j , dans la couche i), et $Q_{p,ombre,k,j,i}$ l'éclairement d'une surface à l'ombre sont donnés par :

$$Q_{p,soleil,k,j,i} = [e_s | f_s | + \tau_{d\lambda}(i+1) f_1 + \alpha_\lambda(i-1) f_2] Q_{pI} \quad (\text{B.20})$$

$$Q_{p,ombre,k,j,i} = [\tau_{d\lambda}(i+1) f_1 + \alpha_\lambda(i-1) f_2] Q_{pI} \quad (\text{B.21})$$

NB : quand $f_s < 0$, l'incidence du rayonnement direct se fait à la face "inférieure". Dans ce cas nous interchangeons les valeurs de f_1 et de f_2 de façon à toujours se rapporter à la face recevant l'éclairement direct.

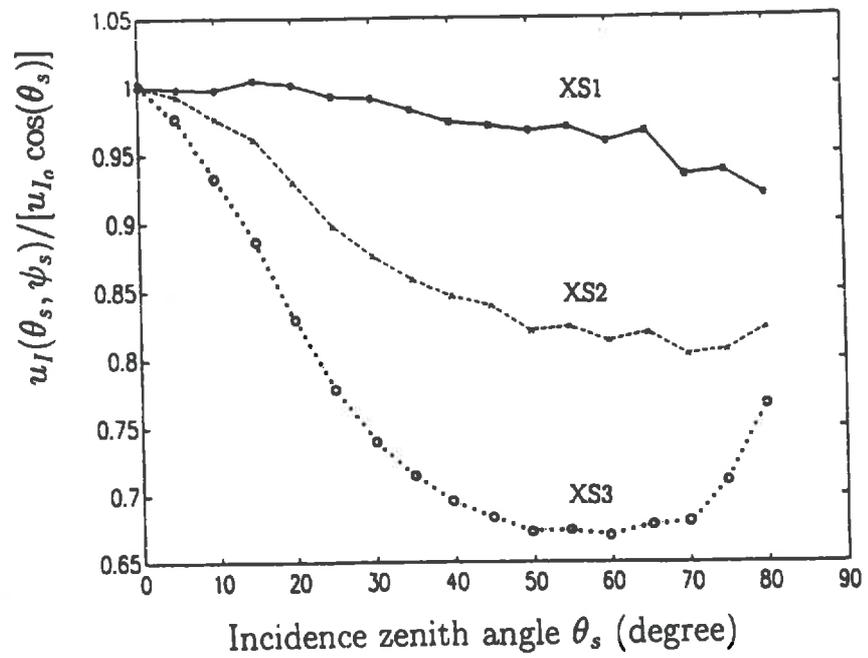
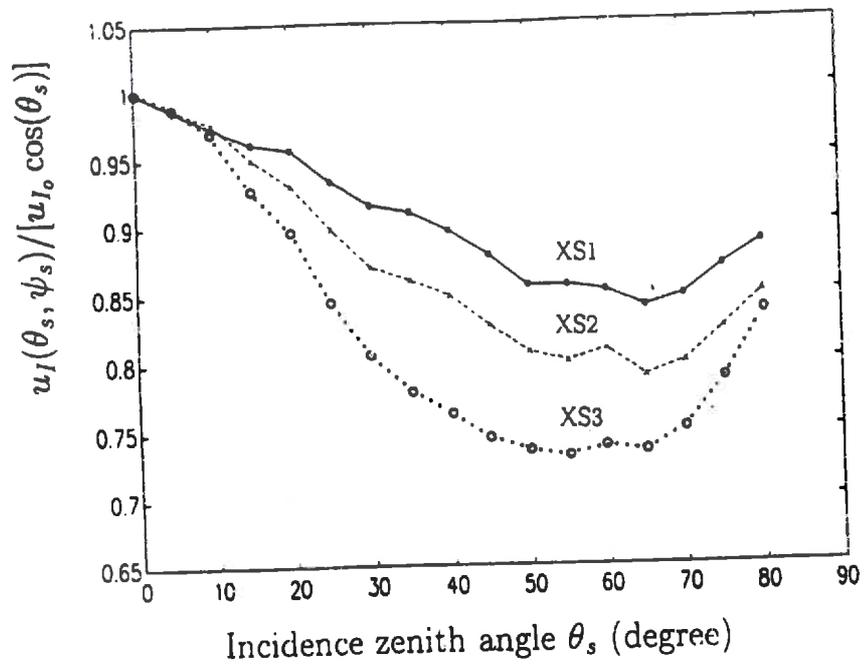


Figure 3.1: Deviation of the angular response of irradiance receptor from cosine in two azimuthal positions.

Annexe C

Correction of irradiance geometry effects on field measurements of reflectance with ground-truth radiometers

C.1 Introduction

Field measurements of surface reflectance are useful to interpret satellite data. For example, they enable establishment of relationships between crop characteristics such as LAI or PAR absorption and crop reflectances (Asrar *et al.* 1984, Baret and Olioso 1989). They are also used for the calibration of satellite sensors (Slater *et al.* 1987, Gu 1991). Ground-truth reflectance data can be obtained by using reflectometers which combine irradiance measurements with an hemispherical field of view radiometer and radiance measurements with a small aperture angle radiometer. To obtain adequate field reflectance data, it is important that irradiance sensors are perfect cosine-receptors. Experiments have shown that this is not often achieved in practice (Duggin 1980, Zibordi and Meloni 1991, with EXOTECH 100 radiometers, Bégué 1991, Gu 1991, with CIMEL reflectometers). Therefore irradiance measurements depend on irradiance characteristics such as solar zenith angle, azimuthal position of the sun relative to the irradiance radiometer and fraction of diffuse radiation in total radiation. In this paper, a procedure to correct the noncosine response of the irradiance radiometer is presented which is based on the laboratory determination of the radiometer angular response. This procedure is then applied to field reflectance measurements on a soybean crop with a CIMEL radiometer.

C.2 Determination of the angular response of irradiance sensors

The CIMEL reflectometer developed in France (Guyot *et al.* 1984) has two independent radiometers which make simultaneous measurements in the three spectral bands of the SPOT satellite (XS1 : 400-590 nm ; XS2 : 620-680 nm ; XS3 : 790-890 nm). One radiometer looks to the ground with a 12° aperture angle and measures exitant radiance. The other looks to the sky with an hemispherical field of view and measures irradiance. Output signals of the reflectometer are obtained by the ratio of the two radiometer outputs in each channel.

The angular response of the irradiance radiometer was determined in a dark-room laboratory. A photometric system was used to illuminate the radiometer under different incidence geometries. The light source was a 1000 W halogen lamp, placed at one meter from the sensors. Measurements were made for every 5° of zenith angle, and in 6 azimuthal positions. Three radiometers were tested. The deviation from the cosine law can reach 40% in XS3, 30% in XS2 and 15% in XS1, depending on zenith angle of incident radiation and on azimuthal position of the irradiance head (Fig. 1). The effects of changes in azimuthal position can result in error of about 15 %. Angular responses of irradiance

radiometers — expressed as u_I/u_{I_0} with u_I the irradiance radiometer output for a given zenith angle and u_{I_0} its value for a normal incidence — can be fitted with cosine third degree polynomials $P(\theta_s, \psi_s)$ (with residual standard deviations never higher than 0.025).

C.3 Correction of the angular dependence of irradiance measurements

Reflectometer outputs u_ρ are transformed in reflectance data ρ by using a calibration equation

$$\rho = k u_\rho \quad (\text{C.1})$$

where k is the calibration coefficient. As irradiance measurements depend on radiation geometry, a correction factor C is introduced so that

$$\rho = \frac{k_c}{C} u_\rho \quad (\text{C.2})$$

with k_c being a calibration coefficient independent of irradiance geometry. In field conditions, irradiance has direct and diffuse components. C is then the combination of a correction factor for direct incident radiation $C_s(\theta_s, \psi_s)$, which depends on zenith (θ_s) and azimuth (ψ_s) incidence angles, and a correction factor for diffuse radiation C_d , which is assumed to be independent of incidence geometry :

$$C = \left[\frac{1 - e_d}{C_s(\theta_s, \psi_s)} + \frac{e_d}{C_d} \right]^{-1} \quad (\text{C.3})$$

with e_d being the diffuse fraction (ratio of the diffuse irradiance to the global).

Because of the cosine law, the direct correction factor is given by

$$C_s(\theta_s, \psi_s) = \frac{\cos \theta_s}{P(\theta_s, \psi_s)} \quad (\text{C.4})$$

The diffuse correction factor is calculated by assuming that incident diffuse radiation is isotropic :

$$C_d = \frac{\int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} \cos \theta_s \sin \theta_s d\theta_s d\psi_s}{\int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} P(\theta_s, \psi_s) \sin \theta_s d\theta_s d\psi_s} \quad (\text{C.5})$$

Calculations made for 3 irradiance radiometers lead to C_d values of 1.075, 1.079 and 1.079 in XS1, 1.172, 1.224 and 1.123 in XS2 and 1.307, 1.232 and 1.386 in XS3. They can be considered as overall coefficients to express the imperfection of each radiometer band.

The influence of e_d on the correction is generally less important than the influence of θ_s (Fig. 2). When e_d is small C varies strongly with zenith angle. If C_d and $C_s(\theta_s, \psi_s)$ are equal the diffuse fraction has no effect (vertical lines in figure 2). When the diffuse fraction influence is maximum, C varies about 2 % per 0.1 e_d variation (in XS3 ; C variations are less important in other channels). That leads to a 20 % maximum error if diffuse fraction is not taken into account to calculate C .

C.4 Applications of the correction procedure

The correction procedure is applied to reflectance measurements during the growth cycle of a soybean crop in Avignon (sowing at julian day 183 ; maximum LAI is 3.9 at day 233). To avoid azimuthal dependence of irradiance measurements, the irradiance head was always set in the same azimuthal position relative to the sun. The radiometer horizontality was checked with a precision bubble level. Measurements were performed in nadir direction, near solar noon, and on cloudless days. Solar zenith angle varied from 22° to 45° between the beginning and the end of the experiment. Diffuse fraction of global radiation (0.35-2.5 μm) was recorded on the experimental site by using two Kipp and Zonen pyranometers and a shadow band mounted between the sun and one of them. The diffuse fraction never exceeded 0.24 at the time of our reflectance measurements.

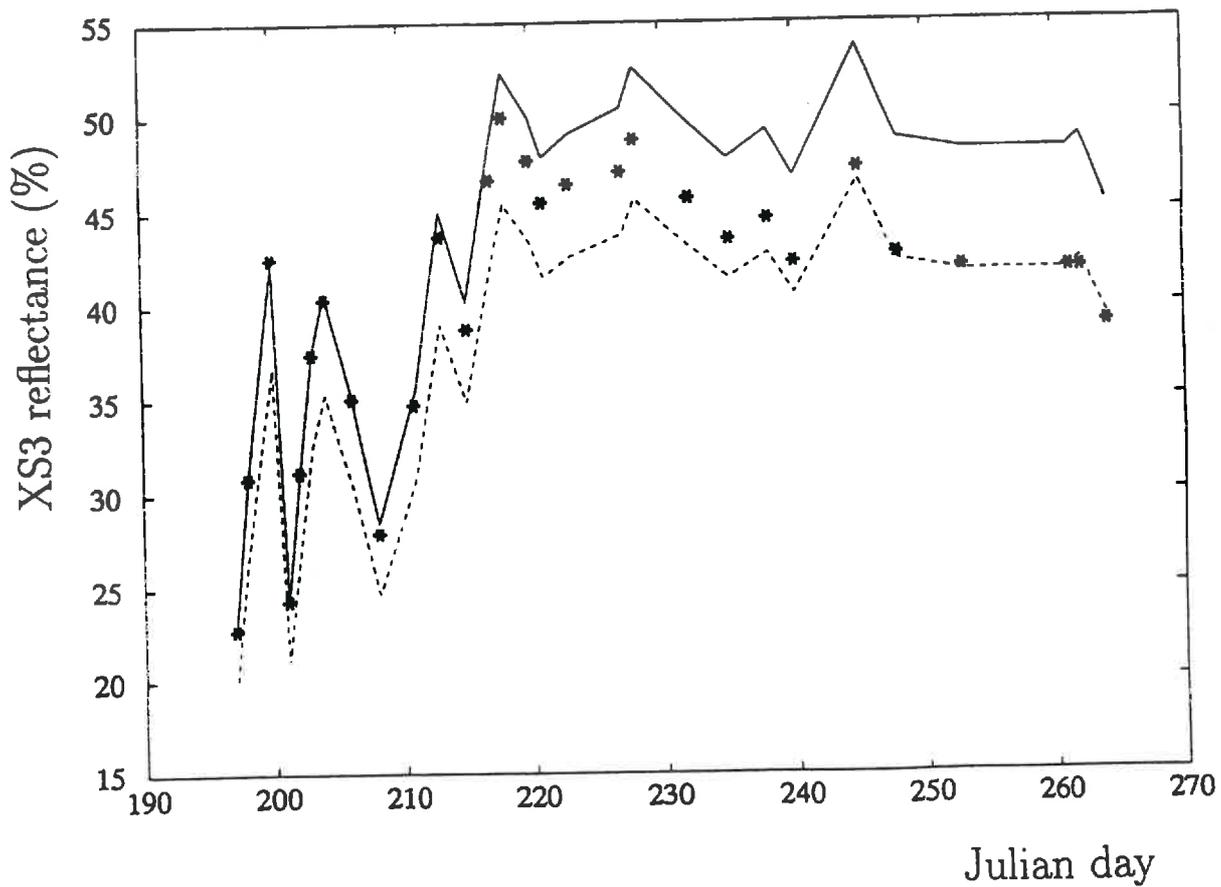


Figure 3.2: Evolution of infrared reflectance of the soybean canopy as computed from equation 3.1 (solid line : JD 185 calibration ; dashed line : JD 246 calibration) and from equation 3.2 (stars).

Calibration of the reflectometer

Calibration was performed three times during the experiment (table 1). Calibration coefficients k_c and k were calculated from equations C.1 and C.2 by comparing reflectometer output to the reflectance of a well-known Halon reference panel (Verbrugghe and Lecomte, 1991). At least for XS2 and XS3, the variability of the calibration coefficients is strongly reduced when the correction procedure is applied. In XS1, the noncosine deviation of our radiometer is less than 2.5 % up to $\theta_s = 50^\circ$. Then the magnitude of the correction is never important in this channel.

Julian day	coefficient	θ_s	e_d	XS1	XS2	XS3
185	k_c	22.5°	0.095	1.048	1.168	1.375
	k			1.042	1.065	1.085
246	k_c	37.4°	0.111	1.014	1.151	1.338
	k			0.999	1.017	0.941
271	k_c	45.8°	0.156	1.056	1.177	1.328
	k			1.028	1.000	0.925
	$\overline{k_c}$			1.039	1.165	1.347
	σ_{k_c}			0.018	0.011	0.020
	σ_k			0.018	0.028	0.072

Tableau C.1: Calibration coefficients k and k_c determined for each calibration date. $\overline{k_c}$ is the mean of k_c , σ_{k_c} and σ_k the standard deviations for k_c and k .

Temporal evolution of crop reflectances

Application of equation C.1 and of the k coefficients to crop reflectance measurements yields different results as a function of the calibration date (Fig. 3). These calibration coefficients are only representative of measurement periods when irradiance conditions (particularly solar zenith angle) are similar to those at the time of the calibration. Application of equation C.2 which corrects for irradiance conditions gives a more continuous evolution of reflectances. Relative errors when using a non-adapted calibration coefficient (k) rise to about 15% at the beginning and the end of the measurement period. In red and green wavebands, differences between the two procedures are less important than in the infrared because the cosine correction is lower.

Determination of soil line

Measurements over bare soil surfaces with different roughness and humidity were made at the beginning and at the end of the crop cycle. Soil lines were obtained by using linear regression procedure and are expressed as

$$\rho_{pir} = a\rho_r + b \quad (C.6)$$

with ρ_{pir} and ρ_r the infrared and the red reflectances respectively (table 2 and figure 4). Before the application of the correction procedure, two distinct soil lines with significantly different slopes were obtained ($t=4.801$, freedom degrees = 24). After correction, the slopes can be considered as identical ($r=0.150$). The global soil line ($\rho_{pir} = 1.081\rho_r + 0.04$ with $n = 28$, $r = 0.998$) is very close to the one obtained in a previous experiment by using equation C.1 and calibration coefficients determined at the same time as the measurements ($\rho_{pir} = 1.071\rho_r + 0.03$ with $n = 138$, $r = 0.993$).

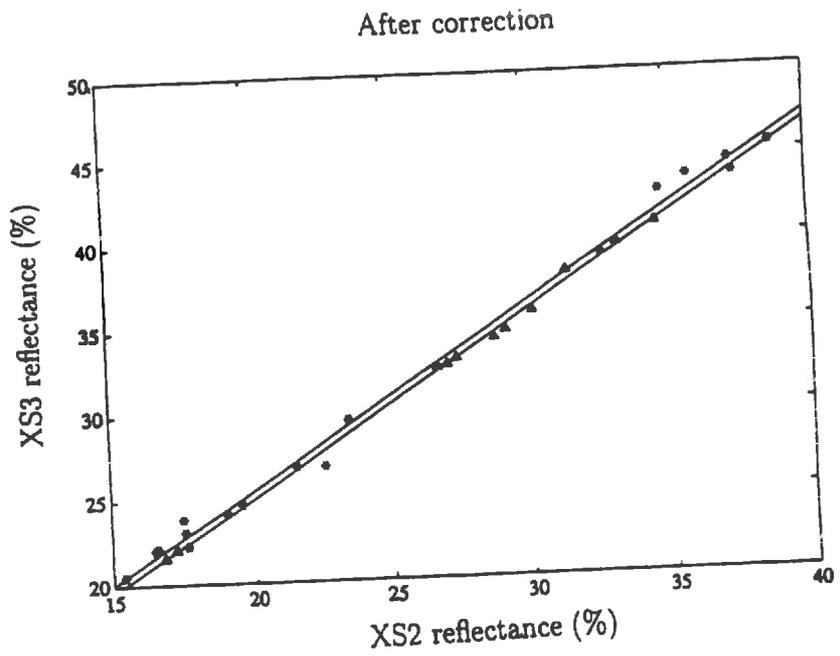
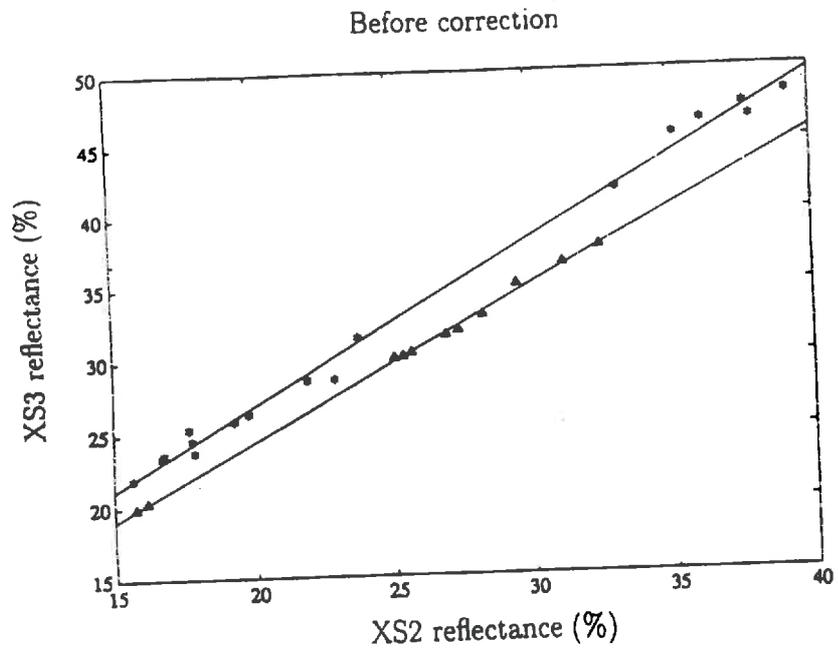


Figure 3.3: Soil lines established over bare soil before and after irradiance correction (squares : JD 202 ; stars : JD 271 and 276).

JD	correction	a	b	n	r	σ_a	σ_b
202	no	1.065	0.03	12	0.999	0.0135	0.035
	yes	1.083	0.03				
271 and 276	no	1.143	0.05	18	0.997	0.0204	0.054
	yes	1.085	0.05				
						0.0192	0.050

Tableau C.2: Soil line regression results. n is the number of observation, r the correlation coefficient and σ_a and σ_b the standard deviations of the regression coefficients a and b .

C.5 Discussion and conclusion

Analysis of the directional behaviour of CIMEL irradiance radiometer shows that underestimation of irradiance can reach 40 %, depending on the spectral band and the sun position. If the non-cosine response of the irradiance radiometer is not corrected, subsequent overestimation of reflectance will result. These errors might not appear in the field when measurements and calibrations are made in the same conditions of irradiance (particularly same direction of incidence). In this case correct reflectance estimates can be obtained by using the simplest calibration equation (eq. C.1). However, if irradiance conditions change during the experiment, differences in cosine correction from one measurement to another could lead to substantial relative error as in figure 3 and 4. Evolution of reflectances during crop cycle or during the day are good examples of such experiments. Errors also occur if the irradiance radiometer is tilted to the horizontal.

To eliminate the effect of noncosine measurements of irradiance, we introduce a correction procedure which necessitates :

- the laboratory determination of the angular response of the irradiance radiometer
- the determination of the geometry of incident direct radiation
- the determination of diffuse fraction

When this procedure was applied to reflectometer calibration and to soil and crop reflectance measurements, multitemporal analysis of the data were consequently improved. Decrease of zenith angle at solar noon (time of measurements) during our experiment — from 20° in July to 45° in October — results in variations in irradiance (only 2% in XS1, but 8 % in XS2 and 16 % in XS3) which can lead to misinterpretation of the reflectance measurements.

Figure 2 has shown that it is necessary to take account of diffuse radiation because of the different values of C_d and C_s . However, the diffuse fraction effect appears to be of only secondary importance compared to the direction of incidence effect. In many cases, the correction coefficient C is rather insensitive to the diffuse fraction. Moreover, in cloudless conditions, corrections are small because diffuse fractions are generally small. In these conditions spectral and anisotropical effects on diffuse radiation have also little influence.

When the correction procedure presented herein is used, it is also important :

- to keep irradiance receptor perfectly horizontal
- not to obstruct the field of view of the irradiance radiometer (operators and other parts of the equipment). For this, it is preferable to settle the irradiance radiometer on an independent mast or tripod as far as possible from measurement target
- to keep the irradiance receptor always in the same azimuthal position relative to the direct incident sunlight.

Acknowledgements : many thanks are due to B. Lacaze, J.F. Hanocq and M. Verbrugghe for providing parts of the instrumentation and to Agnès Bégué, Terry Mulhern, F. Baret and X.-F. Gu for their comments during the study.

Références bibliographiques

- ACKERSON R.C. et RADIN J.W., 1983. Abscisic acid accumulation in cotton leaves in response to dehydration at high pressure. *Plant Physiology*, 71 : 432-433.
- ADAMS R.S., BLACK T.A. et FLEMING R.L., 1991. Evapotranspiration and surface conductance in a high elevation, grass-covered forest clearcut. *Agricultural and Forest Meteorology*, 56 : 173-193.
- ALEXANDER C.W. et McCLOUD D.E., 1962. CO_2 uptake (net photosynthesis) as influenced by light intensity of isolated bermudagrass leaves contrasted to that of swards under various clipping regimes. *Crop Science*, 2 : 132-135.
- AMEGLIO T., 1991. Relations hydriques chez le jeune noyer, de l'échelle de la journée à celle de l'année, en liaison avec quelques aspects de la physiologie de l'arbre. Thèse de doctorat, Université de Clermont II, 99p.
- ANDERSON D.E., VERMA S.B. et ROSENBERG N.J., 1984. Eddy correlation measurements of CO_2 , latent heat, and sensible heat fluxes over a crop surface. *Boundary Layer Meteorology*, 29 : 263-272.
- ANGUS J.F. et WILSON J.H., 1976. Photosynthesis of barley and wheat leaves in relation to canopy models. *Photosynthetica*, 10 : 367-377.
- ARYA S.P., 1989. Introduction to Micrometeorology. International Geophysics Series, Academic Press, San Diego. 273 p.
- ASRAR G., FUCHS M., KANEMASU E.T. et HATFIELD J.L., 1984. Estimating absorbed photosynthetic radiation and leaf area index from spectral reflectance in wheat. *Agronomy Journal*, 76 : 300-306.
- ASRAR G., KANEMASU E.T., JACKSON R.D. et PINTER P.J., 1985a. Estimation of total above ground phytomass production using remotely sensed data. *Remote sensing of Environment*, 17 : 211-220
- ASRAR G., KANEMASU E.T. et YOSHIDA M., 1985b. Estimates of leaf area index from spectral reflectance of wheat under different cultural practices and solar angle. *Remote sensing of Environment*, 17 : 1-11
- ASSMAN S.M., 1988. Stomatal and non-stomatal limitations to carbon assimilation : an evaluation of the path-dependent method. *Plant, Cell and Environment*, 11 : 577-582.
- AVASTE O., MOLDAU H. et SHIFRIN K.S., 1962. Distribution spectrale des rayonnements direct et diffus. *Akas. Navk. Est. S.S.R. Inst. Phys. Astron.*, 3 : 44-57.
- AVISSAR R., AVISSAR P., MAHRER Y. et BRAVDO B.A., 1985. A model to simulate response of plant stomata to environmental conditions. *Agricultural and Forest Meteorology*, 34 : 21-29.
- BADWHAR G.D., VERHOEF W. et BUNNIK N.J.J., 1985. Comparative study of Suits and SAIL canopy reflectance models. *Remote Sensing of Environment*, 17 : 179-195.
- BAILLE A., BONHOMME R., DURAND R. et MERMIER M., 1983. Memento rayonnement. INRA, Bioclimatologie, Montfavet.
- BALDOCCHI D.D., VERMA S.B. et ROSENBERG N.J., 1981. Mass and energy exchanges of a soybean canopy under various environmental regimes. *Agronomy Journal*, 73 : 706-710.
- BALDOCCHI D.D., VERMA S.B., ROSENBERG N.J., BLAD N.J., GARAY A. et SPECHT J.E., 1983. Influence of water stress on the diurnal exchange of mass and energy between the atmosphere and a soybean

canopy. *Agronomy Journal*, 75 : 543-548.

BALDOCCHI D.D., VERMA S.B. et ROSENBERG N.J., 1985. Water use efficiency in a soybean field : influence of plant water stress. *Agricultural and Forest Meteorology*, 34 : 53-65.

BALDOCCHI D.D., HICKS B.B. et MEYERS T.P., 1988. Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods. *Ecology*, 69(5) : 1331-1340.

BALDOCCHI D.D., LUXMORE R.J. et HATFIELD J.L., 1991. Discerning the forest from the trees : an essay on scaling canopy stomatal conductance. *Agricultural and Forest Meteorology*, 54 : 197-226.

BALL T.J. et BERRY J.A., 1982. The C_i/C_s ratio : a basis for predicting stomatal control of photosynthesis. *Carnegie Institution Washington Yearbook*, 81 : 88-92.

BALL T.J. et BERRY J.A., 1991. An analysis and concise description of stomatal response to multiple environmental factors. *Planta*, xx : xxx-xxx.

BARET F., 1986. Contribution au suivi radiométrique de cultures de céréales. Thèse de doctorat, Université PARIS SUD, 182p.

BARET F. et OLIOSSO A., 1989. Estimation à partir des mesures de réflectance spectrale du rayonnement photosynthétique actif absorbé par une culture de blé. *Agronomie*, 9 : 885-895.

BARET F. et PODAIRE A., 1990. SAIL : un modèle de réflectance de couverts végétaux. Présentation et analyse de sensibilité. *Téledétection Spatiale : aspects physiques et modélisation*, CNES. Cepadues éditions, Toulouse. pp 741-752.

BARET F., GUYOT G., TERES J.M. et RIGAL D., 1988. Profil spectral et estimation de la biomasse. In *proc. 4eme Colloque International Signatures Spectrales d'Objets en Téledétection*, CNES-INRA-ESA-CNRS, Aussois (France), 18-22 jan., ESA, Paris, 93-98.

BARIAC T., RAMBAL S., JUSSERAND C. et BERGER A., 1989. Evaluating water fluxes of field-grown alfalfa from diurnal observations of natural isotope concentrations, energy budget and ecophysiological parameters. *Agricultural and Forest Meteorology*, 48 : 263-283.

BARTLETT D.S., WHITING G.J. et HARTMAN J.M., 1990. Use of vegetation indices to estimate intercepted solar radiation and net carbon dioxide exchange of a grass canopy. *Remote Sensing of Environment*, 30 : 115-128

BATES L.M. et HALL A.E., 1981. Stomatal closure with soil water depletion not associated with changes in bulk leaf water status. *Oecologia (Berlin)*, 50 : 62-65.

BAUSCH W.C. et NEAL C.M.U., 1985. Crop coefficients derived from reflected canopy radiation : a concept. *Trans ASAE*, 30 : 703-709.

BAY D., 1990. Comparaison de différentes méthodes d'estimation de l'évapotranspiration réelle d'une culture de Soja. Mémoire d'ingénieur, INRA Science du Sol, BP 91, 84143 Montfavet Cedex

BECKER, F. et LI, Z.F., 1990. Towards a local split window method over land surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, 11(3) : 369-393.

BEGG J.E. et TORSSELL B.W.R., 1974. Diaphotonastic and parahelionastic leaf movements in *Stylosanthes humilis* HBK. *Royal Society of New Zealand Bulletin*, 12 : 277-283.

BEGUE A., 1991. Estimation de la production primaire en zone sahélienne à partir de données radiométriques, cas d'un couvert discontinu : le mil. Thèse de doctorat, Université de Paris VII, U.F.R.de Physique, 139 p.

- BEGUE A., DESPRAT J.F., IMBERNON J. et BARET F., 1991. Radiation use efficiency of pearl millet in the Sahelian zone. *Agricultural and Forest Meteorology*, 56 : 93-110.
- BELL C.J., 1982. A model of stomatal control. *Photosynthetica*, 16 : 486-495.
- BERKOWITZ G.A. et GIBBS M., 1983. Reduced osmotic potential inhibition of photosynthesis. *Plant Physiology*, 72 : 1100-1109.
- BERNARD R., MARTIN P., THONY J.L., VAUCLIN M. et VIDAL-MADJAR D., 1982. C-Band Radar for determining surface soil moisture. *Remote Sensing of Environment*, 12 : 189-200.
- BERTUZZI P., 1989. Comparaison de trois méthodes d'estimation du flux de chaleur sensible au dessus d'un couvert végétal de soja. Mémoire de DAA, INRA Science du Sol, BP 91, 84143 Montfavet Cedex
- BETHENOD O. et DAUDET F.A., 1992. Eau et photosynthèse : analyse de la régulation des échanges gazeux foliaires. In *Fonctionnement Hydrique des Plantes, Relations avec la Physiologie*. Séminaire INRA Bioclimatologie
- BETHENOD O. et TARDIEU F., 1990. Water use efficiency in field-grown maize : effects of soil structure. in M.Raltscheffsky (ed.), *Current Research in Photosynthesis, Vol IV*, pp. 737-740. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands
- BETHENOD O., LHOMME J.P. et KATERJI N., 1990. Water use efficiency in potato: model and experimental test of crop photosynthesis. in M.Raltscheffsky (ed.), *Current Research in Photosynthesis, Vol IV*, pp. 855-858. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands
- BHUMRALKAR M., 1975. Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric general circulation model. *Journal of Applied Meteorology*, 14 : 1246-1258.
- BISCOE P.V., GALLAGHER J.N., LITTLETON E.J., MONTEITH J.L. et SCOTT R.K., 1975. Barley and its environment. IV- Sources of assimilate for the grain. *Journal of applied Ecology*, 12 : 295-318
- BLACKMAN P.G. et DAVIES W.J., 1983. The effect of cytokinins and ABA on stomatal behaviour of maize and Commelina. *Journal of Experimental Botany*, 34 : 1619-1626.
- BLACKMAN P.G. et DAVIES W.J., 1985. Root to shoot communication in maize plants of the effects of soil drying. *Journal of Experimental Botany*, 36 : 39-48.
- BOYER J.S., 1970. Differing sensitivity of photosynthesis to low water potentials in corn and soybean, *Plant Physiology*, 46 : 236-239
- BOYER J.S., 1971. Resistance to water transport by soybeans, bean and sunflower. *Crop Science*, 11 : 403-407.
- BRISSEON N. et OLIOSO A., 1992. Expérimentation SOJA 1990. Note 2, INRA Montfavet.
- BRISSEON N., SEGUIN B. et BERTUZZI P., 1992. Agrometeorological soil water balance for crop simulation models. *Agricultural and Forest Meteorology*, 59 : 267-287.
- BRISSEON N., OLIOSO A. et CLASTRE P., 1992b. Intégration du potentiel foliaire comme variable de contrôle du fonctionnement hydrique dans les modèles dynamiques de culture. Rapport projet CEE CT910108.
- BROWN K.W. et ROSENBERG N.J., 1973. A resistance model to predict evapotranspiration and its application to a sugar-beet field. *Agronomy Journal*, 65 : 341-347.
- BRUCKLER L., WITONO H. et STENGEL P., 1988. Near surface soil moisture estimation from microwave measurements. *Remote Sensing of Environment*, 26 : 101-121.

BRUCKLER L., LAFOLIE F., TARDIEU F., 1991. Modeling root water potential and soil-root water transport : II. Field Comparisons. *Soil Science Society of America Journal*, 55, 1213-1220.

BRUNET Y., 1984. Modélisation des échanges sol nu - atmosphère: essai de validation locale et influence de la variabilité spatiale du sol. Thèse de docteur-ingénieur, Université de Grenoble.

BRUNET Y., 1990. Modèles d'étude des bilans énergétiques et hydriques à partir des mesures spatiales dans l'infra-rouge thermique. *Téledétection Spatiale : aspects physiques et modélisation*, CNES. Cepadues éditions, Toulouse.

BRUNET Y., LAGOUARDE J.P. et NUNEZ M., 1988. Une nouvelle méthode d'estimation de l'évaporation régionale à partir de mesures de températures de surface dans l'infrarouge thermique. In "Signatures spectrales d'objets en télédétection", 4ème Colloque International, CNES-INRA-ESA-CNRS, Aussois (France), 18-22 jan., ESA, Paris, 473-476.

BRUNET Y., PAW U, K.T. et PREVOT L., 1991. Using the radiative surface temperature in energy budget studies over plant canopies. *Proceedings of the 5th International colloquium - Physical measurements and signatures in remote sensing*, Courchevel, France, 14-18 Janv. pp 557-560.

BRUTSAERT W., 1975. On a derivable formula for long wave radiation from clear skies. *Water Resource Researches*, 11 : 742-744.

BRUTSAERT W., 1982. *Evaporation into the atmosphere*. Reidel Ed., 299 pages.

CAMILLO P.J., 1991. Using one- or two-layer models for evaporation estimation with remotely sensed data. *Land-Surface Evaporation Fluxes : Measurement and Parameterization*, T.J. Schmugge et J.C. André eds., Springer-Verlag, New-York. pp. 183-197.

CAMILLO P.J. et GURNEY R., 1986. a resistance parameter for bare soils evaporation models, *Soil Science*, 141 : 95-105

CAMPBELL, 1990. Brochure technique : CA27 Sonic anemometer and fine wire thermocouple. Campbell Scientific.

CAMPBELL G.S. et UNSWORTH M.H., 1979. An inexpensive sonic anemometer for eddy correlation. *Journal of Applied Meteorology*, 18 : 1072-1077.

CARLSON R.E., MOMEN N.N., ARJMAND O. et SHAW R.H., 1979. Leaf conductance and leaf water potential relationships for two soybean cultivars grown under controlled irrigation. *Agronomy Journal*, 71 : 321-325.

CARLSON T.N. et LYNN B., 1991. The effects of plant water storage on transpiration and radiometric surface temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, 57 : 171-186.

CARLSON T.N., DODD J.K., BENJAMIN S.G. et COOPER J.N., 1981. Satellite estimation of surface energy balance, moisture availability and thermal inertia. *Journal of Applied Meteorology*, 20 : 67-87.

CARLSON T.N., PERRY E.M. et SCHMUGGE T.J., 1990. Remote estimation of soil moisture availability and fractional vegetation cover for agricultural fields. *Agricultural and Forest Meteorology*, 52 : 45-70.

CELLIER P., 1982. Contribution à la prévision des températures minimales nocturnes en conditions de gelées de printemps. Etude de l'évolution des températures de l'air et du sol au cours de la nuit. Thèse de docteur-ingénieur, INA Paris-Grignon.

CELLIER P., 1986. On the validity of flux-gradient relationships above very rough surfaces. *Boundary Layer Meteorology*, 36 : 417-419.

CELLIER P. et BRUNET Y., 1992. Flux-gradient relationships above tall plant canopies. *Agricultural and Forest Meteorology*, 57 : 93-117.

CELLIER P. et OLIOSO A., 1992. A simple system for automated long-term Bowen ratio measurement. INRA, station de Bioclimatologie, 78850 Thiverval-Grignon (France)

CHAMPION I., 1991. Etude et mise au point de modèles semi-empiriques représentant la réponse de couverts végétaux dans le domaine hyperfréquence. Complémentarité avec le domaine optique. Thèse de doctorat, Université de Paris VII.

CHANZY A., 1991. Modélisation simplifiée de l'évaporation d'un sol nu utilisant l'humidité et la température de surface accessibles par télédétection. Thèse INA PG, 221 pp.

CHARNEY J., QUIRK W.J., CHOW S. et KORNFELD J., 1977. A comparative study of the effects of albedo changes on drought in semi-arid regions. *J. Atm. Sci.*, 34, 1366-1385.

CHEN J., 1984. Uncoupled multi-layer model for the transfer of sensible and latent heat flux densities from vegetation. *Boundary Layer Meteorology*, 28 : 213-225.

CHOUDHURY B.J., 1986. An analysis of observed linear correlations between net photosynthesis and a canopy temperature based plant water stress index. *Agricultural and Forest Meteorology*, 36 : 323-333.

CHOUDHURY B.J., 1987. Relationships between vegetation indices, radiation absorption and net photosynthesis evaluated by a sensitivity analysis. *Remote Sensing of Environment*, 22 : 209-233.

CHOUDHURY B.J., 1989. Estimating evaporation and carbon assimilation using infrared temperature data : vistas in modelling. In *Theory and Applications of Optical Remote Sensing* (G. Asrar ed.), Wiley Interscience, pp 629-690.

CHOUDHURY B.J. et FEDERER C.A., 1984. Some sensitivity results for corn canopy temperature and its spatial variation induced by soil hydraulic heterogeneity. *Agricultural and Forest Meteorology*, 31, 297-317.

CHOUDHURY B.J. et IDSO S.B., 1984. Simulating sunflower canopy temperatures to infer root-zone soil water potential. *Agricultural and Forest Meteorology*, 31, 69-78.

CHOUDHURY, B.J. et MONTHEITH J.L., 1986. Implications of stomatal response to saturation deficit for the heat balance of végétation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 36, 215-225.

CHOUDHURY B.J. et MONTHEITH J.L., 1988. A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 114 : 373-398.

CHOUDHURY B.J., REGINATO R.J. et IDSO S.B., 1986. An analysis of infrared temperature observations over wheat and calculation of latent heat flux. *Agricultural and Forest Meteorology*, 37, 75-88.

CLEVERS J.G.P.W. et VERHOEF W., 1990. LAI estimation from canopy reflectance and WdVI : a sensitivity analysis with the SAIL model. Report, Wageningen Agricultural University, Dept. of Landsurveying and Remote Sensing.

COLLATZ G.J., BALL J.T., GRIVET C. et BERRY J.A., 1991. Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration : a model that includes a laminar boundary layer. *Agricultural and Forest Meteorology*, 54 : 107-136.

COOPER D.I. et ASRAR G., 1989. Evaluating atmospheric correction models for retrieving surface temperatures from the AVHRR over a tallgrass prairie. *Remote Sensing of Environment*, 27 : 93-102.

CORNIC G., PRIOUL J-L., et LOUASON G., 1983. Stomatal and non-stomatal contributions in the decline in leaf net CO_2 uptake during rapid water stress. *Physiologia Plantarum*, 58 : 295-301.

CORNISH K., et ZEEVAART J.A.D., 1985. Abscisic acid accumulation by roots of *Xanthium strumarium* L. and *Lycopersicon esculentum* Mill. in relation to water stress. *Plant Physiology*, 79 : 653-658.

- COWAN I.R., 1968. Mass, heat and momentum exchanges between stands of plants and their atmospheric environment. *Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society*, 94 : 523-544.
- COWAN I.R., 1977. Stomatal behavior and environment. *Advances in Botany Research*, 4 : 117-228.
- COWAN I.R., 1982. Water use and optimization of carbon assimilation. In *Physiological Plant Ecology*, ed. O.L. Lange, P.S. Nobel, C.B. Osmond, H. Ziegler. *Encycl. Plant Physiol. (NS)*, Vol. 12B. Berlin, Springer
- COWAN I.R. et FARQUHAR G.D., 1977. Stomatal function in relation to leaf metabolism and environment. *Symp. Soc. Exp. Biol.*, 31 : 471-505
- DARNELL W.L., GUPTA S.K. et STAYLOR W.F., 1986. Downward longwave surface radiation from sun-synchronous satellite date : validation of methodology. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25 : 1012-1021.
- DAUDET F.A., 1987. Un système simple pour la mesure in situ des échanges gazeux de couverts végétaux de quelques mètres carrés de surface foliaire. *Agronomie*, 7 : 133-139.
- DAUDET F.A. et VACHAUD G., 1977. La mesure neutronique du stock d'eau et de ses variations. Application à la détermination du bilan hydrique. *Annales agronomiques*, 28 : 503-519.
- DAVIES W.J., 1977. Stomatal responses to water stress and light in plants grown in controlled environments and in the field. *Crop Science*, 17 : 735-740.
- DAVIES W.J. et ZHANG J., 1991. Root signals and the regulation of growth and development of plants in drying soil. *Annual Review of Plant Physiology and Plant Molecular Biology*, 42 : 55-76.
- DAVIES W.J., METCALFE J., LODGE T.A. et da COSTA A.R., 1986. Plant growth substances and the regulation of growth under drought. *Australian Journal of Plant Physiology*, 13 : 105-125.
- DEARDORFF J.W., 1977. A parameterization of ground surface moisture content for use in atmospheric prediction models. *Journal of Applied Meteorology*, 16 : 1182-1185.
- DEARDORFF J.W., 1978. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Mes.*, 83, 1889-1903.
- DEDIEU G., DESCHAMPS P.Y. et KERR Y.H., 1987. Satellite estimation of solar irradiance at the surface of the earth and of surface albedo using a physical model applied to meteosat data. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 26 : 79-87.
- DE MOOR G., 1978. Les théories de la turbulence dans la couche limite atmosphérique. EERM, Direction de la Météorologie, Boulogne-Billancourt, 288 pages
- DENNIS J.E. et WOODS D.J., 1987. *New Computing Environments : Microcomputers in Large-Scale Computing*, edited by A. Wouk, SIAM, pp 116-122.
- DE VRIES D.A., 1963. Thermal properties of soils. In: *Physics of Plant Environment*. Van Wijk, North Holland, Amsterdam : 210-235.
- DE WIT C.T., et al., 1978. Simulation of assimilation, respiration and transpiration of crops. *Simulation Monographs*, Pudoc, Wageningen.
- DUGAS W.A., FRITSCHEN L.J., GAY L.W., HELD A.A., MATTHIAS A.D., REICOSKY D.C., STE-DUTO P. et STEINER J.L., 1991. Bowen ratio, eddy correlation, and portable chamber measurements of sensible and latent heat flux over irrigated spring wheat. *Agric. For. Meteorol.*, 56 : 1-20.
- DUGGIN, M.J., 1980, The field measurement of reflectance factors. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 46, 643-647

- DWYER L.M. et STEWART D.W., 1986. Effect of leaf age and position on net photosynthetic rates in maize (*Zea mays* L.). *Agricultural and Forest Meteorology*, 37 : 29-46.
- ELVIDGE C.D., 1988. Thermal infrared reflectance of dry plant materials : 2.5-20.0 μ m. *Remote Sensing of Environment*, 26 : 265-285.
- ELVIDGE C.D. et LYON R.J.P., 1985. Influence of rock soil spectral variation on the assesment of green biomass. *Remote Sensing of Environment*, 17 : 265-279.
- FARQUHAR G.D., 1989. Models of integrated photosynthesis of cells and leaves. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B* 323 : 357-367.
- FARQUHAR G.D. et SHARKEY T.D., 1982. Stomatal conductance and photosynthesis. *Annual Review of Plant Physiology*, 33 : 317-345.
- FARQUHAR G.D. et von CAEMMERER S., 1982. Modelling of photosynthetic response to environmental conditions. In *Physiological Plant Ecology*, ed. O.L. Lange, P.S.Nobel, C.B. Osmond, H.Ziegler. *Encycl. Plant Physiol. (NS)*, Vol. 12B. Berlin, Springer. pp 549-587.
- FARQUHAR G.D. et WONG S.C., 1984. An empirical model of stomatal conductance. *Australian Journal of Plant Physiology*, 11 : 191-210.
- FARQUHAR G.D., von CAEMMERER S. et BERRY J.A., 1980. A biochemical model of photosynthetic CO₂ assimilation in leaves of C₃ species. *Planta*, 149 : 78-90.
- FARQUHAR G.D., SCHULZE E.D. et KÜPPERS M., 1980b. Response to humidity by stomata of *Nicotiana glauca* L. and *Corylus avellana* L. are consistent with the optimization of carbon dioxide uptake with respect to water loss. *Australian Journal of Plant Physiology*, 77 : 315-327.
- FEDERER C.A., 1979. A Soil-Plant-Atmosphere model for transpiration and availability of soil water. *Water Ressources Research*, 15 : 555-562.
- FREDERICK J.R., ALM D.M. et HESKETH J.D., 1989. Leaf photosynthetic rates, stomatal resistances and internal CO₂ concentrations of soybean cultivars under drought stress. *Photosynthetica*, 23 : 575-584.
- FUCHS M. et TANNER C.B., 1966. Infrared thermometry of vegetation. *Agronomy Journal*, 58 : 597-601.
- GARRATT J.R., 1980. Surface influence upon vertical profiles in the atmospheric near-surface layer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106 : 803-819.
- GARRATT J.R. et HICKS B.B., 1973. Momentum, heat and water vapour transfer to and from natural and artificial surfaces. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 99 : 680-687.
- GOEL N.S., 1987. Models of vegetation canopy reflectance and their use in estimation of biophysical parametres from reflectance data. *Remote Sensing Reviews*, 3 : 1-212.
- GOEL N.S. et DEERING D.W., 1985. Evaluation of a canopy reflectance model for LAI estimation through its inversion. *Proc. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, GE-23 : 674-684.
- GOEL N.S. et STREBEL D.E., 1984. Simple beta distribution representation of leaf orientation in vegetation canopies. *Agronomy Journal*, 76 : 800-802.
- GOEL N.S. et THOMPSON R.L., 1984a. Inversion of vegetation canopy reflectance models for estimating agronomical variables. IV. Total inversion of the SAIL model. *Remote Sensing of Environment*, 15 : 237-253.
- GOEL N.S. et THOMPSON R.L., 1984b. Inversion of vegetation canopy reflectance models for estimating agronomical variables. V. Estimation of leaf area index and average leaf angle using measured canopy reflectances, *Remote Sensing Environment*, 16 : 69-85.

- GOLLAN T., PASSIOURA J.B. et MUNNS R., 1986. Soil water status affects the stomatal conductance of fully turgid wheat and sunflower leaves. *Australian Journal of Plant Physiology*, 13 : 459-464.
- GOUDRIAN J. et van LAAR H.H., 1978. Relations between leaf resistance, CO_2 -concentration and CO_2 -assimilation in maize, beans, lalang grass and sunflower. *Photosynthetica*, 12 : 241-249.
- GOWARD S.N. et DYE D.G., 1987. Evaluating north american net primary productivity with satellite observations. *Advances in Space Research*, 7(11) : 165-174.
- GOWARD S.N., CRUICKSHANKS G.D. et HOPE A.S., 1985. Observed relation between thermal emission and reflected spectral radiance of a complexe vegetated landscape. *Remote Sensing of Environment*, 18, 137-146.
- GRANT D.R., 1975. Comparison of evaporation measurements using different methods. *Quart. JJ. R. Met. Soc.*, 101 : 543-550.
- GRANT R.F., 1989a. Test of a simple biochemical model for photosynthesis of maize and soybean leaves. *Agricultural and Forest Meteorology*, 48 : 59-74.
- GRANT R.F., 1989b. Simulation of carbon assimilation and partitioning in Maize. *Agronomy Journal*, 81 : 563-571.
- GRANT R.F., PETERS D.B., LARSON E.M. et HUCK M.G., 1989. Simulation of canopy photosynthesis in maize and soybean. *Agricultural and Forest Meteorology*, 48 : 75-92.
- GRANTZ D.A., 1990. Plant response to atmospheric humidity. *Plant, Cell and Environment*, 13, 667-679.
- GREGOIRE P. et PLAZY J.L., 1979. Mesure du rayonnement solaire diffus dans le reseau radiométrique de la météorologie, Note technique, Direction de la Météorologie.
- GU X.F., 1991. Etalonnage et intercomparaison des données satellitaires en utilisant le site test de la Crau. *Thèse de Doctorat, Université Paris VII*, 260p.
- GUERIF M., DE BRISIS S., SEGUIN B., 1991. Combined use of earth observation satellites and meteorological satellites for crop yield assessment in semiarid environments. 42nd Congress of the International Astronautical Federation, Montreal, Canada, October 7-11. Symposium on earth Observations, session "Applications of satellite remote sensing".
- GUPTA A.S. et BERKOWITZ G.A., 1988. Chloroplast osmotic adjustment and water stress effects on photosynthesis. *Plant Physiology*, 88, 200-206.
- GUYOT G., 1989. Signatures spectrales des surfaces naturelles. *Téledétection Satellitaire 5, Paradigme*, Caen, France. 178 p.
- GUYOT G., HANOCQ J.F., BUIS J.P. et SAINT G., 1984. Mise au point d'un radiomètre de simulation de SPOT, in *Actes du II^e Coll. int. Signatures spectrales d'objets en téledétection*. Bordeaux, 12-16 sept. 1983. Ed. INRA Publ., pp 233-242.
- HAM J.M., HEILMAN J.L. et LASCANO R.J., 1990. Determination of soil water evaporation and transpiration from energy balance and stem flow measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*, 52 : 287-302.
- HATFIELD J.L., 1979. Canopy temperature : the usefulness and reliability of remote measurements. *Agronomy Journal*, 71, 389-392.
- HATFIELD J.L., 1989. Aerodynamic properties of partial canopies. *Agricultural and Forest Meteorology*, 46 : 15-22.
- HATFIELD J.L., REGINATO R.J. et IDSO S.B., 1983. Comparison of long-wave radiation calculation methods over the United States. *Water resources research*, 19 : 285-288.

HATFIELD J.L., ASRAR G. et KANEMASU E.T., 1984. Intercepted photosynthetically active radiation in wheat canopies by spectral reflectance. *Remote sensing of Environment*, 14 : 65-75.

HEILMAN J.L., KANEMASU E.T., ROSENBERG N.J. et BLAD B.L., 1976. Thermal scanner measurement of canopy temperatures to estimate evapotranspiration. *Remote sensing of Environment*, 5 : 137-145.

HEILMAN J.L., HEILMAN W.E. et MOORE D.G., 1982. Evaluating the crop coefficient using spectral reflectance. *Agronomy Journal*, 74 : 967-971.

HENSON I.E., JENSEN C.R. et TURNER N.C., 1989a. Leaf gas exchange and water relations of lupins and wheat.I. Shoot responses to soil water deficits. *Australian Journal of Plant Physiology*, 16 : 401-413.

HENSON I.E., JENSEN C.R. et TURNER N.C., 1989b. Leaf gas exchange and water relations of lupins and wheat.III.Absciscic acid and drought-induced stomatal closure. *Australian Journal of Plant Physiology*, 16 : 429-442.

HESKETH J.D., 1963. Limitations to photosynthesis responsible for differences among species. *Crop Science*, 3 : 493-496.

HOLBEN B.N., TUCKER C.J. et FAN C.J., 1980. Spectral assesment of soybean leaf area and biomass. *Photogram. Engr. Remote Sens.*, 46 : 651- 656.

HOPE A.S., 1986. Parametrization of surface moisture availability for evapotranspiration using combined remotely sensed spectral reflectance and thermal observation. *Hydro. Res. Series, Remote Sens. Syst. Lab.*, Univ. of Maryland, College Park, MD.

HOPE A.S., 1988. Estimation of wheat canopy resistance using combined remotely sensed spectral reflectance and thermal observations. *Remote Sensing of Environment*, 24 : 369-383.

HOPE A.S., GOOWARD S.N., et PETZOLD D.E., 1988. Tersail : a numerical model for combined Analysis of vegetation canopy bidirectional reflectance and thermal emissions. *Remote Sensing of Environment*, 26 : 287-300

HUBAND, N.D.S. et MONTEITH, J.L., 1986, Radiative surface temperature and energy balance of a wheat canopy. I. Comparison of radiative and aerodynamic canopy temperature. *Boundary-Layer Meteorology*, 36 : 1-17.

IDSO S.B., 1981. A set of equations for full spectrum and 8 to 14 μm and 10.5 to 12.5 μm thermal radiation from cloudless skies. *Water Resources Research*, 17 : 295-304.

IDSO S.B., JACKSON R.D., EHRLER W.L. et MITCHELL S.T., 1969. A method for determination of infrared emittance of leaves. *Ecology*, 50, 899-902.

IDSO S.B., JACKSON R.D., REGINATO R.J., KIMBALL B.A. et NAKAYAMA F.S., 1975. The dependence of bare soil albedo on soil water content. *Journal of Applied Meteorology*, 14 : 109-113.

IDSO S.B., HATFIELD J.L., REGINATO R.J. et JACKSON R.D., 1978. Wheat yield estimation by albedo measurement, *Remote Sensing of Environment*, 7 : 273-276.

IDSO S.B., REGINATO R.J. et RADIN J.W., 1982. Leaf diffusion resistance and photosynthesis in cotton as related a foliage temperature based plant water stress index. *Agricultura Meteorology*, 27 : 27-34.

INOUE Y., KIMBALL B.A., JACKSON R.D., PINTER Jr. P.J. et REGINATO R.J., 1990, Remote estimation of leaf transpiration rate and stomatal resistance based on infrared thermometry. *Agricultural and forest meteorology*, 51, 21-33.

IRONS J.R., RANSON K.J. et DAUGHTRY C.S.T., 1988. Estimating big bluestem albedo from directional reflectance measurements. *Remote sensing of environment*, 25, 185-199.

- JACKSON, R.D., REGINATO, R.J. et IDSO, S.B., 1977, Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating soil water requirements. *Water Resources Research*, 13 : p.181.
- JACKSON R.D., IDSO, S.B., REGINATO, R.J. et PINTER P.J. Jr., 1980. Remotely sensed crop temperatures and reflectances as inputs to irrigation scheduling. *Proc. Am. Soc. Civil Engr. Irrig. and Drain. Div. Specialty Conf. Boise, ID.* : 390-397.
- JACKSON R.D, PINTER P.J. et REGINATO R.J., 1985. Net radiation calculated from remote multispectral and ground station meteorological data. *Agricultural and Forest Meteorology*, 35, 153-164.
- JACKSON, T.J. et SCHMUGGE, T.J., 1989, Passive microwave remote sensing system for soil moisture : some supporting research. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.*, GE27 : 225-235.
- JACOBS A.F.G. et VAN PUL W.A.J., 1990. Seasonal changes in the albedo of a maize crop during two seasons. *Agricultural and forest meteorology*, 49, 351-360.
- JACQUEMOUD S., 1989. Modélisation des propriétés optiques des feuilles. Mémoire de DEA, Université de Paris VII.
- JACQUEMOUD S., 1992. Utilisation de la haute résolution spectrale pour l'étude des couverts végétaux. Thèse de doctorat, Université Paris VII.
- JACQUEMOUD S., BARET F. et HANOCQ J.F., 1992. Modelling spectral and bidirectional soil reflectance. *Remote Sensing of Environment*, 41 : 123- 132.
- JAGTAP S.S. et JONES J.W., 1986. Evapotranspiration model for developing crops. *American Society of Agricultural Engineers*, Paper no. 86-2522.
- JARVIS P.G., 1976. The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Phil. Trans. R. Soc. London, B*, 273 : 593-610
- JARVIS, P.G. et MORISSON, J.I.L., 1981, The control of transpiration and photosynthesis by the stomata. In *Jarvis et Mansfield (1981)* : 248-279.
- JONES, H.G., 1973, Limiting factors in photosynthesis. *New Phytol.*, 72 : 1089-1094.
- JONES H.G., 1983, *Plant and the microclimate*, Cambridge University Press.
- JONES J.W., ZUR B., BOOTE K.J. et HAMMOND L.C., 1982, Total resistance to water flow in field soybeans. I. Non-limiting soil moisture. *Agronomy Journal*, 74 : 92-98.
- JONES M.M., 1978, Modelling diurnal trends of leaf water potential in transpiring wheat. *Journal of applied Ecology*, 15: 613-626
- KAIMAL, J.C., 1975, Sensors and techniques for direct measurement of turbulent fluxes and profiles in the atmospheric surface layer. *Atmospheric Technologie*, 7 : 7-14.
- KATERJI N., 1992. Modèles de circulation de l'eau à l'échelle du couvert végétal. In *Fonctionnement Hydrique des Plantes, Relations avec la Physiologie*. Séminaire INRA Bioclimatologie.
- KATERJI N., HALLAIRE M., PERRIER A., DURAND R., 1983, Transfert hydrique dans le végétal. I. Modélisation à l'échelle du couvert végétal en conditions naturelles. *Acta oecol. Oecol. Plant.*, 4 : 11-26
- KAUFMANN M.R., 1982. Evaluation of season, temperature, and water stress effects on stomata using a leaf conductance model. *Plant Physiology*, 69 : 1023-1026.
- KECK R.W. et BOYER J.S., 1974. Chloroplast response to low leaf water potentials. *Plant Physiology*, 53, 474-479.

- KIM, J. et VERMA, S.B., 1991a, Modeling canopy stomatal conductance in a temperate grassland ecosystem. *Agricultural and Forest Meteorology*, 55 : 149-166.
- KIM, J. et VERMA, S.B., 1991b, Modeling canopy photosynthesis : scaling up from a leaf to canopy in a temperate grassland ecosystem. *Agricultural and Forest Meteorology*, 55 : 187-208.
- KIMES, D.S. et KIRCHNER, J.A., 1983, Diurnal variations of vegetation canopy structure. *International Journal Remote Sensing*, 4(2) : 257-271.
- KIMES D.S. et SELLERS P.J., 1985. Inferring hemispherical reflectance of the earth's surface for global energy budgets from remotely sensed nadir or directionnal radiance values. *Remote Sensing of Environment*, 18 : 205-223.
- KIMES D.S., SELLERS P.J. et NEWCOMB W.W., 1987. Hemispherical reflectance variations of vegetation canopies and implications for global and regional energy budget studies. *Journal of climate and applied meteorology*, 26, 959-972.
- KNAPP A.K., 1985. Effect of fire and drought on the ecophysiology of *andropogon gerardii* and *Panicum virgatum* in a tallgrass prairie. *Ecology*, 66 : 1309-1320.
- KOWALIK P.J. et TURNER N.C., 1983, Diurnal changes in the water Relations and transpiration of a soybean crop simulated during the development of water deficit. *Irrigation Science*, 4 : 225-238
- KUMAR M., MONTEITH J.L., 1981. Remote Sensing of crop growth. *Plant and daylight spectrum*, ed. Smith ; Academic Press : 133-134
- KUSTAS W.P., 1990. Estimates of evapotranspiration with a One and Two- Layer Model of heat transfert over partial canopy cover. *Journal of Applied Meteorology*, 29, 704-715.
- LABEL J. et STOLL, M.P., 1990. Angular variation of land surface spectral emissivity in the thermal infrared : laboratory investigation on bare soils, *International Journal of Remote Sensing à paraitre*.
- LAFOLIE F., BRUCKLER L., TARDIEU F., 1991. Modeling root water potential and soil-root water transport : I. Model presentation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55, 1203-1212.
- LAGOUARDE, J.P., 1988. Mesure du flux par la méthode directe des fluctuations au moyen de l'anémomètre sonique Campbell. Note interne M/88/5, INRA, Bioclimatologie, Montfavet.
- LAGOUARDE, J.P., 1991, Use of NOAA-AVHRR data combined with an agrometeorological model for evaporation mapping Soumis à *International Journal of Remote Sensing*.
- LAGOUARDE, J.P. et CHOISNEL E., 1989, A new agrometeorological model for evaporation and surface temperature. Soumis à *Agricultural and Forest Meteorology*
- LAGOUARDE J.P., BRUNET Y., KERR Y. et IMBERNON J., 1991. Estimating the daily upward long-wave radiation from NOAA-AVHRR data for mapping net radiation. *Adv. Space Res.*, 11 : 151-161.
- LANCASTER, J.E., MANN, J.D. et PORTER, N.G., 1977, Ineffectiveness of abscisic acid in stomatal closure of yellow lupin, *Lupinus luteus* var Weiko III. *Journal of Experimental Botany*, 28 : 184-191.
- LEBLON B. et GUERIF M., 1991. Spectral estimates of PAR interception and biomass production of irrigated rice crops. 2. Model validation with SPOT data. *Proceedings of the 5th International colloquium - Physical measurements and signatures in remote sensing*, Courchevel, France, 14-18 Janv. pp 573-576.
- LEUNING R., 1990. Modelling stomatal behaviour and photosynthesis of *Eucalyptus grandis*. *Australian Journal of Plant Physiology*, 17 : 159- 175.
- LHOMME J.P. et KATERJI N., 1988. Analyse et formulation de l'évapotranspiration à partir d'un modèle multi-couches. In *Etudes sur les Transferts d'Eau dans le système Sol-Plante-Atmosphère*, R.Calvet (ed.),

INRA, pp 261-274.

LI, Z.L., 1990. L'émissivité spectrale en télédétection infrarouge thermique : mesure relative, analyse spectrale et impact sur la détermination de la température de surface, Thèse, Université de Strasbourg.

LIETH H., 1976. The use of correlation models to predict primary productivity from precipitation or evapotranspiration. in *Water and Plant Life* (eds O.L. Lange, L.Kappen et E.D. Schulze), Ecological Studies 19, Springer-Verlag (Berlin), pp 392-407.

LITTLETON E.J., 1971. The gas exchange of barley leaves and ears. Ph D thesis, University of Nottingham.

LOUWERSE, W. et v.d.ZWEERDE, W., 1977. Photosynthesis, transpiration and leaf morphology of *Phaseolus vulgaris* and *Zea mais* grown at different irradiances in artificial and sunlight. *Photosynthetica*, 11 : 11-21.

LOVEYS, B.R., 1977, The intracellular location of abscisic acid in stressed and non-stressed leaf tissue. *Physiologia Plantarum*, 40 : 6-10.

Mc ANEMEY, J., BAILLE, A. et SAPPE, G., 1988, Turbulence measurement during Mistral winds with a 1-dimensional sonic anemometer. *Boundary-Layer Meteorology*, 42 : 153-166.

McCREE K.J., 1966. A solarimeter for measuring photosynthetically active radiation. *Agricultural Meteorology*, 3 : 353-366

McCREE K.J., 1972. Test of current definitions of photosynthetically active radiation against leaf photosynthesis data. *Agricultural Meteorology*, 10 : 443-453

Mc DERMITT D.K., 1990. Sources of error in estimation of stomatal conductance and transpiration from porometer data. *Hortscience*, 25, 12, 1537-1548.

MARSHALL, B., 1978. Leaf and ear photosynthesis of winter wheat crops. Ph.D. Thesis. Univ. Nottingham.

MARSHALL, B et BISCOE P.V., 1980a. A model for C_3 leaves describing the dependence of net photosynthesis on irradiance. I. Derivation. *Journal of Experimental Botany*, 31 : 29-39.

MARSHALL, B et BISCOE P.V., 1980b. A model for C_3 leaves describing the dependence of net photosynthesis on irradiance. II. Application to the analysis of flag leaf photosynthesis. *Journal of Experimental Botany*, 31 : 41-48.

MASSMAN W.J. et KAUFMANN M.R., 1991. Stomatal response to certain environmental factors : a comparison of models for subalpine trees in the Rocky Mountain. *Agricultural and Forest Meteorology*, 54 : 155-167.

MAYORAL M.L., ATSMON D., SHIMSHI D. et GROMET-ELHANAN Z., 1981. Effect of water stress on enzyme activities in wheat and related wild species : carboxylase activity, electron transport and phosphorylation in isolated chloroplast. *Australian Journal of Plant Physiology*, 8, 385- 393.

MENENTI, M., 1984, Physical aspects and determination of evaporation in deserts applying remote sensing techniques. Report 10 (special issue), Inst. Land Water Manag. Res. (ICW), Wageningen, The Netherlands. 202 pages.

MERRIEN A., 1987. Cahier technique irrigation soja. CETIOM ed. : 28 p..

MEYER W.S., et GREEN G.C., 1981. Comparison of stomatal action of orange, soybean and wheat under field conditions. *Australian Journal of Plant Physiology*, 8 : 65-76.

MEYER, W.S., et WALKER, S., 1981, Leaflet orientation in waterstressed soybeans. *Agronomy Journal* 73 : 1071-1074.

- MEYERS T.P. et PAW U K.T., 1987. Modelling the plant canopy micrometeorology with higher-order closure principles. *Agricultural and Forest Meteorology*, 41, 143-163.
- MONTEITH, J.L., 1965a, Light distribution and photosynthesis in field crops. *Annals of Botany*, 29 : 17-37.
- MONTEITH, J.L., 1965b Evaporation and environment. *Experim. Biology*, 19 : 205-234.
- MONTEITH J.L. 1972 Solar radiation and productivity in tropical ecosystems. *Journal of Applied Ecology*, 9 : 747-766
- MONTEITH J.L. 1977 Climate and the efficiency of crop production in Britain. *Phil. Trans. R. Soc. London*, B, 281, 277-294
- MONTEITH, J.L. et SZEICZ, G., 1972. Radiative temperature in the heat balance of natural surfaces. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 88 : 496-507.
- MONTEITH J.L., SZEICZ G. et WAGGONER P.E., 1965. The measurement and control of stomatal resistance in the field. *Journal of Applied Ecology*, 2, 345.
- MORISSON, J.I.L., et JARVIS, P.G., 1983. Direct and indirect effects of light on stomata. II. In *Commelia communis* L. *Plant, Cell and Environment*, 6 : 103-109.
- MYNENI, R.B., 1991, Modeling radiative transfer and photosynthesis in three-dimensional vegetation canopies. *Agricultural and Forest Meteorology*, 55 : 323-344.
- MYNENI, R.B., ASRAR, G., KANEMASU, E.T., LAWLOR, D.J. et IMPENS, I. 1986, Canopy architecture, irradiance distribution on leaf surfaces and consequent photosynthetic efficiencies in heterogeneous plant canopies. *Agricultural and Forest Meteorology*, 37 : 189-204.
- MYNENI, R.B., ASRAR, G. et KANEMASU, E.T., 1989. The theory of photon transport in leaf canopies. In *Theory and Applications of Optical Remote Sensing* (G. Asrar ed.), Wiley Interscience, pp 142-204.
- NEMANI R.R. et RUNNING S.W., 1989. Estimation of regional surface resistance to evapotranspiration from NDVI and thermal-IR AVHRR Data. *Journal of Applied Meteorology*, 28 : 276-284.
- NERRY F., 1988, Contribution à l'étude expérimentale et théorique de l'émissivité et de la réflectivité des milieux naturels terrestres dans l'infrarouge thermique dans le contexte de la télédétection spatiale. Thèse, Université de Strasbourg-I, 143p.
- NEUMANN H.H., THURTELL G.W., STEVENSON K.R. et BEADLE C.L., 1974, Leaf water content and potential in corn, sorghum, soybean and sunflower. *Canadian Journal of Plant Science*, 54 : 185-195
- NEWTON, R.W., BLACK, Q.R., MAKANVAND, S., BLANCHARD, A.J. et JEAN, B.R., 1982. Soil moisture information and thermal microwave emission. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 112 : 275-281.
- NICHIPOROVITCH A.A. 1960 Conference on measurement of visible radiation in plant physiology, agronomy and ecology. *Fizial Rast p* : 744-747
- NIEUWENHUIS, G.J.A., SMIDT, E.H. et THUNNISSEN, H.A.M., 1985, Estimation of regional evapotranspiration of arable crops from thermal infrared images. *International Journal of Remote Sensing*, 6 : 1319-1334.
- NOBRE C.A., SELLERS P.J. et SHUKLA J., 1991. Amazonian deforestation and regional climate change. *Journal of Climate*, 4 : 957-988.
- NOILHAN, J. JULLIEN, J.P., LACARRERE, P., PHULPIN, T. et STOLL, M., 1991. Quelques exemples d'utilisation des données satellitaires pour la modélisation atmosphérique à moyenne échelle. 5ème Colloque International Mesures Physiques et Signatures en Télédétection. Courchevel, France, 14-18 janvier 1991, ESA P-319. pp 541-546.

- NOILHAN J., ANDRE J.C., BOUGEAULT P., GOUTORBE J.P. et LACARRERE P., 1991b, Some aspects of the hapex-mobylyh programme : the data base and the modelling strategy. *Surveys in geophysics*, 12, 31-61.
- OHMURA A. 1982, Objective criteria for rejecting data for bowen ratio flux calculation. *Journal of Applied Meteorology*, 21 : 595-598.
- OLIOSO A., 1987. Utilisation de photos hémisphériques pour étudier l'efficacité de la conversion de l'énergie solaire en biomasse par une culture de blé. Montpellier, Mémoire de DEA, ENSAM, 25 p..
- OLIOSO A., 1991. Expérimentation SOJA 1990. Note 1, INRA Montfavet.
- OLIOSO A. et BARET F., 1990. Relationships between vegetation index, crop photosynthesis and crop stomatal conductance simulated with a radiative transfer model. In *Soils and the Greenhouse Effect*, A.F. Bouwman (ed.), Wiley et Son, Chichester, pp 551-560.
- OLIOSO A., METHY M. et LACAZE B., 1992. Simulation of canopy fluorescence as a function of canopy structure and leaf fluorescence. *Remote Sensing of Environment*, 41 : 239-247.
- OOSTERHUIS, D.M., WALKER, S. et EASTHAM, J., 1985, Soybean leaflet movements as an indicator of crop water stress. *Crop Science*, 25 : 1101-1106.
- ORTIZ-LOPEZ A., ORT D.R. et BOYER J.S., 1987. Inhibition of photophosphorylation in sunflowers by low leaf water potentials monitored by whole leaf measurements of electrochimic absorption changes. In : Biggins J. (ed.) : *Progress in Photosynthesis Research*, 4 : 153-156.
- PALTRIDGE G.W. 1970 A filter for photosynthetically active radiation and examples of its use. *Agricultural Meteorology*, 7 : 167-174
- PATTEY, E., ROCHETTE, P., DESJARDINS, R.L. et DUBE, P.A., 1991, Estimation of the net CO₂ assimilation rate of a maize (*Zea mays* L.) canopy from leaf chamber measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*, 55 : 37-57.
- PAULSON, C.A., 1970, The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *Journal of Applied Meteorology*, 9 : 857-861.
- PAW U, K.T., 1991. Anisotropy of thermal infrared exitance above and within plant canopies. In proc. 5ème Colloque International Mesures Physiques et Signatures en Télédétection. Courchevel, France, 14-18 janvier 1991, ESA SP-319. pp 369-373.
- PEARCE R.B., BROWN R.H. et BLASER R.E., 1967. Photosynthesis in plant communities as influenced by leaf angle. *Crop Science*, 7 : 321-324.
- PEAT W.E., 1970. Relationships between photosynthesis and light intensity in the tomato. *Annals of Botany*, 34 : 319-328.
- PEREIRA A.R. et SHAW R.H., 1980. A numerical experiment on the mean wind structure inside canopies of vegetation. *Agricultural Meteorology*, 22 : 303-318.
- PERRIER, A., 1975, Etude physique de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles. II.- Expressions et paramètres donnant l'évapotranspiration réelle d'une surface "mince". *Annales agronomiques*, 26(2) : 105-123.
- PETTERSCHMITT J.M., 1987. Comparaison de différentes méthodes de mesure de l'évapotranspiration d'un couvert de blé non irrigué. Mémoire de DEA, ENGREF-USTL, Montpellier.
- PETTERSCHMITT J.M. et KATERJI N., 1989. Comparaison de différentes méthodes de mesure de l'évapotranspiration d'une culture de blé non irriguée. *Agronomie*, 9 : 197-205.

PEYREMORTE P. et TRON G., 1987. Irrigation des cultures de soja et de tournesol. S.C.P. Document interne : 58 p.

PIERCE, M. et RASCHKE, K., 1980, Correlation between loss of turgor and accumulation of abscisic acid in detached leaves. *Planta*, 148 : 174-182.

PIERI P. et FUCHS M., 1990. Comparison of Bowen ratio and aerodynamic estimates of evapotranspiration. *Agricultural and Forest Meteorology*, 49 : 243-256.

PINTY J.P. et MASCART P., 1988, Evaluation d'un modèle d'interface sol/ végétation/atmosphère à l'aide de données SAMER et HYDRA de la campagne HAPEX-MOBILHY 1986, Note 96, OPGC BP 45, 63170 Aubière.

PINTY J.P., MASCART P., RICHARD E. et ROSSET R., 1989. An investigation of mesoscale flows induced by vegetation inhomogeneities using an evapotranspiration model calibrated against Hapex-Mobilhy Data. *Journal of Applied Meteorology*, 9 : 976-992.

PRICHARD, J.M. et FORSETH I.N., 1988, Photosynthetic responses of two heliotropic legumes from contrasting habitats. *Plant, Cell and Environment*, 11 : 591-601.

PREVOT L., 1985. Modélisation des échanges radiatifs au sein des couverts végétaux. Application à la télédétection. Validation sur un couvert de maïs. Thèse de doctorat, Université Paris VI, 178 p.

PUECH J. et BOUNIOLS A., 1986. Besoins en eau et en azote du soja : importance des phases sensibles. In : *Le Soja - CETIOM ed.*, 24-32.

RABINOWITCH, E.I., 1951. *Photosynthesis and Related Processes, Vol II, Part I, Kinetics of Photosynthesis.* Interscience, New York.

RADIN, J.W., 1984, Stomatal responses to water stress and to abscisic acid in phosphorus-deficient cotton plants. *Plant Physiology*, 76 : 392-394.

RADIN, J.W., PARKER, L.L. et GUINN, G., 1982, Water relations of cotton plants under nitrogen deficiency. V. Environmental control of abscisic acid accumulation and stomatal sensitivity to abscisic acid. *Plant Physiology*, 70 : 1066-1070.

RAMBAL S., 1980. Modélisation de l'utilisation de l'eau et de la production végétale d'une steppe à *Rhantherium suaveolens* Desf. de la zone aride sud tunisienne. Thèse D.I., USTL, Montpellier, 188 p..

RAMBAL S., LACAZE B., MAZUREK. H. et DEBUSCHE, G., 1985. Comparison of hydrologically simulated and remotely sensed actual evapotranspiration from some mediterranean vegetation formations. *International Journal of Remote Sensing*, 6 : 1475-1481.

RANSON K.J., VANDERBILT V.C., BIEHL L.L., ROBINSON B.F. et BAUER M.E., 1981. Soybean canopy reflectance as a function of view and illumination geometry. In proc. 15th Int. Symp. Remote Sensing Environ. Univ. of Michigan, Ann Arbor. pp 853-865.

RANSON K.J., IRONS J.R. et DAUGHTRY C.S.T., 1991. Surface albedo from bidirectional reflectance. *Remote Sensing of Environment*, 35 : 201-212.

RASCHKE, K., 1975, Stomatal action. *Annual Review of Plant Physiology*, 26 : 309-340.

RASCHKE, K., 1979, Movements of stomata. In *Physiology of Movements*, ed. W. Haupt, M.E. Feinleib. *Encycl. Plant Physiol. (NS)*, 7 : 383-441. Berlin, Springer.

RASCHKE, K., HANEBUTH, W.F. et FARQUHAR, G.D., 1978. Relationship between stomatal conductance and light intensity in leaves of *Zea mays* L. derived from experiments using the mesophyll as shade.

Planta, 139 : 73-78.

RAUPACH, M.R., 1979, Anomalies in flux-gradient relationships over forest. *Boundary-Layer Meteorology*, 16 : 467-486.

RAUPACH, M.R., 1989. A practical Lagrangian method for relating scalar concentrations to source distributions in vegetation canopies. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 115 : 609-632.

RAUPACH M.R. et FINNIGAN J.J., 1988. Single-layer models of evaporation from plant canopies are incorrect but useful, whereas multilayer models are correct but useless : discuss. *Australian Journal of Plant Physiology*, 15, 705-716.

RAUPACH, M.R., STEWART, J.B. et THOM, A.S., 1979, Comments on the paper " Analysis of flux-profile relationships above tall vegetation - an alternative view" by B.B. Hicks, G.D. Hess et M.L. Wesely (*Q.J.*, 105 : 1074-1077). *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 105 : 1077-1078.

RAUPACH M.R., THOM A.S. et EDWARDS I., 1980. A wind tunnel study of turbulent flow close to regularly arrayed rough surfaces. *Boundary Layer Meteorology*, 18, 373-397.

RAWSON, H.M. et CONSTABLE, G.A., 1980. Carbon production of sunflower cultivars in field and controlled environments. I. Photosynthesis and transpiration of leaves, stems and heads. *Australian Journal of Plant Physiology*, 7 : 555-573.

RAWSON, H.M., TURNER, N.C. et BEGG, J.E., 1978. Agronomic and physiological responses of soybean and sorghum crops to water deficits. IV. Photosynthesis, transpiration and water use efficiency of leaves, *Australian Journal of Plant Physiology*, 5 : 195-219.

REED K.L., HAMERLY E.R., DINGER B.E. et JARVIS P.G., 1976. An analytical model for field measurement of photosynthesis. *Journal of Applied Ecology*, 13 : 925-942.

REICOSKY D.C. et DEATON D.E., 1979. Soybean water extraction, leaf water potential, and evapotranspiration during drought. *Agronomy Journal*, 71 : 45-50.

REICOSKY D.C., KASPAR T.C., TAYLOR H.M., 1982, Diurnal relationship between evapotranspiration and leaf water potential of field-grown soybeans. *Agronomy Journal*, 74 : 667-673

RICHARDSON, A.J. et WIEGAND, C.L., 1977. Distinguishing vegetation from soil-background information. *Photogram. Remote Sens.*, 43 : 1511-1542.

RIGAL D. et TERRES J.M., 1988, *Memoire d'ingénieurs*, INRA bioclimatologie, BP 91, 84143 Montfavet

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*, 9 : 1529-1533.

RIPLEY E.A. et REDMAN R.E., 1976. Grassland. In *Vegetation and the Atmosphere*, vol.2 (J.L. Monteith, ed.), Academic, London.

RITCHIE J.T., 1973, Influence of soil water status and meteorological conditions on evaporation from a corn canopy. *Agronomy Journal*, 65 : 893-897

ROSS J., 1981. *The radiation regime and architecture of plant stands*. Junk, The Hague, 391p.

ROUSE, J.W., HAAS, R.H., SCHELL, J.A., DEERING, D.W. et HARLAN, J.C., 1974. Monitoring the vernal advancement and retrogradation of natural vegetation. NASA/GSFC. Type III. Final Report, Greenbelt, MD. 371 p.

SALISBURY J.W., 1986. Preliminary measurements of leaf spectral reflectance in the 8-14 μm region. *International Journal of Remote Sensing*, 7,12,1879-1886.

SALISBURY J.W. et MILTON N.M., 1988. Thermal infrared (2.5 to 13.5 μm) direct hemispherical reflectance of leaves. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 54,9,1301-1304.

SAVANE M., 1990. Utilisation des satellites météorologiques pour le suivi du bilan hydrique à l'échelle régionale : application à la France. Thèse, Université de Clermont-Ferrand.

SCHMUGGE, T., GLOERSEN, P., WILHEIT, T. et GEIGER, F., 1974. Remote sensing of soil moisture with microwave radiometers. *J. Geophys. Res.*, 79 : 317-323.

SCHOLANDER P.F., HAMMEL, H.T., HEMMINGSEN E.A. et BRADSTREET E.D., 1964. Hydrostatic pressure and osmotic potential in leaves of mangroves and some other plants. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 52, 119-125.

SCHULZE, E.D., 1986. Carbon dioxide and water vapor exchange in response to drought in the atmosphere and in the soil. *Annual Review of Plant Physiology*, 37 : 247-274.

SCHULZE, E.D. et HALL, A.E., 1982. Stomatal response, water loss and CO_2 assimilation rates of plants in contrasting environments. In *Physiological Plant Ecology II*, (Eds O.L. Lange, P.S. Nobel, C.B. Osmond et H. Ziegler), *Encyclopaedia of plant physiology New Series*. Vol. 12B, pp. 550-588. (Springer-Verlag : Berlin).

SEGUIN B. et ITIER B., 1983, Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal infrared data. *Int. J. Remote Sensing*, 4 : 371-383

SEGUIN, B., BAEZ, S., MONGET, J.M. et PETIT, V., 1982, Utilisation de la thermographie IR pour l'estimation de l'évaporation régionale. *Agronomie*, 2 : 7-16 et 113-118.

SEGUIN B., ASSAD E., FRETEAUD J.P., IMBERNON J., KERR Y. et LAGOUARDE J.P., 1989 Use of meteorological satellites for water balance monitoring in Sahelian regions, *Int. J. Remote Sensing*, 10 : 1101-1117

SEGUIN B., FISHER A., LOUAHALA S., PODAIRE A. et WANG Y, 1991. Signatures temporelles à partir de NOAA-AVHRR et cartographie de l'occupation du sol. In *proc. 5ème Colloque International Mesures Physiques et Signatures en Télédétection*. Courchevel, France, 14-18 janvier 1991, ESA SP-319. pp 589-595.

SELLERS, P.J. 1985 Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. *International Journal of Remote Sensing*, 6 : 1335-1372

SELLERS P.J., MINTZ Y., SUD Y.C. et DALCHER A., 1986. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *Journal of the atmospheric sciences*, 43 : 505-531.

SHARKEY T.D. et BADGER M.R., 1982. Effects of water stress on photophosphorylation and metabolite levels of *Xanthium strumarium* mesophyll cells. *Planta*, 156, 199-206.

SHAW R.H., PEREIRA A.R., 1982. Aerodynamic roughness of a plant canopy : A numerical experiment. *Agricultural Meteorology*, 26, 51-65.

SHERIFF D.W., 1979, Stomatal aperture and the sensing of the environment by guard cells. *Plant, Cell and Environment*, 2 : 15-22

SHU FEN SUN, 1982, Moisture and heat transport in a soil layer forced by atmospheric conditions. M.Sc. Thesis, Univ. of Connecticut.

SHUTTLEWORTH, W.J., 1976, A one dimensional theoretical description of the vegetation-atmosphere interaction. *Boundary-Layer Meteorology*, 10 : 273-302

SHUTTLEWORTH W.J. et WALLACE J.S., 1985. Evaporation from sparse crops - an energy combination theory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 111, 839-855.

SHUTTLEWORTH W.J. et GURNEY R.J., 1990. The theoretical relationship between foliage temperature and canopy resistance in sparse crops. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 116 : 497-519.

- SIMONNEAU T., 1992. Absorption d'eau en conditions de disponibilité hydrique non uniforme. Etude sur pêcher en solution nutritive. Thèse de doctorat INAPG.
- SINCLAIR T.R. et LUDLOW M.M., 1986. Influence of soil water supply on the plant water balance of four tropical grain legumes. *Aust. J. Plant Physiol.*, 13 : 329-341.
- SLATER P.N., BIGGAR S.F., HOLM R.G., JACKSON R.D., MAO Y., MORAN M.S., PALMER J.M. et YUAN, B., 1987, Reflectance and radiance-based methods for the in-flight absolute calibration of multispectral sensors. *Remote Sensing of Environment*, 22, 11-37
- SMITH R.C.G. et CHOUDHURY B.J., 1990, On the correlation of indices of vegetation and surface temperature over south-eastern Australia. *International Journal of Remote Sensing*, 11, 2113-2120
- SMITH R.C.G., BARRS H.D. et FISCHER R.A., 1988. Inferring stomatal resistance of sparse crops from infrared measurements of foliage temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, 47, 183-189.
- SOARES A.M., 1987. La température de surface des couverts végétaux en liaison avec le microclimat et l'état hydrique du sol. Thèse, Université des Sciences et Techniques du Languedoc.
- SOER G.J.R., 1977. The tergra model, a mathematical model for the simulation of diurnal behaviour of crop surface temperature and actual evapotranspiration. NIWARS Publ. 46, Delft, The Netherlands.
- SOER, G.J.R., 1980, Estimation of regional evapotranspiration and soil moisture conditions using remotely sensed crop surface temperature. *Remote Sensing of Environment*, 9 : 27-45.
- STALFELT M.G., 1962. The effect of temperature on opening of the stomatal cells. *Physiol. Plant.*, 15 : 772-779.
- STANHILL G., COX J.T.H. et MORESHET S., 1968. The effect of crop and climate factors on the radiation balance of an irrigated maize crop. *Journal of Applied Ecology*, 5 : 707-720.
- STANHILL G., FUCHS M., BAKKER J. et MORESHET S., 1973. The radiation balance of a glasshouse rose crop. *Agricultural Meteorology*, 11 : 385-404.
- STEINMETZ S., 1990, Estimation de l'efficience de conversion en matière sèche du rayonnement solaire intercepté par une culture de blé à partir de la réflectance spectrale. Thèse, USTL, Montpellier, 266p.
- SUITS G.H. 1972 The calculation of the directional reflectance of a vegetative canopy. *Remote Sensing of Environment*, 13(2) : 113-129
- SVENDSEN, H., JENSEN, H.E., JENSEN, S.E. et MOGENSEN V.O., 1990. The effect of clear sky radiation on crop surface temperature determined by thermal thermometry. *Agricultural and Forest Meteorology*, 50 : 239-243.
- SZEICZ G., van BAVEL C.H.M. et TAKAMI S., 1973. Stomatal factor in the water use and dry matter production by sorghum. *Agricultural Meteorology*, 12 : 361-389.
- TACONET, O., CARLSON, T.N., BERNARD, R. et VIDAL-MADJAR, D., 1986, Evaluating of a surface vegetation/model using satellite infrared surface temperatures. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 26 : 107-117.
- TACONET O., BEN MEHREZ M., BRISSON N. et OLIOSO A., 1992. Seasonal monitoring of stomatal resistance and evaporation from remotely sensed data. Comparison with experimental data over soybean and crop growth modelling simulations (INRA Avignon, Experiment 1990).
- TAKEDA T. et YAJIMA M., 1975. An improvement of semiempirical method for estimating the total photosynthesis of the crop population. 1. On light photosynthesis curve of rice leaves. *Proc. Crop Sci. Soc., Jpn.*, 44 : 343-349.

- TANNER, C.B. et SINCLAIR, T.R., 1983. Efficient water use in crop production : research or re-search ? In *Limitations to Efficient Water Use in Crop Production* (H.M. Taylor, W.R. Jordan et T.R. Sinclair, Eds.). American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin, pp 1-28.
- TANNER, B.D., 1988. Use requirements for Bowen ratio and eddy correlation determination of evapotranspiration. Proceedings of the 1988 Specialty Conference of the Irrigation and Drainage Division, July 19- 21, in Lincoln, NE. American Society of Civil Engineers, NY.
- TANRE, D., 1990. Simulation du signal satellitaire dans le spectre solaire. in *Téledétection Spatiale : Aspects Physiques et Modélisation*. Toulouse, Août 1988, CNES, Cepadues. pp 531-554.
- TARDIEU, F. 1988, Cartographie in situ du système racinaire. *Perspectives agricoles*, 122 : 19-22.
- TARDIEU, F. et DAVIES, W.J., 1992. Stomatal response to abscisic acid is a function of current plant water status. *Plant Physiology*, 99 : 0000-0000.
- TARDIEU, F., KATERJI, N., BETHENOD, O., ZHANG, J. et DAVIES, W.J., 1991, Maize stomatal conductance in the field: its relationship with soil and plant water potentials, mechanical constraints and root messages. *Plant, Cell and Environment*, 14 : 121-126.
- TARDIEU, F., ZHANG, J., KATERJI, N., BETHENOD, O., PALMER, S. et DAVIES, W.J., 1992a. Xylem ABA controls the stomatal conductance of field- grown maize subjected to soil compaction or soil drying. *Plant, Cell and Environment*, 15 : 193-197.
- TARDIEU, F., ZHANG, J. et DAVIES, W.J., 1992b. What information is conveyed by an ABA signal from maize roots in drying field soil? *Plant, Cell and Environment*, 15 : 000-000.
- TARDIEU F., BRUCKLER L. et LAFOLIE F., 1992c. Root clumping may affect the root water potential and the resistance to soil-root water transport. *Plant and Soil*, 140 : 291-301.
- TCHAMITCHIAN, M., 1990, Photosynthèse d'une culture de tomates sous serre : mise au point et validation d'un modèle analytique. Thèse de DDI, Institut Polytechnique de Toulouse, 98 pages.
- TCHAMITCHIAN, M. et LONGUENESSE, J.J., 1991, Photosynthèse d'une culture en ragns de tomates sous serre. Modélisation analytique et cartographie de l'activité du feuillage. *Agronomie*, 11 : 17-26.
- THORNLEY J.H.M., 1976. *Mathematical Models in Plant Physiology*. Academic Press, London.
- THOM A.S., 1971, Momentum absorbtion by vegetation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 97 : 414-428.
- THOM, A.S., 1972, Momentum, mass and heat exchange of vegetation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 98 : 124-134.
- THOM, A.S., 1975, Momentum, mass and heat exchange of plant communities, in *Vegetation and the atmosphere*, Monteith J. L., ed, Academic, London, vol.1, pp 57-109
- TUCKER C.J. et MILLER L.D., 1977. Soil spectra contributions to grass canopy reflectance. *Photogram. Eng. Remote Sens.*, 43(6) : 721-726
- TUCKER C.J., ELGIN J.H. et Mc MURTREY J.E., 1979. Temporal spectral measurements of corn and soybeans crops. *Photogram. Eng. Remote Sens.* 45 : 643-653.
- TURNER, N.C., BEGG, J.E., RAWSON, H.M., ENGLISH S.D. et HEARN A.B., 1978. Agronomic and physiological responses of soybean and sorghum crops to water deficits. III. Components of leaf water potential, leaf conductance, $^{14}C_2$ photosynthesis, and adaptation to water deficit. *Australian Journal of Plant Physiology*, 5 : 179-194.

- ULABY, F.T., BATLIVALA, P.B. et DOBSON, M.C., 1978, Microwave backscatter dependence on a surface roughness, soil moisture and soil texture, I. Bare soil. *IEEE Trans. Geosci. Electron.*, 16(4) : 286-295.
- VALLE R., MISHOE J.W., CAMPBELL W.J., JONES J.W. et ALLEN Jr L.H., 1985. Photosynthetic responses of "Bragg" Soybean leaves adapted to different CO₂ environments. *Crop Science*, 25 : 333-339.
- van de GRIEND, A.A. et van BOXEL, J.H., 1989, Water and surface energy balance model with a multi-layer canopy representation for remote sensing purposes. *Water Resources Research*, 25 : 949-971.
- Van den HONERT T.H., 1948, Water transport as a catenary process, *Faraday Soc. Discuss.*, 3 : 146-153
- VARLET-GRANCHER C. 1982 Analyse du rendement de la conversion de l'énergie solaire par un couvert végétal. Thèse Doct ès Sci. Nat., Univ. PARIS-Sud, Orsay, 144p.
- VERBRUGGHE M., et LECOMTE P., 1991, Propriété directionnelle d'un panneau de Halon destiné à la mesure de la réflectance au champ. *Note interne*, Station de Bioclimatologie, BP 91, F-84143 Montfavet Cedex, FRANCE.
- VERHOEF W. 1984 Light scattering by leaf layers with application to canopy reflectance modelling : The sail Model *Remote sensing Environment*, 16 : 125-141
- VERHOEF W., 1985, Earth observation modelling based on layer scattering matrices. *Remote Sensing of Environment*, 17 : 165-178
- VERHOEF W. et BUNNIK N.J.J., 1981. Influence of crop geometry on multispectral reflectance determined by use of canopy reflectance models. In *Proceedings, Int. Colloquium on Signatures of Remote Sens. Objects*, Avignon, France, pp. 273-290.
- VERMA, S.B., 1990, Micrometeorological methods for measuring surface fluxes of mass and energy. *Remote Sensing Review*, 5 : 99-115.
- VIDAL A., 1989, Estimation de l'évapotranspiration par télédétection. Application au contrôle de l'irrigation. Thèse USTL, Montpellier, 180p.
- VIDAL, A., KERR Y., LAGOUARDE, J.P. et SEGUIN, B., 1987. Télédétection et bilan hydrique : utilisation combinée d'un modèle agrométéorologique et des données de l'IR thermique du satellite NOAA-AVHRR. *Agricultural and Forest Meteorology*, 39 : 155-175.
- VU J.C.V., ALLEN L.H. et Jr BOWES G., 1987. Drought stress and elevated CO₂ effects on soybean ribulose carboxylase activity and canopy photosynthetic rates. *Plant Physiology*, 83, 573-578.
- WAGGONER P.E. et REIFSNYDER W.E., 1968. Simulation of the temperature, humidity and evaporation profiles in a leaf canopy. *Journal of Applied Meteorology*, 7, 400-409.
- WALL, G.W. et KANEMASU, E.T., 1990, Carbon dioxide exchange rates in wheat canopies. Part I. Influence of canopy geometry on trends in leaf area index, light interception and instantaneous exchanges rates. *Agricultural and Forest Meteorology*, 51 : 81-102.
- WALLACE, J.S., ROBERTS, J.M. et SIVAKUMAR, M.V.K., 1990. The estimation of transpiration from sparse dryland millet using stomatal conductance and vegetation area indices. *Agricultural and Forest Meteorology*, 51 : 35-50.
- WALLACH D., 1991. Models for prediction : evaluation and model selection. Document de cours, INRA.
- WALLACH D. et GOFFINET B., 1989. Mean squared error of prediction as a criterion for evaluating and comparing system models. *Ecological Modelling*, 44 : 299-306.
- WALTON, D.C., 1980, Biochemistry and physiology of abscisic acid. *Annual Review of Plant Physiology* 31 : 453-489.

WANG, J.R. et CHOUDHURY B.J., 1981. Remote sensing of soil moisture content over bare field at 1.4 GHz frequency. *J. Geophys. Res.*, 86 : 5277-5282.

WANG Y., 1989. Relation entre l'indice de végétation et la température de surface analysée à partir des images NOAA-AVHRR 1984 : application au Sud-Est de la France. Mémoire de maîtrise, INRA bioclimatologie, BP 91 Montfavet 84143.

WANG Y., 1991. Comparaison des images de l'indice de végétation et de la température de surface de NOAA-AVHRR et de Landsat-TM et leurs applications. Mémoire de DEA, Université d'Avignon.

WANJURA D.F., HATFIELD J.L. et UPCHURCH, 1990. Crop water stress index relationships with crop productivity. *Irrigation Science*, 11, 93-99.

WEBB R.A., 1972. Use of the boundary line in the analysis of biological data. *J. Hort. Sci.*, 47, 309-319.

WELLES J., 1986. A portable photosynthesis system. In : *Advance Agricultural instrumentation*, Gensler, W.G. ed., Martinus Nijhoff Publishers, Boston.

WHITFIELD, D.M., 1990, Canopy conductance, carbon assimilation and water use in wheat. *Agricultural and Forest Meteorology*, 53 : 1-18.

WIEGAND, C.L., RICHARDSON, A.J. et KANEMASU E.T., 1979. Leaf area index estimates for wheat from LANDSAT and their implications for evapotranspiration and crop modelling. *Agronomy Journal*, 71 : 336-342.

WIGNERON J.P., 1992. Modélisation de l'émission microonde d'un couvert végétal. Thèse en cours, INRA Montfavet.

WILLIAMSON H.D., 1988. Evaluation of middle and thermal infrared radiance in indices used to estimate GLAI. *International Journal of Remote Sensing*, 9, 2, 275-283.

WILLMER C.M., 1988, Stomatal sensing of the environment, *Biological Journal of the Limnean Society*, London, 34 : 205-217

WINKEL T. et RAMBAL. S., 1990, Stomatal conductance of some grapevines growing in the field under a Mediterranean environment. *Agricultural and Forest Meteorology* 51 : 107-122

WITONO, H., 1988, Couplage de mesures hyperfréquences en bande C et de modèles de transferts d'eau et de chaleur pour l'estimation du bilan hydrique du sol nu. Thèse de docteur ingénieur de l'Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Rennes-France, 240 pages.

WONG S.C., COWAN I.R. et FARQUHAR G.D., 1979. Stomatal conductance correlates with photosynthetic capacity. *Nature*, 282, 424-426.

WONG, S.C., COWAN, I.R. et FARQUHAR, G.D., 1985a, Leaf conductance in relation to rate of CO₂ assimilation. I. Influence of nitrogen nutrition, phosphorus nutrition, photon flux density, and ambient partial pressure of CO₂ during ontogeny. *Plant Physiology*, 78 : 821-825.

WONG, S.C., COWAN, I.R. et FARQUHAR, G.D., 1985b, Leaf conductance in relation to rate of CO₂ assimilation. II. Effects of short-term exposure to different photon flux densities. *Plant Physiology*, 78 : 826-829.

WONG, S.C., COWAN, I.R. et FARQUHAR, G.D., 1985c, Leaf conductance in relation to rate of CO₂ assimilation. III. Influences of water stress and photoinhibition. *Plant Physiology*, 78 : 830-834.

WRIGHT, S.T.C., 1978, Phytohormones and stress phenomena. In "Phytohormones and Related Compounds - A Comprehensive Treatise" (Eds. D.S. Letham, P.B. Goodwin and T.J.V. Higgins). Vol.2 : 495-536. (Elsevier/North-Holland Biomed.Press : Amsterdam).

ZHANG, J. et DAVIES, W.J., 1989a, Abscisic acid produced in dehydrating roots may enable the plant to measure the water status of the soil. *Plant, Cell and Environment*, 12 : 73-81.

ZHANG, J. et DAVIES, W.J., 1989b, Sequential responses of whole plant water relations towards prolonged soil drying and the mediation by xylem sap ABA concentrations in the regulation of stomatal behaviour of sunflower plants. *New Phytol.*, 113 : 167-174.

ZHANG, J., SCHURR, U. et DAVIES, W.J., 1987, Control of stomatal behaviour by abscisic acid which apparently originates in the roots. *Journal of Experimental Botany*, 38 : 1174-1181.

ZIBORDI, G., et MELONI, G.P., 1991, Correction of bihemispherical reflectance measurements for non-cosine response of 2π steradian optics : a methodology and its application to Antarctic surfaces. *Remote Sensing of Environment*, 37, 55-62

ZUR, B. et JONES, J.W., 1984. Diurnal changes in the instantaneous water use efficiency of a soybean crop. *Agricultural and Forest Meteorology*, 33 : 41-52.

ZUR B., JONES J.W., BOOTE K.J. et HAMMOND L.C., 1982. Total resistance to water flow in field soybeans. II-Limiting soil moisture. *Agronomy Journal*, 74 : 99-105.

Liste des Figures

1.1	Représentation schématique du système étudié. z_a est le niveau de référence atmosphérique, z_h la hauteur du couvert et z_g un niveau de référence dans le sol.	26
1.2	Schéma descriptif des différentes quantités intervenant dans le bilan d'énergie d'une surface.	30
1.3	Schéma descriptif de la transpiration des feuilles et de l'évaporation du sol.	30
2.1	Représentations schématiques de la transpiration et de la photosynthèse.	36
2.2	Assimilation nette en fonction de l'éclairement pour une feuille de type C4 (courbe 1) et pour une feuille de type C3 (courbe 2).	36
2.3	Effets directs et indirects des facteurs de l'environnement, et leurs interactions, sur le fonctionnement stomatique (Willmer 1988).	38
2.4	Représentation schématique des facteurs qui influencent la production d'informations chimiques (pointillés) dans les racines, le transfert de ces informations vers les feuilles, et leurs effets sur les processus aériens. Les effets du sol sont présentés dans des cercles, et les processus de développement dans des rectangles. Les traits pleins représentent les effets des signaux hydrauliques (composante foliaire seulement). Tiré de Davies et Zhang (1991).	38
2.5	Relations entre la conductance stomatique (g_{sc}) et la photosynthèse foliaire (A_f) pour deux pressions partielles en CO_2 de l'air ambiant (610 et 305 μ bar). Les plantes ont été cultivées à différents niveaux de nutrition azotée (Wong <i>et al.</i> 1985a).	40
2.6	Relations entre la conductance stomatique et la photosynthèse foliaire pour différents niveaux d'alimentation hydrique (Henson <i>et al.</i> 1989a).	40
3.1	Erreurs commises en assimilant la température de brillance à la température de surface pour différentes émissivités et différents rayonnements atmosphériques.	46
3.2	Spectres de réflectance et de transmittance d'une feuille (d'après Jacquemoud 1992).	48
3.3	Réflectance du sol et de la végétation dans le visible et le proche infrarouge (d'après Tucker et Miller 1977).	48
3.4	Relation simplifiée entre $ET_j - Rn_j$ et $T_s - T_a$. La relation obtenue par Seguin <i>et al.</i> (1982) sur la Crau (en pointillés) est comparée à la relation obtenue par Jackson <i>et al.</i> (1977) (trait plein) (d'après Seguin <i>et al.</i> 1982).	50
3.5	Relations simulées entre la résistance minimale du couvert et la différence normalisée DN pour 3 niveaux de PAR incident [300 (\bullet), 375 (\circ), 450 (\times)] (Hope 1988).	50
3.6	Relation entre le PAR intercepté et la différence normalisée (Hatfield <i>et al.</i> 1984).	52
3.7	Relation entre la photosynthèse et le CWSI calculé à partir des températures de brillance IRT (d'après Idso <i>et al.</i> 1982).	52
3.8	Relation entre la température de surface normalisée et la résistance du couvert normalisée (Hope 1988).	54
3.9	Relations $ND - T_s$ obtenues avec des données NOAA (Nemani et Running 1989).	54
4.1	Optiques d'utilisation d'un modèle : sens direct, inverse et callage.	58

5.1	Structure schématique des modèles monocouches et multicouches (notations de Raupach et Finnigan, 1988).	64
5.2	Structure schématique d'un modèle bicouche (les notations sont définies dans le texte de ce chapitre).	64
5.3	Représentation schématique des flux turbulents et du réseau de coefficients d'échange du modèle.	66
5.4	Représentation schématique des échanges radiatifs pris en compte dans le modèle. . .	66
5.5	Représentation schématique des mesures dans l'infrarouge thermique.	68
5.6	Représentation schématique des transferts hydriques.	68
5.7	Schéma général des mécanismes, variables et paramètres mis en jeu dans le modèle. . .	70
6.1	Simulations de la réflectance dans le rouge et le proche infrarouge pour des couverts sphérique (droite) et planophile (gauche) et pour différentes réflectances du sol (— 0,1; ... 0,3; - - - 0,5).	76
6.2	Spectres schématisés du sol, de la végétation et de l'atmosphère.	76
6.3	Evolution des réflectances rouge et proche infrarouge du sol en fonction de l'humidité volumique dans la couche 0-5 cm	78
6.4	Simulations de l'albédo pour un sol humide et un sol sec, en fonction de l'indice foliaire et pour différents types de couvert (— planophylle, - - - uniforme, sphérique, - . - érectophylle).	80
6.5	Simulations de l'absorption du rayonnement solaire par le sol et la végétation pour un sol humide et un sol sec et pour différents types de couvert (— planophylle, - - - uniforme, sphérique, - . - érectophylle).	80
6.6	Simulations de la température de brillance au nadir en fonction de l'indice foliaire, pour différentes températures du sol (T_{ss}) et de la végétation (T_v) et pour différents types de couvert (— planophylle, - - - uniforme, sphérique, - . - érectophylle).	82
6.7	Simulations de la différence de température de brillance entre une visée verticale et une visée oblique (45°) pour différents types de couvert (— planophylle, - - - uniforme, sphérique, - . - érectophylle) et différentes températures du sol (T_{ss}) et de la végétation (T_v). Les points correspondent aux données de Hatfield (1979).	82
7.1	Simulations de la longueur de rugosité z_0 en fonction du Plant Area Index (Shaw et Pereira 1982).	90
7.2	Simulations de la hauteur de déplacement d en fonction du Plant Area Index (Shaw et Pereira 1982).	90
7.3	B^{-1} [$k B^{-1} = (z_{0m}/z_{0h})$] simulé en fonction du LAI pour une visée verticale de la température IRT (Brunet <i>et al.</i> 1991.)	92
7.4	Représentation des profils de vitesse du vent (en pointillé le profil logarithmique) et des coefficients d'échange au dessus et dans le couvert.	92
7.5	Evolution des coefficients d'échange h_h , h_{hv} et h_{hs} en fonction du LAI (— et ... $z_{0s} = 0,000$; - - - et -.- $z_{0s} = 0,005$ m).	94
7.6	Effets de la prise en compte de la différence entre les rugosités thermique et mécanique et de l'incorporation des échanges différents dans la sous-couche rugueuse (— et - - - sans prendre en compte la sous-couche rugueuse; - - - et en la prenant en compte). . .	95
8.1	Formes de fonctions g_g ou g_a	102
8.2	Influence du déficit de saturation D'_o sur la transpiration (- - - sans prendre en compte l'effet de D'_o sur la conductance stomatique, — en le prenant en compte).	102
8.3	Evolution de la photosynthèse (en haut) et de la conductance du couvert (en bas) en fonction de l'éclairement PAR et à différents LAI. La réponse d'une feuille individuelle ayant servi à la simulation est présentée par une ligne en pointillé.	106

8.4	Calcul de la transpiration et du potentiel foliaire à l'intersection des courbes représentant l'équation de Van den Honert (droite) et le flux LE_v en fonction de la conductance stomatique (logistique).	108
8.5	Résistance de surface du sol en fonction de l'humidité volumique du sol entre 0 et 5 cm, et "mesurée" entre 8 et 9 heures. r_{ss} est calculée à partir des simulations de Chanzy (1991). Les points correspondent aux données simulées et les courbes aux ajustements du modèle simplifié pour les valeurs maximales, moyennes et minimales de r_{ss}	108
10.1	Evolutions du LAI et de la hauteur du couvert. Pour le LAI, les points correspondent aux mesures expérimentales et la courbe à leur ajustement au modèle logistique-exponentiel de Baret (1986).	120
10.2	Evolutions de la profondeur d'enracinement (trait plein = moyenne de trois mesures ; étoiles = profondeur maximale) et de la profondeur du plan de flux nul (tirets).	120
10.3	Valeurs des paramètres μ et ν des distributions Béta d'inclinaison des feuilles, déterminés au cours de l'expérimentation. Les abréviations correspondent à celles portées dans le tableau précédent. Des valeurs bibliographiques pour des couverts de Soja et les valeurs pour les distributions théoriques ont aussi été présentées. Les flèches représentent des évolutions des distributions au cours d'une même journée.	122
10.4	Evolutions des humidités volumiques du sol dans la couche 0-5 cm (trait plein) et dans la couche 0-1 m (pointillés).	124
10.5	Evolutions de l'évapotranspiration ETR déterminées par bilan hydrique (barres verticales) et de l'ETP Penman (ligne brisée).	124
10.6	Evolution du rapport évaporation du sol (LE_s)/évapotranspiration (LE) du couvert. Les points correspondent aux mesures de bilan hydrique pour les premières couches du sol. Le trait plein correspond aux simulations du modèle BYM (Brisson <i>et al.</i> 1992).	126
11.1	Evolutions de l'albedo (en haut) et des transmissions (en bas) des rayonnements infrarouge (tirets) et global (trait plein).	128
11.2	Comparaison de la formule d'Idso aux mesures de rayonnement atmosphérique réalisées à Carpentras (Juillet-Août 1990).	130
11.3	Evolutions des réflectances rouges (en haut) et proches infrarouges (en bas) (acquises en visée verticale au midi solaire). Les lignes continues représentent les moyennes sur 12 mesures, et les lignes pointillées les écart types.	132
12.1	Comparaison des mesures de H par le dispositif "Nadine" par rapport au dispositif "Jean-Pierre". Les points représentent les mesures expérimentales. Sont aussi présentées la première bissectrice et la droite de régression.	138
12.2	Comparaison des mesures de H par la méthode aérodynamique par rapport au dispositif "Nadine". Les points représentent les mesures expérimentales. Sont aussi présentées la première bissectrice et la droite de régression.	138
12.3	Evolution des hauteurs de déplacement (points) obtenues par calage de la méthode aérodynamique par rapport à la méthode des fluctuations. A titre de comparaison, la courbe continue représente la hauteur du couvert et la courbe tiretée la hauteur de déplacement calculée à partir du LAI et de la hauteur du couvert.	140
12.4	Evolution de la hauteur de la sous couche-rugueuse (points) obtenues par calage de la méthode aérodynamique corrigée par rapport à la méthode des fluctuations. A titre de comparaison, la courbe continue représente la hauteur du couvert et les courbes tiretée et pointillée, les hauteurs des niveaux de mesure atmosphérique.	140
12.5	Comparaison des mesures de flux H (en haut) et LE (en bas) par la méthode aérodynamique corrigée par rapport aux mesures de fluctuations (dispositif "Nadine"). Les points représentent les mesures expérimentales (étoiles en conditions instables, croix en conditions stables, cercle en conditions très stables). Sont aussi présentées les premières bissectrices.	142

12.6	Comparaison des mesures de flux H (en haut) et LE (en bas) par la méthode du rapport de Bowen par rapport aux mesures de fluctuations (dispositif "Nadine"). Les points représentent les mesures expérimentales. Sont aussi présentées les premières bissectrices et les droites de régression.	143
12.7	Comparaison des mesures de flux LE par la méthode des chambres ouvertes par rapport aux mesures de fluctuations (dispositif "Nadine"). Les points représentent les mesures expérimentales. Sont aussi présentées la première bissectrice et la droite de régression.	144
12.8	Différences entre les mesures de LE par la méthode des chambres et la méthode des fluctuations en fonction de la vitesse du vent au niveau supérieur de mesure.	144
12.9	Comparaison entre les ETR mesurées par bilan hydrique et par la méthode aérodynamique calée. Les mesures sont intégrées au pas de temps des mesures de bilan hydrique. Les périodes au cours desquelles il a plu ont été supprimées.	146
12.10	Comparaison des cumuls d'ETR mesurées par bilan hydrique et par la méthode aérodynamique calée (hors périodes de pluies).	146
13.1	Quelques exemples d'évolutions du potentiel foliaire au cours de différentes journées (jours 211 à droite et 249 à gauche). Les cercles représentent les mesures individuelles et la courbe l'évolution de leur moyenne.	150
13.2	Evolution du potentiel de base (cercle et ligne pointillée). Le trait plein représente l'évolution du potentiel "corrige" des effets du vent.	150
13.3	Evolutions des valeurs moyennes de la conductance hydraulique G_p déterminées à 12 heures TU (trait plein), à 14 heures (tirets) et par régression sur l'ensemble de la journée (pointillés).	152
13.4	Cinétiques journalières de l'évolution comparée du potentiel foliaire et de la transpiration. Figure du haut : trait plein = jour 228, tirets = jour 235, pointillés = jour 239. Figure du bas : trait plein = jour 246, tirets = jour 249.	153
13.5	Evolution au cours de la journée de la conductance hydraulique G_p . Figure du haut : trait plein = jour 228, tirets = jour 235, pointillés = jour 239. Figure du bas : trait plein = jour 246, tirets = jour 249.	154
13.6	Comparaisons des gammes de variations des données environnementales.	156
13.7	Photosynthèse des feuilles en fonction de leur température, après normalisation par rapport aux effets de l'éclairement, du potentiel foliaire et du déficit de saturation. La courbe continue représente l'ajustement d'une fonction parabolique symétrique pour $K_T = 30^\circ \text{C}$ ($T_{opt} = 30.9^\circ \text{C}$). La courbe pointillée représente une fonction de réponse constante égale à A_{fmax}	159
13.8	Courbes de réponse de la photosynthèse foliaire à Q_p , T_f , ψ_f et D'_o . Les points représentent les mesures expérimentales. Les courbes représentent les fonctions g_a obtenus par ajustement non linéaire du modèle complet. Voir figure suivante.	161
13.9	Courbe de réponse de la conductance stomatique. Pour Q_p : réponse exponentielle en trait continu, réponse quadratique en pointillé. Pour T_f : fonction de réponse constante. Pour ψ_f : réponse logistique. Pour D'_o : réponse linéaire en trait continu, réponse exponentielle en pointillé. Voir figure précédente.	161
13.10	Comparaison des valeurs modélisées par rapport aux valeurs mesurées de la photosynthèse foliaire (modèle 101).	168
13.11	Comparaison des valeurs modélisées par rapport aux valeurs mesurées de la conductance stomatique (modèle 101).	168
13.12	Relations entre la conductance stomatique et la photosynthèse foliaire. Les points représentent les mesures, et les courbes les relations calculées à potentiel ou à éclairement constant.	170
13.13	Analyse offre-demande (voir Bethenod et Daudet 1992).	170

14.14	Comparaison des valeurs mesurées et simulées du rayonnement solaire global réfléchi et transmis et du rayonnement solaire infrarouge transmis, pour 15 journées réparties sur l'ensemble de la saison.	176
14.1	Comparaison des simulations (courbes) de l'albédo, du rayonnement solaire global réfléchi et transmis et du rayonnement solaire infrarouge transmis, aux mesures effectuées (étoiles). Jour 211, $LAI = 0,6$; $\theta_{0-5} = 0,23$; $\mu = 2,5$ et $\nu = 2,2$. Sur les deux figures du bas sont également présentées des simulations pour des humidités θ_{0-5} de 0,20 (tirets) et de 0,27 (tirets-points).	178
14.2	Comparaison des simulations (courbes) de l'albédo, du rayonnement solaire global réfléchi et transmis et du rayonnement solaire infrarouge transmis, aux mesures effectuées (étoiles). Jour 229, $LAI = 3,4$; $\theta_{0-5} = 0,18$; $\mu = 1,5$ et $\nu = 1,3$. Sur les deux figures du bas sont également présentées des simulations pour des structures foliaires différentes : sphérique $\mu = 1,1$ et $\nu = 1,9$ (tirets-points) et planophylle $\mu = 2,7$ et $\nu = 1,2$ (tirets).	179
14.3	Comparaison des simulations (courbes) de l'albédo, du rayonnement solaire global réfléchi et transmis et du rayonnement solaire infrarouge transmis, aux mesures effectuées (étoiles). Jour 243, $LAI = 3,7$; $\theta_{0-5} = 0,28$; $\mu = 1,5$ et $\nu = 1,2$. Sur les deux figures du bas sont également présentées des simulations pour des structures foliaires différentes : sphérique $\mu = 1,1$ et $\nu = 1,9$ (tirets-points) et planophylle $\mu = 2,7$ et $\nu = 1,2$ (tirets).	180
14.4	En haut : rayonnement global (pointillés), vitesse du vent (trait plein), température (pointillés) et pression de vapeur (trait plein) de l'air au niveau supérieur de mesures atmosphériques. En dessous : comparaison des simulations (courbes) du rayonnement net, des flux de chaleur sensible et latente et du potentiel foliaire aux mesures effectuées (étoiles et cercles). Jour 211.	182
14.5	En haut : rayonnement global (pointillés), vitesse du vent (trait plein), température (pointillés) et pression de vapeur (trait plein) de l'air au niveau supérieur de mesures atmosphériques. En dessous : comparaison des simulations (courbes) du rayonnement net, des flux de chaleur sensible et latente et du potentiel foliaire aux mesures effectuées (étoiles et cercles). Jour 218.	183
14.6	En haut : rayonnement global (pointillés), vitesse du vent (trait plein), température (pointillés) et pression de vapeur (trait plein) de l'air au niveau supérieur de mesures atmosphériques. En dessous : comparaison des simulations (courbes) du rayonnement net, des flux de chaleur sensible et latente et du potentiel foliaire aux mesures effectuées (étoiles et cercles). Jour 228.	184
14.7	En haut : rayonnement global (pointillés), vitesse du vent (trait plein), température (pointillés) et pression de vapeur (trait plein) de l'air au niveau supérieur de mesures atmosphériques. En dessous : comparaison des simulations (courbes) du rayonnement net, des flux de chaleur sensible et latente et du potentiel foliaire aux mesures effectuées (étoiles et cercles). Jour 246.	185
14.8	En haut : rayonnement global (pointillés), vitesse du vent (trait plein), température (pointillés) et pression de vapeur (trait plein) de l'air au niveau supérieur de mesures atmosphériques. En dessous : comparaison des simulations (courbes) du rayonnement net, des flux de chaleur sensible et latente et du potentiel foliaire aux mesures effectuées (étoiles et cercles). Jour 249.	186
14.9	Comparaison des valeurs mesurées et simulées du rayonnement net, du flux de chaleur sensible et du flux de chaleur latente pour 15 journées réparties sur l'ensemble de la saison.	187
14.10	Exemples de comparaison des simulations après calage (courbes) aux mesures effectuées (étoiles et cercles)	188

14.11	Exemples de simulation de la photosynthèse du couvert : trait plein = modèle ne prenant pas en compte les transferts turbulents ; pointillés = modèle prenant en compte les transferts turbulents ; étoiles = mesure par chambre ouvertes.	190
14.12	Comparaison des simulations et des mesures de photosynthèse du couvert. En haut : modèle ne prenant pas en compte les transferts turbulents ; en bas : modèle prenant en compte les transferts turbulents.	191
14.13	Exemples de simulation de la photosynthèse du couvert après calage : trait plein = modèle ne prenant pas en compte les transferts turbulents ; pointillés = modèle prenant en compte les transferts turbulents ; étoiles = mesure par chambre ouvertes.	192
14.14	Comparaison des simulations, après calage, et des mesures de photosynthèse du couvert. A gauche : modèle ne prenant pas en compte les transferts turbulents ; à droite : modèle prenant en compte les transferts turbulents.	193
14.15	Comparaison des simulations (courbes) et des mesures (étoiles) de réflectance du couvert. En haut : XS3 ; en bas : XS2.	194
14.16	Exemples de simulation de la température de brillance mesurée au nadir : trait plein = modèle ; étoiles = mesures.	196
14.17	Comparaison des simulations et des mesures de température de brillance.	198
14.18	Exemples de simulation, après calage, de la température de brillance mesurée au nadir : trait plein = modèle ; étoiles = mesures.	198
15.1	Exemples de simulation de la température de brillance mesurée au nadir en fonction de la conductance hydraulique des plantes G_p : trait plein = modèle ; étoiles = mesures. (données du 3 Août 1989).	200
15.2	Exemples de simulation de la réponse de la conductance stomatique au déficit de saturation (fonction $g_s(D'_o)$) pour trois journées : 246 (trait plein), 248 (tiretés) et 253 (pointillés).	202
15.3	Exemple de séparation des échanges sol et végétation : flux total (trait plein), flux au niveau du sol (tiretés) et de la végétation (pointillés).	207
16.4	Exemple de séparation des échanges sol et végétation : flux total (trait plein), flux au niveau du sol (tiretés) et de la végétation (pointillés).	208
A.1	Fraction de l'énergie totale émise par un corps noir en dessous de la longueur d'onde λ^* (Berdahl et Fromberg 1982).	214
A.2	Spectres d'émission de corps noirs à différentes températures et estimation du rayonnement atmosphérique (zone hachurée).	214
A.3	Erreur liée à l'émissivité de la surface en fonction de la température de brillance et de l'émissivité	216
A.4	Erreur liée au rayonnement atmosphérique en fonction de la température de brillance, de l'émissivité de la surface et du rayonnement atmosphérique	216
A.5	Erreur totale en fonction de la température de brillance, de l'émissivité de la surface et du rayonnement atmosphérique	218
C.1	Deviation of the angular response of irradiance receptor from cosine in two azimuthal positions.	224
C.1	Correction coefficients C as a function of zenith angle (abscissa) and of diffuse fraction (ordinate) in XS3.	226
C.2	Evolution of infrared reflectance of the soybean canopy as computed from equation C.1 (solid line : JD 185 calibration ; dashed line : JD 246 calibration) and from equation C.2 (stars).	228
C.3	Soil lines established over bare soil before and after irradiance correction (squares : JD 202 ; stars : JD 271 and 276).	230

Liste des tableaux

3.1	Erreur $T_s - T_b$ ($^{\circ}$) pour 3 valeurs du rayonnement atmosphérique et 2 valeurs d'émissivité	46
6.1	Hypothèses et paramètres du modèle SAIL.	74
10.1	Mesures réalisées aux cours des expérimentations Soja à Montfavet.	118
10.1	Estimations des paramètres ν et μ des distributions Béta d'inclinaison foliaire (Goel et Strebel 1984). R = coefficient de corrélation.	121
11.1	Comparaison des formules de rayonnement atmosphérique par rapport aux données de Carpentras. a et b coefficients de régression (respectivement pente et ordonnée à l'origine), σ_{res} écart type résiduel, a' coefficient de régression (passant par l'origine), $\sigma_{a'}$ écart type d'estimation de a'	130
13.1	Valeurs calculées de G_p ($W\ m^{-2}\ MPa^{-2}$) à 12 h (valeurs moyennes de potentiel et d'ETR et pour des valeurs à plus ou moins les écarts types [min et max]), à 14 h TU (valeurs moyennes), et par régression (R = coefficient de corrélation).	152
13.2	Coefficients de corrélation entre les différentes variables environnementales.	158
13.3	Valeurs des paramètres obtenues par ajustement des modèles aux données expérimentales (réponse exponentielle au PAR, réponse symétrique à la température, réponse linéaire au déficit de saturation D_o), pour K_T fixé à une valeur de $30^{\circ}\ C$	159
13.4	Valeurs des paramètres et de la $MSEP$ obtenues par ajustement des modèles de photosynthèse aux données expérimentales par la procédure du "data-splitting" sur deux sous-échantillons de 400 données chacun. Le déficit de saturation est ici donné par D'_o	162
13.5	Valeurs des paramètres et de la $MSEP$ obtenues par ajustement des modèles de conductance stomatique aux données expérimentales par la procédure du "data-splitting" sur deux sous-échantillons de 400 données chacun. Le déficit de saturation est ici exprimé par D'_o	162
13.6	Valeurs des paramètres et de la $MSEP$ obtenues par ajustement des modèles de photosynthèse aux données expérimentales par la procédure du "bootstrap" sur 500 sous-échantillons de 650 individus chacun. Le déficit de saturation est ici exprimé par D'_o	162
13.7	Valeurs des paramètres et de la $MSEP$ obtenues par ajustement des modèles de conductance stomatique aux données expérimentales par la procédure du "bootstrap" sur 500 sous-échantillons de 650 données chacun. Le déficit de saturation est ici exprimé par D'_o	162
13.8	Valeurs des paramètres et de la $MSEP$ obtenues par ajustement des modèles de photosynthèse aux données expérimentales par la procédure du "bootstrap" sur 500 sous-échantillons de 650 individus chacun. Le déficit de saturation est ici exprimé par D_o	163
13.9	Valeurs des paramètres et de la $MSEP$ obtenues par ajustement des modèles de conductance stomatique aux données expérimentales par la procédure du "bootstrap" sur 500 sous-échantillons de 650 données chacun. Le déficit de saturation est ici exprimé par D_o	163

13.10	Valeurs de paramètres des modèles de conductance stomatique relevées dans la bibliographie pour le Soja. Remarque le paramètre ψ_c correspond à la valeur du potentiel hydrique pour laquelle la conductance stomatique (ou la résistance) commence à diminuer (à augmenter). Pour $\psi_c = -1,1$ MPa et $\psi_{1/2} = -1,5$ MPa, la meilleure valeur de K_ψ est de l'ordre de 7 à 10 (d'après les données de Boyer (1970) et de Carlson <i>et al.</i> (1979)). Pour les données de Turner <i>et al.</i> (1978), il faut prendre une valeur beaucoup plus élevée.	165
13.11	Valeurs de paramètres des modèles de photosynthèse foliaire relevées dans la bibliographie pour le Soja. Remarque le paramètre ψ_c correspond à la valeur du potentiel hydrique pour laquelle la photosynthèse commence à diminuer.	166
A.1	Erreur $T_s - T_b$ ($^\circ$) pour 3 valeurs du rayonnement atmosphérique et 2 valeurs d'émissivité	219
C.1	Calibration coefficients k and k_c determined for each calibration date. \bar{k}_c is the mean of k_c , σ_{k_c} and σ_k the standard deviations for k_c and k	229
C.2	Soil line regression results. n is the number of observation, r the correlation coefficient and σ_a and σ_b the standard deviations of the regression coefficients a and b	231

Albert le 29/6/92

voudrais profiter de cette belle occasion
dresser le portrait d'Albert avant son départ pour Grignon
sur enfin couronner à Alain Perrier
on lui a vraiment fait un cadeau empoisonné.

quand il arriva à la station en 87
fut pour taquiner les racines avec Fred
alors qu'il prit modèle sur le système racinaire
sa coiffure qui sort de l'ordinaire.

il faut bien dire que le look d'Albert
est déjà acquis une renommée sous pareil
les poinsonnés et chemises bariolées
le monde le reconnaissait sans se tromper.

changea de look pour faire prendre la grette
quand il débarqua pour sa thèse à l'ENGREF
ils eussent passèrent ainsi d'un labeur exemplaire
télédétectant les jolies filles du bord de mer.
tôt sur Albert la nature reprit ses droits
plus folko que jamais en 90 on le retrouva.

quelques fois je voudrais rendre hommage à son perfectionnisme
pour preuve voici juste un exemple de son 'biologisme'
avant la manip 90 tout de go il m'annonça
il voulait étudier le mouvement rythmé des feuilles de soja.

C'est également un cycliste très vaillant
Son entraîneur Seguin ne peut dire autrement
Quoiqu'il ait eu du mal pour la montée du Ventoux
A lui faire comprendre que ce n'était pas la botanique
avant tout.

Enfin je ne peux terminer ce portrait
Sans évoquer le Jon Juan qu'il est.
Ainsi nous envisageons de mettre cet écriteau sur la porte de
son bureau

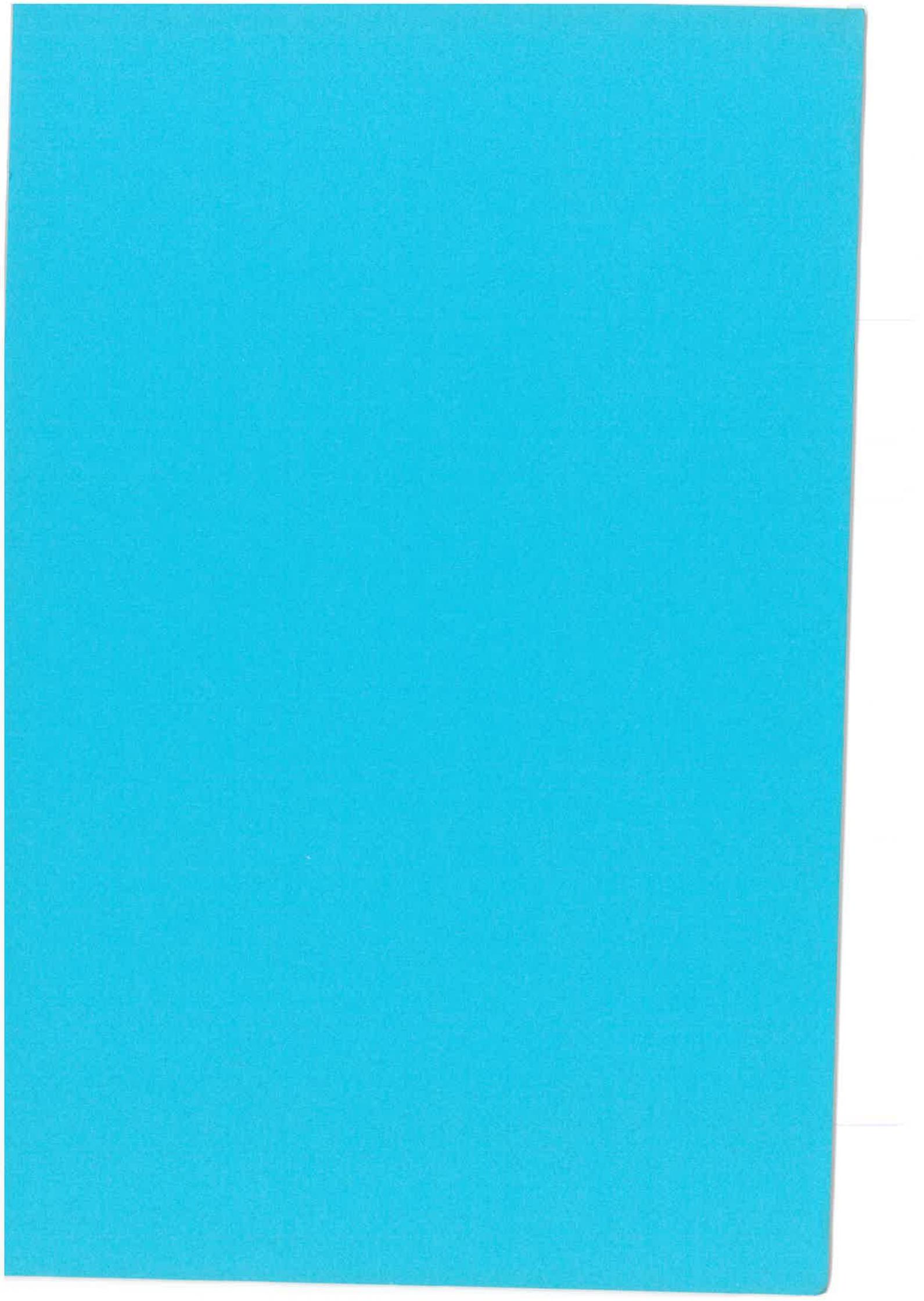
'Albert est parti, les larmes sècheront et la douleur
s'apaisera bientôt!....'

Halte à la plaignerie car je me fais maintenant l'écho de
toute la station en te disant bravo et toutes nos félicitations!

L'heure est venue pour nous de laisser cet étrange personnage
s'en aller

Celui qui aux bulles des Papes, celles de Perrier a préféré.

NADINE.



Titre :

Simulation des échanges d'énergie et de masse d'un couvert végétal, dans le but de relier la transpiration et la photosynthèse aux mesures de réflectance et de température de surface.

Résumé

La télédétection est susceptible d'apporter des informations très utiles au suivi spatio-temporel du fonctionnement des couverts végétaux. Dans ce travail, un modèle a été développé pour permettre l'analyse de l'utilisation combinée des données de réflectances spectrales et de températures de brillance dans l'infrarouge, pour accéder aux mécanismes hydriques et photosynthétiques du couvert. Ce modèle est basé sur la description des transferts turbulents, radiatifs et hydriques, entre le sol, les plantes et l'atmosphère, et sur la description du fonctionnement physiologique des plantes. Il permet de simuler la transpiration et la photosynthèse du couvert, ainsi que les réflectances spectrales et la température de brillance. Un important travail expérimental sur une culture de soja, a permis d'acquérir des jeux de données servant à la paramétrisation et à la validation du modèle. Ce travail expérimental a également donné lieu à l'analyse et à la mise en place de nouvelles méthodes de mesures des flux de chaleur sensible et latente du couvert, à l'étude des fonctionnements photosynthétique et stomatique des feuilles, ainsi qu'à l'analyse de la méthode de mesure de la réflectance du couvert. Les tests du fonctionnement du modèle par rapport aux données expérimentales ont mis en évidence son bon fonctionnement. Par la suite, le modèle pourra être utilisé pour établir et analyser des relations entre les mesures de télédétection et la photosynthèse ou la transpiration. L'analyse de ses capacités d'inversion devra également être effectuée, de façon à étudier les possibilités d'accéder au fonctionnement du couvert à partir des mesures de réflectances et de températures de brillance.

Title :

Simulation of vegetal canopy energy and mass exchanges, in order to relate transpiration and photosynthesis to reflectance and surface temperature measurements.

Summary :

Remote sensing can give very usefull informations to monitor vegetal canopy functioning. In this study, one model is developped to analyze the use of spectral reflectances and thermal brightness temperature to assess canopy transpiration and photosynthesis. This model is based on descriptions of turbulent, radiative and hydric transfers, between soil, plants and atmosphere, and on descriptions of physiological functioning of plants. It can simulate transpiration, photosynthesis, as well as spectral reflectances and brightness temperature. Experimental work on a soybean canopy was done to collect data which can be used to parameterize and to validate the model. This experimental work permitted the analyse of new methods to measure turbulent fluxes, the study of leaf photosynthesis and stomatal conductance, and the analyse of reflectance measurement method. The model validation has shown good fits with experimental data. This model could be used to establish and to analyse relationships between remote sensing measurements and photosynthesis or transpiration. Analyse of its inversion capabilities must be done to study the possibility to assess canopy functioning from reflectances and surface temperature measurements.