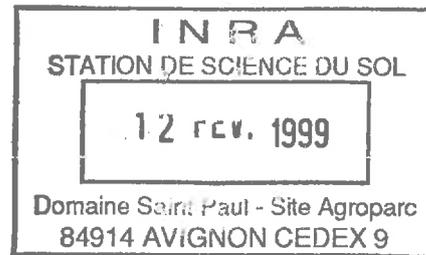


TH-HC49

THESE



présentée par : **Erwan PERSONNE**

Pour l'obtention du titre de

Docteur de l'institut national agronomique Paris-Grignon.

Ecole doctorale « Sciences de l'environnement ».

**Modélisation de la variabilité spatio-temporelle
du continuum sol-plante-atmosphère**

Cas des couverts bistrates hétérogènes et épars.

Soutenue le 28 Octobre 1998 devant la commission d'examen composée de MM:

A. Perrier	Professeur à l'INA-PG.	Président
J. Gash	Directeur de recherche, Institut Wallingford	Rapporteur
R. Rosset	Professeur à l'université de Toulouse	Rapporteur
M. Vauclin	Directeur de recherche LTHE (CNRS)	Rapporteur
F. Lafolie	Chargé de recherche (INRA)	Examineur
G. Megie	Professeur à l'université Pierre et Marie Curie	Examineur
A. Tuzet	Chargée de recherche (INRA)	Examineur

à mon grand-père

Remerciements

J'écris avec une certaine joie cette page parce que c'est le signe que j'en arrive au bout et parce que c'est le moment le plus agréable : remercier tous les intervenants, les aides et les bonnes volontés de chacun. Je sais hélas que j'oublierai certaines personnes mais j'espère qu'elles ne m'en tiendront pas rigueur.

Mes premiers remerciements iront à Mr Perrier, Professeur à l'INA PG, qui m'a accueilli à l'époque dans le laboratoire de la chaire de bioclimatologie à Grignon pour un simple stage de DEA. Le travail s'est prolongé « un peu » sur Grignon et je lui suis très reconnaissant de tous les appuis et conseils qu'il m'a donnés et de tout le temps qu'il a consacré pour me guider de sa hauteur de vue scientifique. Je suis donc honoré que Mr Perrier ait été le président du jury.

L'obstacle de la langue n'a pas empêché Mr Gash, directeur de recherche à l'institut de Wallingford, d'examiner ce travail avec minutie. Le regard extérieur qu'il a eu sur mon travail me force encore une fois à le remercier d'avoir accepté d'être rapporteur.

Je tiens à remercier très vivement Mr Rosset, Professeur à l'Université de Toulouse, pour l'intérêt qu'il a manifesté à la lecture du manuscrit provisoire bien que celui-ci ne soit pas d'une lecture très facile.

Les conseils de Mr Vauclin, directeur de recherche au LTHE (CNRS), mais également sa patience dans les derniers moments de la thèse lui valent tout mon respect. Je suis donc très honoré de sa participation en tant que rapporteur.

En ce qui concerne Mr Lafolie, Chargé de recherche à l'INRA d'Avignon, je lui dois un certain nombre de conseils et de remarques très constructives, pour mon travail et pour tout ce qui concerne les « transferts ». Je suis donc heureux qu'il ait fait parti du jury car c'est un tout petit retour des choses.

C'est à Mr Megie, professeur à l'université Pierre et Marie Curie (Paris VI) que je dois un certain nombre de « connaissances » puisque, même s'il ne s'en souvient pas, il m'a donné plusieurs cours pendant ma scolarité universitaire. Je suis donc honoré de sa présence en tant que membre du jury car il m'avait à l'époque déjà impressionné.

Ce n'est pas seulement en tant que membre du jury que je dois des remerciements à Mlle Tuzet, Chargée de recherche à l'INRA (Grignon), c'est également en tant que co-responsable et collègue. Elle a su avoir beaucoup de patience dans les derniers moments très stressants et elle a su m'encourager à de nombreuses reprises dans les moments parfois difficiles. Je la remercie donc par là pour toutes ses aides.

L'essentiel du travail ayant été réalisé sur Grignon et au sein de l'UR de bioclimatologie, je remercie les directeurs Nader Katerji et Raymond Bonhomme de m'avoir accueilli au sein de l'établissement. Je remercie également Bernard Itier pour m'avoir accepté au sein du département.

Ce travail n'aurait pu aboutir sans les précieuses aides du « labo ». Ils ont tous contribué avec beaucoup d'assiduité à ma propre persévérance dans ce travail. Je remercie donc tous ceux qui ont répondu à mes différentes questions ou petits problèmes Olivier Z., Jean-François C., Christine D., Christophe S., Asma L., Jérôme R. .

Toutes les données ont été en général le travail expérimental de plusieurs, je tiens donc à remercier également ceux qui ont participé aux expérimentations, il s'agit sur Grignon de Emmanuelle, Philippe, Claire et au Niger de Jean-Louis Rajot qui nous a été à tous d'une aide infiniment précieuse. Je tiens à dire que je n'ai pas oublié Saïdou et surtout Moktar qui m'ont fait découvrir une autre vision des choses.

Les analyses isotopiques n'auraient pu être réalisées sans le concours des gens du laboratoire de Biogéochimie Isotopique de Paris VI. Je tiens à montrer ma gratitude à tous ceux qui ont pu contribuer de près ou de loin à ce travail, il s'agit notamment d'A. Mariotti, T. Bariac et de P. Richards. Les analyses du sol de Grignon m'ont été fournies par P. Quetin de l'INRA d'Orléans, je n'oublie pas son travail qui m'a permis de disposer de données très précieuses.

Pour tout ce qui concerne les aides intellectuelles et notamment pour les domaines de « l'eau dans le sol », j'ai une certaine dette envers la section Drainage du CEMAGREF dont D. Zimmer, S. Bouarfa et les autres acolytes.

J'ai un grand merci à dire aux personnes qui ont pu faire avancer mon travail dans les bonnes directions. L. Bruckler et les Avignonnais m'ont ainsi soutenu moralement et scientifiquement. Merci donc à François L., André C., Claude D., Dalila M. et les autres.

Parce que j'apprécie les différentes personnes de la station, j'ai souvent eu un certain nombre de questions à leur poser et je les ai fait souvent intervenir pour différentes raisons. Merci donc à Olivier, Jean, Pierre, Daniel, Sophie, Robert, Sylvie, Brigitte, Jean-Michel, Marina, Claudine, Simone, et aux thésards avec qui j'ai souvent bien rigolé (Christian, Michael, Bruno, Benoît, Jean-Louis, ...)

Enfin, je voudrais terminer par ceux dont le soutien a été très utile au début, à la fin ou au milieu de la thèse : Patrick (et Françoise) mais également Sylvie, ainsi que les « Sylvain(s) », les « Verquin », Thierry, Xavier, Olivier, Arnaud, Valérie et la liste est encore longue...

C'est un honneur pour moi d'avoir à dire merci dans cette dernière page à mes parents, ma sœur et ma grand-mère. Je leur dois bien ça !.

Introduction

Ces dernières années, l'environnement et son étude ainsi que les préoccupations quant à sa protection ou encore sa valorisation sont devenues des priorités au sein de la société. On ne cesse de parler des problèmes de l'eau parce que c'est une ressource inestimable qui mérite toute notre attention. Les problématiques de gestion des ressources en eau, de désertification ou encore d'optimisation d'utilisation de l'eau sont des points importants qui relèvent de l'étude des transferts hydriques dans le continuum sol-plante-atmosphère. De nombreuses méthodes expérimentales ou modèles permettent d'estimer les transferts d'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère mais leur domaine d'application se borne en général à des couverts homogènes (monocultures). Compte tenu de la variabilité de l'espace naturel et de son hétérogénéité interne, ces modèles sont souvent inaptes à étudier des systèmes plus complexes comme les cultures associées ou les espaces naturels. Dans ce contexte, il est utile de pouvoir étudier et modéliser les transferts d'eau du continuum sol-plante-atmosphère dans des systèmes complexes hétérogènes (à l'échelle de la parcelle dans un premier temps). Cet objectif général de compréhension et de modélisation des systèmes hétérogènes est un point important des recherches actuelles sur l'environnement devenues possibles en particulier grâce au développement de la puissance informatique qui permet un traitement des données et des calculs de plus en plus importants.

Dans ce contexte général, l'étude menée au cours de la thèse s'est concentrée sur l'élaboration d'un modèle qui puisse prendre en compte les transferts d'eau du continuum sol-plante-atmosphère pour des couverts tels que les couverts bistrates, c'est à dire les couverts présentant 2 types de végétation distincts.

De façon plus concrète, on peut donner les objectifs généraux établis au début de la thèse pour comprendre la continuité du travail et les idées principales.

Objectifs généraux de la thèse, historique du travail :

Le travail entrepris a été initié à partir de l'objectif principal concernant l'estimation et le suivi du bilan hydrique de couverts bistrates hétérogènes et épars.

L'élaboration d'un modèle de bilan hydrique mécaniste, adapté à l'échelle de la parcelle, opérationnel pour des couverts hétérogènes est le premier de nos objectifs. Ce n'est pas forcément par ce travail que nous avons commencé mais il est important de noter que c'est cet objectif principal qui nous a guidé dans la modélisation des phénomènes de transfert d'eau. A partir de ce fil conducteur, nous nous sommes focalisés sur la manière d'estimer le bilan hydrique pour le cas où plusieurs types de végétations coexisteraient dans un même « espace sol » (ce qui est le cas pour les systèmes hétérogènes en général). En conséquence, l'approche envisagée s'est concentrée sur les différentes possibilités de prendre en compte les phénomènes de compétition pour l'eau au niveau du sol. Les phénomènes de croissance racinaire et de compétition pour les nutriments ont été négligés pour l'instant.

Ce travail préliminaire sur les différentes possibilités de prendre en compte les transferts d'eau sol-plante en situation hétérogène et sur les compétitions racinaires nous a amené à l'élaboration d'un modèle mécaniste prenant en compte le transfert de l'eau autour des racines. L'élaboration d'un modèle prenant en compte l'établissement de gradients de potentiels hydrique autour des racines lorsque la plante transpire (absorbe de l'eau), nous a permis de réfléchir sur les phénomènes d'assèchement et les freins à la transpiration en relation avec l'interface sol-plante. L'élaboration d'un « modèle sol » pour prendre en compte les différents phénomènes spécifiques et localisés qui peuvent

entrer en jeu dans l'absorption racinaire en situation sèche est devenu un objectif en soi parce que ses résultats nous sont apparus précieux vis à vis de l'objectif initial pour envisager modéliser de façon explicite certains phénomènes naturels de limitation de la transpiration.

Il apparaît ainsi que le travail s'est focalisé autour de 3 aspects importants qui se sont révélés d'eux même à partir de l'objectif initial :

- 1- Bilan hydrique des couverts hétérogènes
- 2- Compétition racinaire
- 3- Limitation de l'absorption racinaire et conséquence sur la transpiration

Pour rendre compte de ce travail autant théorique qu'expérimental, il est établi dans cette thèse une organisation qui illustre les différents thèmes abordés, c'est à dire les transferts dans le sol et la limitation de l'absorption (Chapitre 2), la prise en compte des effets de l'hétérogénéité de la structure aérienne horizontale dans les processus de transferts dans l'atmosphère et les compétitions racinaires (Chapitre 3). Les résultats des expérimentations sont présentés dans le chapitre 4 et la validation de la modélisation forme le chapitre 5.

**Modélisation de la variabilité spatio-temporelle
du continuum sol-plante-atmosphère :
Cas de couverts bistrates hétérogènes et épars.**

I.	CHAPITRE 1 : SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE. LE SOL ET LA PLANTE.....	I-5
.I.1.	La physique du sol. Notions de base.....	I-6
I.1.- 1/.	Description des grandeurs liées à l'eau du sol.....	I-6
I.1.- 2/.	Les notions agronomiques : capacité aux champs, point de flétrissement.....	I-9
I.1.- 3/.	Les transferts dans le sol. Bibliographie. Approche classique.....	I-10
.I.2.	Absorption racinaire et fonctionnement hydrique des couverts.....	I-14
I.2.- 1/.	Le continuum sol-plante-atmosphère.....	I-14
I.2.- 2/.	Les modèles de bilan hydrique du sol.....	I-18
II.	CHAPITRE 2 : MODÉLISATION DES TRANSFERTS DANS LE SOL.....	II-23
.II.1.	La diffusion de l'eau	II-24
II.1.- 1/.	Description du modèle de diffusion d'eau dans le sol ; les hypothèses faites sur les transferts en général	II-24
II.1.- 2/.	description des transferts et de la méthode de résolution.....	II-25
.II.2.	le modèle sol complet	II-30
II.2.- 1/.	Rendre compte des transferts radiaux et des transferts verticaux	II-30
II.2.- 2/.	les hypothèses inhérentes au modèle d'extraction racinaire et au couplage.....	II-34
II.2.- 3/.	Le frein à la transpiration maximale	II-38
.II.3.	Etude comparée des transferts d'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère.....	II-46
II.3.- 1/.	Comparaisons avec des résultats d'un modèle qui gère les flux bidirectionnels.....	II-46
II.3.- 2/.	Evolution du potentiel de la plante avec la transpiration.....	II-49
II.3.- 3/.	effet de la demande climatique sur la réduction de la transpiration.....	II-50
.II.4.	Conclusion	II-52
II.4.- 1/.	Résumé du fonctionnement du modèle sol.....	II-52
II.4.- 2/.	Organigramme du fonctionnement du modèle sol.....	II-53
III.	CHAPITRE 3 : PRISE EN COMPTE DES COUVERTS BISTRATES ET DE L'HÉTÉROGÉNÉITÉ.....	III-55
.III.1.	Principe de prise en compte de l'hétérogénéité.....	III-56
III.1.- 1/.	Description du schéma adopté	III-56
III.1.- 2/.	Entrée de modules fonctions de la distance à l'arbre (ou des compartiments).....	III-57
III.1.- 3/.	L'intégration de la compartimentation pour obtenir une vision globale (intégration sur l'espace)	III-58
.III.2.	base du modèle atmosphérique.....	III-60
III.2.- 1/.	Modèle convectif, modification du profil de vent par la présence de la strate haute éparsée.....	III-60
III.2.- 2/.	La demande climatique et la transpiration de la végétation.....	III-66
III.2.- 3/.	Application. Transpiration de la strate haute, de la strate herbacée et évaporation du sol.....	III-70
.III.3.	couplage sol-plante-atmosphère (espace et temps...).....	III-75
III.3.- 1/.	les compétitions racinaires, cas du partage de l'espace sol entre les racines (2 types de racines)	III-75
III.3.- 2/.	le couplage de la partie atmosphérique et de la partie sol.....	III-77

III.3.- 3/. Conclusions : les résultats espérés ; les espoirs d'explications de la fermeture stomatique III-80

IV. CHAPITRE 4 : RÉSULTATS EXPÉRIMENTAUX.....	IV-81
.IV.1. Présentation des sites	IV-82
IV.1.- 1/. expérimentation en zone tropicale	IV-82
IV.1.- 2/. Expérimentation en zone tempérée (Grignon).....	IV-85
.IV.2. les mesures concernant le sol	IV-88
IV.2.- 1/. caractéristiques du sol.....	IV-88
IV.2.- 2/. Mesures et évolution de l'humidité.....	IV-95
IV.2.- 3/. Résultats obtenus.	IV-100
.IV.3. les mesures concernant les plantes	IV-105
IV.3.- 1/. Caractéristiques de structure.....	IV-105
IV.3.- 2/. Caractéristiques de l'état hydrique des plantes.....	IV-107
.IV.4. mesures « aériennes »	IV-112
IV.4.- 1/. Variables de forçage atmosphérique.....	IV-112
IV.4.- 2/. les mesures de l'évapotranspiration.....	IV-118
IV.4.- 3/. Contribution des différentes strates à l'évapotranspiration du système épars étudié.....	IV-121
V. CHAPITRE 5 : VALIDATION ET SENSIBILITÉ DU MODÈLE	V-125
.V.1. Présentation des deux systèmes étudiés et de leur modélisation.....	V-126
V.1.- 1/. Zone semi-aride	V-126
V.1.- 2/. Expérimentation en zone tempérée.....	V-128
.V.2. Bilan d'eau.....	V-131
V.2.- 1/. Variation du stock d'eau à l'échelle de la parcelle	V-131
V.2.- 2/. Variation du stock d'eau en fonction de la distance	V-133
.V.3. Transpiration journalière	V-136
V.3.- 1/. Les flux à l'échelle de la parcelle.....	V-136
V.3.- 2/. L'évapotranspiration mesurée localement.....	V-138
.V.4. Transferts dans le sol.....	V-142
V.4.- 1/. Evolution des profils d'humidité.....	V-142
V.4.- 2/. Estimation des zones d'absorption.....	V-144
.V.5. Discussion et interprétation des résultats.....	V-147
V.5.- 1/. La limitation de la transpiration.....	V-147
V.5.- 2/. L'effet de la distance à la strate haute.....	V-148
V.5.- 3/. Sensibilité et conclusions.....	V-149

CONCLUSION GENERALE **157**

Bibliographie **161**

Listes et annexes **167**

Liste des symboles

Abs	flux d'absorption d'eau totale (de toutes les couches) (kg.m-2.s-1)
$abs(i)$	flux d'absorption d'eau pour la couche verticale de sol i (kg.m-2.s-1)
$C(\psi, z)$	capacité capillaire (m-1)
C_p	Chaleur spécifique de l'air à pression constante (J.kg-2.K-1)
d, d_a, h	hauteur de déplacement du couvert considéré (m)
D_a	demi-distance moyenne séparant deux arbustes adjacents (m)
D_a^{MM}	débit d'eau d'un pied de maïs (kg.s-1)
d_{app}	densité apparente du sol
df	dimension des feuilles (m)
$EP(i), EP_{sol,a,h(x)}$	évaporation potentiel ou demande climatique de la surface considérée (W.m-2)
$ET_{chambre}$	évapotranspiration dans la chambre (kg.m-2.s-1)
$E_{sol}^{réelle}(x)$	évaporation réelle du sol (kg.m-2.s-1)
$E_{sol}^{pot}(x)$	évaporation réelle potentiel du sol (kg.m-2.s-1)
$FLUX$	flux d'eau (m.s-1)
g	Accélération de la pesanteur (m/s ²)
$G, G(i)$	flux de chaleur dans le sol (W.m-2)
H	flux de chaleur sensible (W.m-2)
H_T	charge hydraulique totale (m)
h_{zi}^{zref}	conductance aérodynamique de la hauteur z_i à la hauteur z_{ref} (m.s-1)
h_h, h_a	hauteur maximale du couvert considéré (m)
$h_{h,1/2}$	hauteur du milieu du couvert considéré (m).
$HMRD(z), HMRD$	demi-distance moyenne séparant deux racines adjacentes (m)
$HMRD_T(z)$	demi-distance moyenne séparant deux racines adjacentes quelle que soit l'espèce (m)
HR	humidité relative de l'air
k	constante de Von Karman
k_p	coefficient d'atténuation du rayonnement dans un couvert
$K, K(\psi, z), K(\psi, x, y, z)$	conductivité hydraulique (m.s-1)
Ka	constante diélectrique
$K_e(z)$	coefficient de diffusivité (m ² .s-1)
$K_{e,h}$	coefficient de diffusivité à la hauteur h_h (m ² .s-1)
Ks	conductivité hydraulique à la saturation (m.s-1)
L	distance séparant deux points (m)
$LAI, LAI_{mesure, h, a(x)}$	indice de surface foliaire du couvert considéré (m ² feuille. m-2 sol)
LE	flux de chaleur latente (W.m-2)
L_v	chaleur latente de vaporisation de l'eau (J.kg-1)
M	Concentration molaire (mole/kg)
m_{eau}	masse unité d'eau (1kg)
M_{H2O}	concentration molaire de l'eau (kg.mole-1)
$m_{matricesol}$	masse de la matrice sol (kg)
n	coefficient d'ajustement de la relation de Van Genuchten
N	nombre de couche de sol sur l'axe vertical
Nb_{mats}	nombre de pieds de maïs sur la parcelle
Nc	nombre de compartiments définissant l'espace horizontal
Nr	nombre de couche définissant le système radial autour des racines
p	coefficient d'ajustement de la relation de Van Genuchten
$P(T), P(Tr), P(Ta)$	pression de vapeur saturante à la température T considérée (Pa)

P'	dérivée de la fonction P(T) à la température T (Pa.K-1)
$q, q(\psi, z)$	densité de flux (d'eau) (kg.m-2.s-1)
q_a	humidité spécifique de l'air (masse vapeur / masse d'air sec)
q_r	densité de flux, système radial (kg.m-1.s-1)
q_h^{ext}, q_a^{ext}	densité de flux à la limite externe du système radial (kg.m-1.s-1)
Q_{0-zmax}	quantité d'eau sur l'espace verticale 0-Zmax par unité de surface de sol (kg.m-2)
Q_i^t	quantité d'eau au temps t dans la couche de sol Δz_i (kg.m-1) XXX
r_j	distance du point j à l'axe radial (m)
$r_{0_a}, r_{0_{herbe}}$	résistance de structure dans le couvert considéré (s.m-1)
$r_{aero}^i, r_{a_{arbuste, herbe, sol}}^i$	résistance aérodynamique totale de la surface considérée au niveau de réf. (s.m-1)
$r_h^{sup}, r_h^{inf}, r_a^{sup}, r_a^{inf}$	résistance aérodynamique dans le couvert de sa partie supérieure ou inférieure (s.m-1)
r_z^{zref}	résistance aérodynamique du sommet de la surface considérée au niveau de référence (s.m-1)
$\overline{r_v}, \overline{r_v}, \overline{r_v^{arbuste}}$	résistance de structure (s.m-1)
R	Constante des gaz parfaits (J.(mole.K))
R_a	rayon de la couronne du couvert épars (m)
R_{atm}	rayonnement atmosphérique (W.m-2)
R_g	rayonnement global (rayonnement solaire diffus + direct) (W.m-2)
$R_n(i), R_{n_a}, R_{n_h}$	rayonnement net au niveau de la surface considérée (W.m-2)
R_{Rac}	rayon racinaire (m)
$R_{st_min}(i)$	résistance stomatique minimale (s.m-1)
$S_{parcelle}$	surface totale de la parcelle (m ²)
T	Température (°K)
T_a	température de l'air (°K)
TC	taux de couverture
Th	température humide (°K)
$TM(i), TM_{a, h}$	transpiration maximale du couvert considéré (kg.m-2.s-1)
TM_j	transpiration maximale du couvert sur une journée (mm sous-entendu par jour)
Tr	température de rosée (°K)
$TR, TR_{parcelle}, TR_a, TR_h(x)$	transpiration réelle (kg.m-2.s-1)
$TR_{parcelle}$	évapotranspiration réelle de la parcelle (kg.m-2.s-1)
TR_a^{Par}	contribution de la strate épars à la transpiration réelle de la parcelle (kg.m-2.s-1)
$u(z)$	vitesse du vent à la hauteur z (m.s-1)
u_h	vitesse du vent à la hauteur h_h (ms-1)
u^*, u_h^*, u_a^*	vitesse de frottement pour la partie du profil considéré (m.s-1)
V_{eau}	volume unité d'eau (1m ³)
$V_{matricesol}$	volume de la matrice sol (m ³)
W	humidité pondérale (kg/kg)
w	composante verticale de la vitesse du vent (m.s-1)
$x, x(i)$	distance entre le point considéré et le centre du couvert épars (m)
z_0, z_{0a}, z_h, z_s	longueur de rugosité de la surface considérée (m)
z_i	profondeur (m)
z_{Nc}	profondeur maximale (m)
z_{ref}	hauteur de référence (m)
Δz_i	distance entre deux points définissant la maille verticale (m)
ρ_{vap}	concentration de vapeur d'eau (kg.m-3)
ΔQ_i^{dt}	flux d'extraction pour la cote z_i par unité de temps par unité de longueur de racine (kg.m-1.s-1) XXX
θ_s	humidité volumique à la saturation (m ³ eau/ m ³ sol)

θ_r	humidité volumique de rétention (m ³ eau/ m ³ sol)
$\bar{\theta}_i$	humidité volumique moyenne au niveau de la cote z _i (m ³ eau/ m ³ sol)
θ_j^i	humidité volumique pour la cote verticale z _i et pour la distance radial indiquée j (m ³ eau/ m ³ sol)
θ_v	humidité volumique (m ³ eau/m ³ sol)
θ_p (ou W)	humidité pondérale (kg eau/ kg sol)
$\Psi_{feuille}$	potentiel des feuilles (m)
ψ	potentiel hydrique dans le sol (J)
Ψ, Ψ_m	potentiel hydrique dans le sol (m)
Ψ^*	potentiel hydrique dans le sol (Pa)
Ψ_i	potentiel hydrique du sol dans la couche verticale i (m)
Ψ_j ou $\Psi_j^i (= \Psi_j^r)$	potentiel hydrique du sol sur l'espace radial à la distance j pour la couche verticale i (m)
Ψ_x	potentiel racinaire (m)
Ψ_{seuil}	potentiel racinaire seuil (m)
α	coefficient d'ajustement de la relation de Van Genuchten (m-1)
α_p	coefficient d'atténuation du vent dans un couvert continu
γ	constante psychrométrique (Pa.K-1)
$\rho.C_p$	capacité calorique volumique (J.m-3.K-1)
$\Delta Comp(i)$	épaisseur du compartiment définissant la zone i (m)
Δr_j	distance définissant l'épaisseur de la couche radial j (m)
$\Delta r_{j+1/2}$	distance entre deux points j et j+1 (m)
Δt	Pas de temps (s)
ρ_{eau}	masse volumique de l'eau (kg/m ³)
ρ_{sol}	masse volumique du sol (kg/m ³)
$\rho_{T, a, h}$	densité racinaire totale, de l'arbuste ou de l'herbe (m racine/ m ³ de sol)

I. Chapitre 1 : synthèse bibliographique. Le sol et la plante

La modélisation qui a été élaborée au cours de la thèse fait appel à des notions qui sont définies ici. Cette partie bibliographique permet de situer l'originalité de la modélisation ; il est présenté, en plus des notions importantes utilisées pour rendre compte des transferts d'eau dans le sol, les principales approches pour modéliser les bilans hydriques, l'absorption racinaire et tous les phénomènes de transfert d'eau dans le système sol-plante.

Introduction : la complexité du système sol

Le système sol-eau est tel que la diversité des facteurs qui le définissent rend sa caractérisation parfaite impossible. Bien que les sols puissent être classés, analysés précisément à partir de tables, de codifications établies antérieurement (pédologie, hydrogéologie,...), l'étude du système reste très complexe. D'autre part, pour bien montrer sa complexité, on peut dire que ce système possède une composante inerte et une composante active, ses constituants sont à la fois organiques et inorganiques, les réactions au sein de son espace sont chimiques ou issues de processus physiques et par-là influencent le caractère biologique du système.

En réfléchissant à cette complexité, on comprend que les études pour la compréhension de ce système soient d'un intérêt grandissant (en particulier pour la gestion des systèmes agricoles, pour la compréhension des systèmes naturels) mais que ces études nécessitent dans un premier temps certaines simplifications. Le travail doit être suffisamment précis pour ne pas se perdre dans un ensemble de considérations et de problématiques importantes (en nombre pour le moins).

Notre approche, essentiellement concentrée sur les transferts d'eau dans le sol, est ainsi réduite à l'étude des transferts d'eau verticaux (redistribution) et à ceux appelés par la suite « radiaux » c'est à dire les transferts d'eau du sol vers la racine. Ce dernier point est un aspect particulier du transfert d'eau dans le sol, il permet de relier le sol et la plante à travers l'absorption racinaire.

.I.1. La physique du sol. Notions de base.

Pour expliquer et comprendre quelles approches sont envisagées pour expliciter l'absorption de l'eau par les plantes et les transferts d'eau dans le sol, quelques rappels sont donnés ici. Ceci permet d'expliquer brièvement comment le bilan hydrique peut être modélisé.

1.1.- 1/. Description des grandeurs liées à l'eau du sol.

Nous présentons dans cette partie les différentes grandeurs qui interviennent dans les transferts d'eau et le bilan hydrique du sol. Ceci permet de mettre en valeur les hypothèses liées à certaines expressions et ainsi apprécier la validité de celles-ci dans la modélisation qui suivra (chapitre 2).

1.1.1.a. les notions de physique du sol (humidité et potentiel)

Pour caractériser un système physico-chimique contenant de l'eau, deux grandeurs de nature très différentes seront introduites :

- La quantité d'eau qu'il contient, exprimé en masse ou en volume
- Une variable de tension, le potentiel hydrique qui traduit l'affinité de l'eau libre pour le système considéré ou ce qui revient au même, le degré de liaison de l'eau dans ce système.

la quantité d'eau ou humidité :

La quantité d'eau que contient le sol permet de définir l'humidité du sol lorsque cette quantité est ramenée au volume ou à la masse unitaire de la matrice sol. Cette quantité d'eau contenue dans le sol représente toute l'eau que la matière poreuse supposée inerte et sans changement de volume contient.

On écrit les équations suivantes pour l'humidité d'un sol (ou d'un point donné du sol)

$$\theta_v = V_{eau} / V_{matricesol} \quad (I-1)$$

(rapport du volume d'eau V_{eau} sur le volume apparent du sol $V_{matricesol}$)

et

$$\theta_p = m_{eau} / m_{matricesol} \quad (I-2)$$

(rapport de la masse d'eau m_{eau} sur la masse de sol sec $m_{matricesol}$, *noté parfois aussi W*)

θ_v et θ_p sont respectivement les humidités volumiques et pondérales du sol.

Ces deux grandeurs sont reliées par la masse volumique de la matrice sol et de celle de l'eau, soit :

$$\theta_v = \frac{\rho_{sol}}{\rho_{eau}} \cdot \theta_p = d_{app} \cdot \theta_p \quad (I-3)$$

On définit ainsi la densité apparente du sol (d_{app}) comme la masse volumique du sol (ρ_{sol}) sur la masse volumique de l'eau (ρ_{eau}).

le potentiel hydrique total

le potentiel total de l'eau dans le sol (ψ) à un point donné a été défini par « the International Soil Science Society (Aslyng, 1963) comme :

La somme de travail qui doit être fournie par unité de quantité d'eau pure du sol afin de transporter de manière réversible, isotherme une quantité infinitésimale d'eau d'un point donné jusqu'au niveau de référence. Ce dernier est à la pression atmosphérique et à la température ambiante.

Nous adopterons la convention de signe suivante (qui est communément utilisée) :

Les mouvements spontanés d'eau ont lieu dans le sens des potentiels décroissants. Le potentiel de l'eau libre à la pression atmosphérique étant nul par définition, celui de l'eau liée à la même pression est négatif.

La définition thermodynamique du potentiel fait qu'il s'exprime en principe en énergie par unité de masse soit en J/kg dans le système M.K.S.A (le potentiel est alors noté ψ)

Le plus souvent pourtant, l'usage a fait rapporter la même quantité d'énergie à l'unité de volume liquide. Cela conduit à une grandeur ayant la dimension d'une pression. Elle représente la pression équivalente que devrait avoir le système pour être au potentiel Ψ^*_T si seules intervenaient les forces de pression.

$$\Psi^*_T = \frac{\psi}{\rho_{eau}} \quad (I-4)$$

le terme ρ_{eau} correspond à la masse volumique de l'eau (kg/m³), et Ψ^*_T est le potentiel hydrique exprimé en unité de pression c'est à dire en Pa dans notre situation.

Cette notation ne résulte que d'une convention d'écriture qui peut comporter certains risques d'interprétation. Nous utilisons en effet des pressions négatives qui peuvent atteindre plusieurs centaines d'atmosphères dans certains cas et ces pressions n'ont évidemment pas le sens des pressions hydrostatiques mais celui de succion / rétention.

Une autre notation couramment utilisée consiste à supposer le potentiel total uniquement d'origine Newtonienne (gravitaire). On aboutit ainsi à la charge hydraulique H qui a la dimension d'une longueur

$$H = \frac{\psi}{g} \quad (I-5)$$

(g est l'accélération de la pesanteur exprimée en m/s²), ce qui permet d'avoir une convention (notation) pour estimer le potentiel hydrique du sol homogène à une hauteur comptée par rapport au plan de référence des altitudes (unités de H en mètre).

Lorsque le potentiel est exprimé dans cette unité, on utilisera H_T pour le potentiel total et on garde généralement Ψ pour tout ce qui concerne ses différentes composantes.

Le potentiel total de l'eau dans le sol (H_T), appelé aussi « charge hydraulique » est divisé en 4 composantes :

- ♦ La composante gravitaire (Ψ_g) qui rend compte de la position de l'élément considéré dans le champ gravitationnel en relation avec un niveau de référence.
- ♦ Le potentiel matriciel (Ψ_m) qui rend compte des forces d'adsorption entre les surfaces solides et l'eau, incluant la force de cohésion entre les molécules d'eau.
- ♦ Le potentiel osmotique (Ψ_o) qui rend compte des forces d'attraction entre les ions en solution et les molécules d'eau.
- ♦ Le potentiel pneumatique (Ψ_p) qui rend compte des différences de pression dans des phases gazeuses différentes.

⇒ A partir de la convention de signe donnée précédemment et du choix qui est fait pour indiquer la profondeur (la surface est la profondeur de référence $z=0$ et l'axe z est donné croissant en évoluant vers la profondeur), on exprime plus simplement le potentiel gravitaire de l'eau par unité de poids d'eau comme :

$$\Psi_g = -z \quad (I-6)$$

⇒ Le potentiel matriciel (Ψ_m) représente les forces de rétention de l'eau dans la matrice poreuse. Ces forces s'exercent autour des particules colloïdales (on parle de potentiel d'adhésion Hallaire et Baldy 1963) et au voisinage des surfaces solides (on parle de potentiel capillaire lié à la courbure de l'interface air-eau). Le potentiel matriciel regroupe ces deux termes qui ne peuvent être facilement dissociés.

⇒ Le potentiel osmotique (Ψ_o) est relié aux substances dissoutes dans l'eau du sol. Il est calculé de façon simple à partir de l'expression issue de la thermodynamique lorsque ces substances dissoutes sont suffisamment diluées :

$$\Psi_o = -M.R.T \times \frac{1}{g} \quad (I-7)$$

où M = concentration molaire de soluté (mole/kg), T = Température absolue (K), R = constante des gaz parfait (J/(mole.K))

⇒ Le potentiel pneumatique (Ψ_p) résulte des différences de pression qui existe au sein de la matrice poreuse. Ce potentiel peut exister localement ou de façon systématique si des différences de pression avec la pression atmosphérique sont présentes dans l'espace sol + eau. Ce terme peut intervenir dans les systèmes naturels si des poches de gaz se forment en profondeur (activités biologiques intenses combinées à une mauvaise aération par exemple).

Ce potentiel est calculé à partir des pressions qui s'exercent sur l'eau du sol (le potentiel est calculé à partir d'une pression de référence qui est celle de la pression atmosphérique) et l'expression de ce potentiel est donnée par :

$$\Psi_p = \frac{\rho_{eau}}{g} (P_i - P_{atmos}) \quad (I-8)$$

avec ρ_{eau} la masse volumique de l'eau et P_i la pression qui s'exerce sur le volume d'eau (Pa).

D'une manière générale, on peut écrire l'équation suivante permettant de retrouver le potentiel total de l'eau dans le sol:

$$H_T = \Psi_g + \Psi_m + \Psi_o + \Psi_p \quad (I-9)$$

Dans notre situation, nous négligerons les termes Ψ_o et Ψ_p car nous travaillons dans des systèmes où les concentrations en solutés dans l'eau sont assez faibles (milieux non salins et apports d'engrais pas trop élevés). On suppose que le milieu sol étudié est suffisamment aéré pour qu'aucune différence de pression n'existe au sein de la matrice sol (ce qui est très réaliste pour l'ensemble des sols).

Donc, nous nous ramenons toujours à :

$$H_T = \Psi_g + \Psi_m = \Psi_m - z \quad (I-10)$$

Pour résumer l'ensemble des considérations précédentes sur les grandeurs physiques du sol qui intéressent le bilan hydrique et les transferts de l'eau, un tableau donne les différentes notations utilisées et les conversions courantes pour les différentes expressions du potentiel :

<u>Nature de la grandeur</u>	<u>Notation systématique</u>	<u>Unités</u>	
Quantité d'eau			
<i>humidité volumique</i>	θ_v	(m ³ eau / m ³ sol)	
<i>humidité pondérale</i>	θ_p ou W	(kg eau / kg sol)	
<i>densité apparente</i>	d_{app}	Masse volumique sol / masse volumique eau (sans unité)	
potentiel	Notation Systématique	Unités	conversion pour $H = -1m$ $H = \text{charge hydraulique}$
<i>Potentiel par unité de masse</i>	ψ	J/kg (M.K.S.A)	-10 J/kg
<i>Potentiel par unité de volume</i>	Ψ^*	Pa (pression)	-0.01 MPa ou - 0.1 bars
<i>Potentiel par unité de poids</i>	H ou Ψ	m (longueur)	-1m

Tableau 1 : Résumé des différentes notations pour les grandeurs de l'eau du sol.

1.1.- 2/. Les notions agronomiques : capacité aux champs, point de flétrissement

Pour simplifier l'ensemble de ces considérations sur le potentiel du sol et sa mesure, des notions plus rudimentaires ont été introduites. Elles permettent de s'affranchir des notions de potentiel par exemple et de ne pas prendre en compte les phénomènes trop rapides ou trop lents pour les échelles de temps et d'espace qui sont utiles aux agronomes (échelle de la journée ou de la semaine par exemple) dont la priorité est la gestion des parcelles agricoles, forestières, ou naturelles. Cette section met en avant les besoins de décrire le sol de façon simple lorsque l'on étudie le fonctionnement des couverts et elle introduit d'une certaine manière les notions de transfert et de disponibilité de l'eau pour la plante ce qui est soutenu au fonctionnement hydrique des systèmes naturels.

Ainsi, les termes suivants sont parfois introduits pour décrire le système sol d'une parcelle :

➤ La capacité au champ : C'est une notion qui fait intervenir l'humidité à partir de laquelle le drainage interne cesse (ou devient négligeable). Ce terme est régulièrement utilisé parce qu'il permet de connaître la somme d'eau utilisable par la plante. En pratique, on suppose que le flux d'eau gravitationnel draine rapidement et n'est pas consommable par la plante. La capacité au champ est définie comme l'humidité des horizons humidifiés 2 jours après l'infiltration de l'eau par la pluie ou l'irrigation (Veihmayer et Hendrickson 1927)

➤ Le point de flétrissement : C'est l'humidité ou le potentiel à partir duquel la plante n'est plus capable de puiser l'eau du sol et le flétrissement de la plante devient irréversible (Hallaire 1963). En pratique, on trouve souvent que le point de flétrissement est atteint pour un potentiel total de l'eau du sol proche de 15 bars ce qui est le plus communément utilisé. Dire que ce point se situe entre 10 et 40 bars suivant les plantes, les sols, l'exploration racinaire, la demande climatique permet de ne pas figer une valeur de manière trop abrupte.

➤ La limite à partir de laquelle la plante a du mal à puiser l'eau. A partir de ce moment là, la plante ne transpire plus à son maximum (ETM > ETR). C'est une notion qui permet de donner la limite où l'eau du sol commence à être difficile à extraire du sol pour être transpirée par la plante (via l'absorption racinaire). Ceci permet de définir la RFU et la RDU c'est à dire la Réserve Facilement Utilisable (tant que la plante transpire à ETM) et la Réserve Difficilement Utilisable (la plante ne transpire plus à ETM). De tels concepts permettent de définir les quantités d'eau que la plante peut puiser. Les notions de RFU, de RDU et de RU (réserve utilisable = RFU + RDU) sont pratiques dans le domaine de l'agronomie où la gestion des irrigations par exemple est primordiale.

Ces différentes grandeurs sont une introduction aux transferts de l'eau dans le sol parce qu'il est sous-tendu à ces notions les mécanismes rapides et lents d'évaporation, de rediffusion ou d'absorption racinaire d'eau au sein du système étudié. Toutefois, il est plus intéressant de s'affranchir autant que possible de ces grandeurs (Hillel, 1971) parce que celles-ci sont assez subjectives et introduisent d'une manière générale une discontinuité qui n'a pas forcément lieu d'exister dans les systèmes naturels. Elles ont l'avantage de rendre compte simplement des grandeurs usuelles pour l'étude des bilans hydriques des couverts mais elles intègrent des hypothèses et des simplifications quant aux processus (et aux vitesses) de transfert ce qui présente l'inconvénient de ne pas traduire physiquement des transferts de l'eau dans le sol.

Dans notre situation, nous utiliserons par conséquent les notions de potentiel pour décrire les flux et nous ferons intervenir le moins possible de données telles que celles présentées ci-dessus.

I.1.- 3/. Les transferts dans le sol. Bibliographie. Approche classique.

Les transferts de l'eau dans le sol ont fait l'objet de nombreuses études, tant au niveau théorique que pratique. Les différents principes et concepts qui permettent d'expliquer ces transferts sont issus des études des mouvements de fluides dans les milieux poreux (Crank, 1956, Philip 1957, De Wiest, 1969). D'un point de vue théorique, de nombreux phénomènes ont été et sont encore à l'étude (en particulier tout ce qui concerne les phénomènes d'interface). Toutefois, par souci de simplicité et parce que ces phénomènes nous apparaissent négligeables, nous nous placerons à l'échelle macroscopique sans prendre en compte la nature discrète du niveau moléculaire (approche inadaptée à notre type d'étude, Cowan, 1965).

Dans ce cadre, pour décrire les processus physiques du sol on fera appel aux mêmes concepts que ceux permettant de décrire les systèmes physiques ou biochimiques du vivant, c'est à dire, la conservation de la masse, de la quantité de mouvement et de l'énergie. On utilisera les concepts de vitesse et d'accélération, de potentiel et d'énergie cinétique et de champ de force.

Parce que nous examinons les transferts d'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère pour étudier le fonctionnement hydrique des couverts, nous nous pencherons sur les deux types de transfert principaux qui nous intéressent à notre échelle de temps et d'espace, c'est à dire premièrement les transferts verticaux que l'on peut qualifier de strictement passifs (on suppose que la matière vivante n'intervient pas sur ces mouvements et qu'il n'y a pas de phénomènes chimiques ou d'interfaces spécifiques), et deuxièmement les transferts d'eau engendrés par l'absorption racinaire.

I.1.3.a. Introduction aux transferts de l'eau dans le sol. Point de vue de la physique

Pour décrire les flux de manière mécaniste, on peut établir que les mouvements d'eau sont reliés aux différences de gradients de potentiel entre les différents volumes élémentaires d'eau qui composent le système sol/eau.

La théorie sur les problèmes de flux impliquant le système sol devrait prendre en compte la géométrie des pores et plus particulièrement les changements dans la géométrie de ces pores. Nous supposerons que la géométrie reste constante et que les phénomènes d'anisotropie sont négligeables donc nuls pour notre étude.

Si aucun champ de force n'agit sur l'eau du sol, le travail d'une particule d'eau sera simplement égal à la diminution de son énergie potentielle.

Avec cette approche, l'équation la plus communément utilisée pour décrire les mouvements d'eau du sol est donnée par la loi de Darcy qui néglige essentiellement les gains de quantité de mouvement du fait des phénomènes de convection ou de transfert visqueux. Il a été établi que les flux laminaires d'eau (flux non turbulents) entre deux points dans un milieu homogène étaient proportionnels au gradient de potentiel total entre ces deux points. Le coefficient de proportionnalité noté K est appelé conductivité hydraulique.

On retrouve l'équation suivante bien connue :

$$q = -\rho_{eau} \cdot K \cdot \frac{(H_0 - H_1)}{L} \quad (I-11)$$

avec q densité de flux d'eau (masse d'eau se transférant à travers une section de surface unitaire par unité de temps en $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$), ρ_{eau} la masse volumique de l'eau en kg/m^3 , K conductivité hydraulique (m/s), H_i charge hydraulique (potentiel total en unité de longueur (m)) au point i , L distance séparant les 2 points considérés (m)

On peut constater que cette loi est similaire aux différentes lois macroscopiques classiques de la physique, c'est à dire par exemple la loi de Fourier (la conduction de chaleur est proportionnelle aux gradients de température), la loi de Fick (la diffusion est proportionnelle aux gradients de concentration) ou encore la loi d'Ohm (flux proportionnel aux gradients de potentiel électrique).

Du fait que l'on étudie les flux dans les systèmes naturels, le sol ne peut être considéré totalement uniforme sur tout son volume, le potentiel total ne diminue pas linéairement le long de la direction du flux, les flux d'entrée et de sortie du volume total ne sont pas constants dans le temps et la conductivité est très variable (fonction de l'espace et de l'humidité). Une forme plus exacte et plus généralisable est mise en équation sous forme différentielle (sans que cela n'enfreigne les hypothèses d'homogénéité à l'échelle de l'élément considéré) :

$$q(x, y, z) = -\rho_{eau} \cdot K(\Psi_m, x, y, z) \cdot \nabla(H_T) \quad (I-12)$$

La conductivité hydraulique K (en m/s) est ici ce qui permet de relier le flux (ou plutôt densité de flux (q) mais nous dirons par la suite toujours flux à la place de densité de flux, en $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) et le gradient de potentiel total (gradient de charge hydraulique ∇H_T : $\nabla \equiv \vec{e}_x \partial/\partial x + \vec{e}_y \partial/\partial y + \vec{e}_z \partial/\partial z$ où $\vec{e}_x, \vec{e}_y, \vec{e}_z$ sont les vecteurs unités définissant les axes x, y et z).

La conductivité est un facteur qui dépend de nombreux termes, de la porosité, de la texture, de la structure du sol, du sens des écoulements mais aussi de la présence ou non de l'eau dans le système sol (pour des raisons physiques, chimiques et biologiques tout à la fois). On peut dire que la conductivité hydraulique d'un sol est fortement non linéaire en fonction de l'humidité du sol.

Les mouvements d'eau dans le sol répondent donc à l'équation (I-12) qui est la base des différents calculs liés au transfert de l'eau dans le sol.

1.1.3.b. L'équation de Richards

La conservation de la masse permet de retrouver l'équation de Richards qui décrit l'évolution temporelle des flux d'eau (Richards 1931).

i)- Description des hypothèses pour être amené à l'équation de Richards

Les hypothèses permettant l'établissement de l'équation de Richards sont résumées dans le *Tableau 2*.

Il met en évidence 3 types d'hypothèses :

- les hypothèses liées à l'eau du sol (H1, H2) pour la phase liquide et pour la phase vapeur (H9)
- les hypothèses liées au transfert de l'eau (équation de Darcy), H3, H4, H5
- les hypothèses liées au sol lui-même (H6, H7, H8)

EAU	Hypothèse 1	Approche macroscopique
	Hypothèse 2	Eau = eau pure, fluide homogène isotrope, incompressible
TRANSFERT ET ENERGIE	Hypothèse 3	Il n'y a pas de puits de masse ou de chaleur dans le sol
	Hypothèse 3 bis	Lois macroscopiques respectées (conservation de la masse, de l'énergie)
	Hypothèse 4	Gain de quantité de mouvement et chaleur interne générée par le transport visqueux = négligés
	Hypothèse 5	Flux laminaires
SOL	Hypothèse 6	Les caractéristiques hydrodynamiques sont isotropes et ne dépendent pas de la température
	Hypothèse 7	Sol = matrice poreuse aux surfaces inertes à la géométrie constante
	Hypothèse 8	Le sol est bien aéré, pas de phénomène dépression ou surpression dans le sol
VAPEUR	Hypothèse 9	Le transport en phase vapeur n'est pas pris en compte.

Tableau 2 : Résumé de l'ensemble des hypothèses inhérentes à la modélisation mécanistes des transferts d'eau dans le sol.

On peut commenter ce tableau en notant que certaines hypothèses sont triviales et évidentes pour l'échelle d'espace et de temps qui nous intéresse : ce sont par exemple les hypothèses sur l'eau et la prise en compte des phénomènes uniquement macroscopiques (nous travaillons à l'échelle de la parcelle voir de la plante ce qui est loin d'intéresser les phénomènes microscopiques ...), pour cette même raison, les hypothèses sur la compressibilité de l'eau ou le transport visqueux ne sont pas prises en compte. Ces dernières n'ont qu'une influence extrêmement réduite sur les phénomènes qui nous intéressent (absorption racinaire, redistribution de l'eau). Par contre, certaines autres hypothèses sont assez subjectives et nécessitent une vérification. Il s'agit notamment des hypothèses sur la pureté de l'eau (les gradients osmotiques peuvent ne pas être négligeables si le sol est fortement fertilisé par exemple ou si l'on se trouve en milieu salin) ou sur les flux qui restent laminaires pour une grande variété de sol mais qui ne le sont plus pour des sols très sableux. Une des autres hypothèses assez forte concerne les caractéristiques hydrodynamiques du sol qui sont supposées être isotropes et indépendantes de la température. Cette hypothèse peut ou non avoir des influences non négligeables sur les transferts de l'eau dans le sol, elle dépend notamment de la nature du sol et de l'intensité des phénomènes de ré humectation ou d'évaporation par exemple. Faute de pouvoir analyser mieux ces différents phénomènes, nous sommes souvent contraints de garder ces hypothèses. Il est donc important de toujours les vérifier ou tout du moins d'estimer l'influence de celles-ci pour travailler dans les meilleures conditions et donner les limites de son travail.

Il est introduit dans ce tableau une hypothèse sur les flux en phase en vapeur (H9). Cette dernière hypothèse permet de mettre en valeur le fait que l'équation de Richards s'affranchit des transferts en phase vapeur et ne prend en compte que les mouvements de l'eau liquide. Il est évident que les transferts d'eau liquide, de vapeur et de chaleur sont couplés (Rose 1968) mais on a souvent tendance à les négliger pour ne parler que des transferts en phase liquide. Cette dernière hypothèse est en général valide tant que le sol reste humide. En surface, lors de l'assèchement du sol, les transferts en phase gazeuse dans les premiers centimètres du sol sont importants. Les études sur ces transferts couplés se développent de plus en plus pour estimer qualitativement et quantitativement le rôle de ceux-ci (Cahil et Parlange 1998). Les transferts en phase vapeur dans les premiers centimètres du sol ne sont pas négligeables et constituent une fraction relativement importante de l'évaporation lorsque la surface est assez sèche. Nous n'avons pas traité de ceci dans notre approche.

ii)- Description de l'équation de Richards

En combinant l'équation de Darcy (I-12) qui relie les flux transférés en fonction des gradients et de la conductivité hydraulique, et l'équation de conservation de la masse (appelée aussi équation de continuité) qui donne la variation temporelle de masse d'eau (par unité de volume de sol) en fonction de la variation de flux ($q(x, y, z)$) sur l'axe z ,

$$\rho_{eau} \cdot \frac{\partial \theta_v}{\partial t} = -\nabla q(x, y, z) \quad (I-13)$$

on peut écrire l'équation de Richards généralisée :

$$\frac{\partial \theta_v}{\partial t} = \nabla \cdot [K(\Psi_m, x, y, z) \cdot (\nabla H)] \quad (I-14)$$

Cette équation aux dérivées partielles (I-14) décrit l'évolution temporelle de l'état hydrique du sol. L'humidité varie en fonction des gradients de flux du système considéré. Le schéma ci-dessous donne les éléments visuels qui permettent de comprendre l'origine de l'équation de Richards.

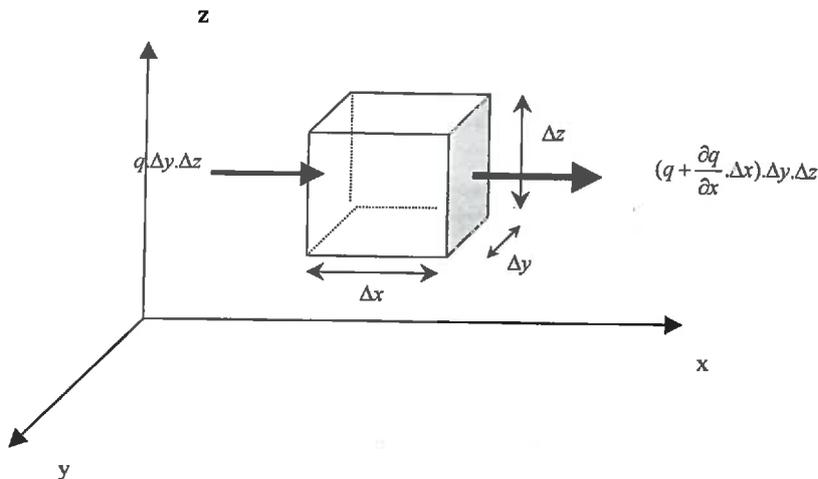


Figure 1 : Description du volume élémentaire au sein duquel circule un flux d'eau.

Ce petit schéma met en évidence les principes d'expression des flux et de conservation de la masse. Il permet de comprendre comment les équations précédentes ont été obtenues :

- Le flux est lié à une variation de potentiel.
- La variation de masse est liée à la variation entre le flux entrant et le flux sortant.

Cette première partie situe le cadre du travail pour modéliser les transferts d'eau dans le sol. Elle permet de mettre en avant les différentes grandeurs et équations qui seront utilisées par la suite. Les transferts d'eau dans le sol sont décrits de manière mécaniste à partir des bases présentées ci-dessus, c'est à dire les relations de type flux-gradient et l'établissement de la grandeur énergétique qui caractérise l'eau du sol (la charge hydraulique ; équation (I-10)). Il apparaît que ces bases sont corrélées à des hypothèses qu'il est utile de vérifier si l'on utilise ces concepts pour modéliser les transferts. La partie suivante traite des mouvements d'eau dans le sol en intégrant les processus d'absorption d'eau par les racines, c'est une étape supplémentaire pour comprendre le fonctionnement des systèmes naturels sous l'angle de l'eau.

.1.2. Absorption racinaire et fonctionnement hydrique des couverts.

Les transferts d'eau dans le sol relèvent à la fois des mouvements strictement passifs (force gravitationnelle et redistribution) et à la fois des mouvements liés à l'activité biologique, en particulier l'absorption racinaire. L'étude du fonctionnement hydrique des couverts passe par l'étude des transferts d'eau dans le sol, notamment pour comprendre et estimer l'absorption racinaire qui est le phénomène principal de l'assèchement d'un sol sous des conditions climatiques données. L'absorption racinaire est la conséquence de la demande climatique sur le végétal et elle n'est pas dissociable de l'ensemble des processus de transfert d'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère. Nous abordons dans cette partie les principes généraux qui traitent du transfert de l'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère et des différentes modélisations entreprises pour estimer la dynamique du bilan hydrique des couverts.

1.2.- 1/. Le continuum sol-plante-atmosphère.

L'absorption d'eau par les racines peut être décrite en terme de flux, de résistances, et de chutes de potentiel. Sur des pas de temps assez petits (10 min à 1h) ou pour des cycles nyctéméraux, la quantité d'eau transpirée correspond généralement à la quantité d'eau absorbée (Cruiziat, 1987). D'une manière générale sauf si l'on souhaite expliquer les phénomènes physiologiques fins de la plante (turgescence, fermeture stomatique par les effets de plasticité des parois, voir Delwiche et Cooke 1979, Katerji, 1982.), on se place dans le cadre où l'on considère les flux d'eau à travers la plante « conservatifs » : absorption = transpiration.

A partir de cette première hypothèse qui permet de s'affranchir de la physiologie de la plante, on peut examiner les différentes façons de modéliser l'absorption racinaire en supposant que toute l'eau absorbée est transpirée aux échelles de temps auxquelles on travaille.

Dans les conditions de flux conservatifs et pour tout ce qui concerne l'eau du continuum sol-plante-atmosphère, on utilise de façon systématique une description des mouvements d'eau analogue à celle du courant électrique parcourant des résistances en série. Par conséquent, on retrouve que le transfert d'eau d'un compartiment à l'autre est proportionnel à une différence de potentiel hydrique divisée par une résistance (Van den Honert 1948).

On écrit à partir de cette analogie avec la loi d'Ohm, les égalités suivantes pour rendre compte du transfert d'eau en phase liquide dans le sol et dans la plante :

$$. absorption = \lambda_1 \cdot \frac{\Psi_{sol} - \Psi_{racine}}{R_{sol-racine}} = \lambda_1 \cdot \frac{\Psi_{racine} - (\Psi_{feuille} - \Delta z_{feuille})}{R_{plante}} \quad (I-15)$$

et en phase vapeur on a :

$$transpiration = \lambda_2 \cdot \frac{\Psi_{feuille} - \Psi_{air}}{R_{stomatique} + R_{air}} \quad (I-16)$$

Ces expressions très générales donnent les transferts d'eau d'un point à un autre du continuum sol-plante-atmosphère (sol → racine → feuille → air) en fonction du potentiel hydrique de chacun des compartiments considérés (Ψ_{sol} , Ψ_{racine} , $\Psi_{feuille}$, Ψ_{air}), de la hauteur $\Delta z_{feuille}$ (qui représente le potentiel gravitaire de l'eau entre les sites d'absorption de l'eau, les racines, et les sites de transpiration, les feuilles) et de la résistance associée lors de ce transfert (R_i) (on note les expressions avec les coefficients λ_1 et λ_2 pour ne pas préciser volontairement d'unités : il est intégré à ces expressions à la fois les mécanismes de vaporisation par unité de

temps et par unité de surface (transpiration ; transfert en phase gazeuse) et à la fois les processus de transport de l'eau liquide (quantité d'eau par unité de temps par unité de surface).

On peut reprendre le schéma ci-dessous (*Figure 2*) présentant les différentes valeurs du potentiel de l'eau dans le continuum soi-plante-atmosphère et ainsi constater que les plus forts gradients de potentiel sont présents au niveau de l'interface feuille-air par le biais des stomates. C'est pour cela que les études se sont particulièrement concentrées sur l'étude des stomates, c'est ce qui apparaît être le « robinet de contrôle » de la plante (Cruiziat, 1991). Cependant, plusieurs études ont été menées pour comprendre les réponses des stomates au dessèchement du sol et les conclusions et modélisations sont nombreuses et mènent parfois à des controverses quant aux raisons et aux facteurs biologiques intervenant dans la diminution de la transpiration lors de contraintes hydriques. Les résistances au niveau du sol, du contact racine-sol, au sein de la racine elle-même ou encore dans la partie interne de la plante (au sein des vaisseaux conducteurs, transport racine-feuille) sont tantôt négligées, tantôt décrites comme les résistances les plus limitantes au transfert de l'eau (voir à ce titre l'article de Passiourra 1988, qui décrit le transport de l'eau vers et dans les racines). Il n'y a pas encore à l'heure actuelle de consensus sur l'importance relative des résistances pour l'alimentation hydrique des plantes. Il apparaît toutefois que d'une manière générale, dans des conditions humides, le sol et les transferts d'eau au sein de celui-ci ne sont pas limitants pour la transpiration (les transferts étant suffisamment rapides devant ceux de l'absorption), tandis que dans des conditions de sol sec, la conductivité du sol et les vitesses de transfert d'eau à proximité des racines peuvent être suffisamment faibles pour influencer de manière non négligeable l'alimentation hydrique de la plante (Pages et al 1998, Mac Coy et al 1984, Zur et al 1982).

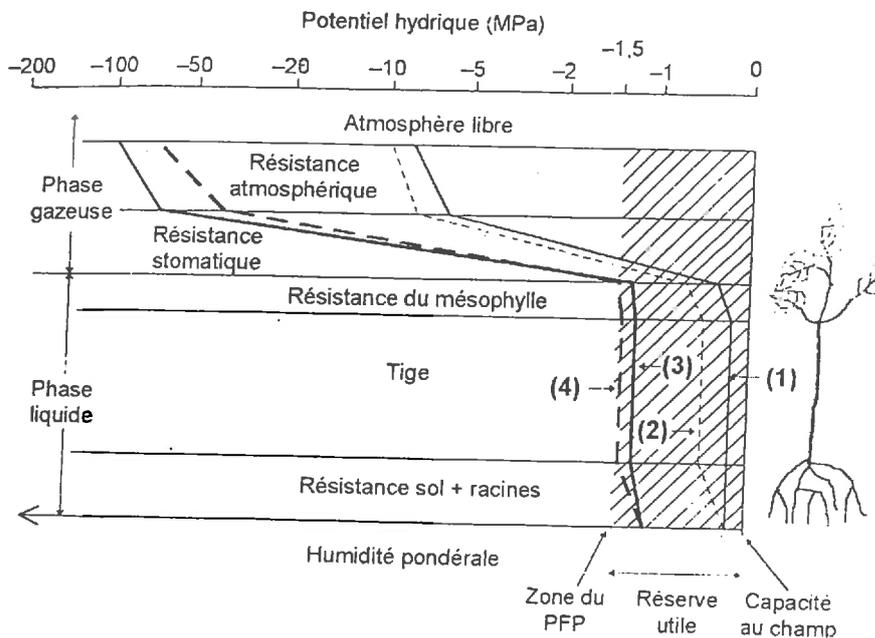


Figure 2 : Schéma récapitulatif de l'état énergétique de l'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère ; description des potentiels de l'eau dans ce continuum (Cruiziat 1991).

Cette figure illustre les gradients de potentiel dans le continuum sol-plante-atmosphère. Plusieurs situations sont représentées :

- (1)- le sol est humide et la demande climatique est faible
- (2)- le sol est humide et la demande climatique est forte
- (3)- le sol est sec et la demande climatique est faible
- (4)- le sol est sec et la demande climatique est forte.

Ces 4 représentations montrent en premier lieu le fort gradient entre le potentiel hydrique dans l'air et les potentiels des autres compartiments. Ceci est le résultat du changement de phase de l'eau (sol, racine, tige, feuille = liquide ; air = vapeur). On peut constater par ailleurs le rôle important de la demande climatique qui modifie considérablement l'évolution du potentiel dans les compartiments (une forte demande introduit des forts gradients dans tous les compartiments au contraire d'une faible demande climatique) et le rôle de l'état hydrique du sol qui est le point de départ du transfert de l'eau dans le système étudié.

Cette approche schématique est le point de départ des études du fonctionnement hydrique d'un couvert, elle est souvent qualifiée de « macroscopique » (Molz, 1981) parce que les termes résistances (R) intègrent un ensemble de processus fins et de facteurs qui interviennent dans le transfert d'eau d'un compartiment à l'autre et au sein du compartiment lui-même.

1.2.1.a. L'absorption racinaire

L'approche macroscopique décrite précédemment permet de simplifier considérablement ce qui se passe à proximité des racines parce que la résistance sol-racine est réduite à un seul terme qui peut effectivement être fonction de différents paramètres (texture du sol, densité racinaire,...) ou variables (humidité, demande climatique). Toutefois, elle ne permet pas de comprendre ce qui se passe spécifiquement au niveau de la rhizosphère, à proximité de chaque racine. C'est pour cela que différents travaux ont été réalisés (au niveau théorique Gardner, 1960, Molz, 1981, Hainsworth et Aylmore 1986, et au niveau expérimental, Steudle et Jeschke, 1983, Hamza et Aylmore, 1992, Schmidhalter, 1997) pour apprécier les différents phénomènes qui se déroulent à proximité des racines. C'est ce que nous appellerons une approche « microscopique » parce que c'est à travers une vision fine des phénomènes que ces travaux ont été entrepris. Le terme microscopique est toutefois un abus de langage car l'élément « eau » est considéré dans sa configuration macroscopique, les processus moléculaires restent toujours négligés et les transferts d'eau sont gérés à partir de la loi de Darcy, toutes les hypothèses de la « macroscopicité » restant vrais.

Dans ce cadre, plusieurs approches peuvent être menées.

- D'une part les approches qui privilégient uniquement les transferts d'eau dans le sol (Hallaire, 1963). Gardner (1960) fut le premier à introduire cette modélisation des phénomènes en rendant compte des transferts d'eau du sol vers les racines en supposant que la racine est assimilable à un cylindre de rayon constant et que la distribution des racines est constante et permet de ne travailler qu'avec une seule racine. Une demi-distance moyenne entre racines contiguës (Half Mean Root Distance, *HMRD*) est calculée et l'absorption racinaire est donnée à partir du potentiel de la racine. Les diffusions de l'eau sont modélisées alors dans un espace radial qui permet de traduire l'extraction d'eau à partir de la surface du cylindre qui est à un potentiel donné et qui transporte directement l'eau extraite jusqu'au niveau des sites de transpiration.

$$HMRD = \frac{1}{\sqrt{\pi \cdot \rho_R}}$$

(I-17)

(l'équation ci-dessus établit une demi-distance moyenne entre racines, *HMRD* en unité de longueur, en fonction de la densité racinaire (ρ_R) exprimée en unité de longueur de racine par unité de volume de sol. Cet espace interracinaire sera parfois appelé par la suite « espace disponible pour une racine ».

Dans les conditions où les études ont été réalisées (flux constant), des formes analytiques peuvent être obtenues pour simuler l'évolution hydrique du système sol-racine. Les comparaisons avec des mesures sont suffisamment satisfaisantes pour expliquer certains phénomènes. Ainsi, on retrouve que la résistance globale du sol est liée à l'humidité et aux caractéristiques hydrodynamiques du sol ou encore à la densité racinaire et à l'intensité du flux de transpiration (absorption) (Perrier et Tuzet 1998). Ce modèle permet également de prédire la réhumectation du sol autour des racines et ainsi évaluer les processus de réhydratation de la plante au cours de la nuit et l'évolution des potentiels de base. Plusieurs auteurs, sur ces bases, ont par la suite amélioré cette approche pour simuler l'absorption racinaire en situations concrètes (flux non constant) (Herkelrath et al, 1977, Moldrup et al, 1992).

Ces modèles sont appelés souvent « single root water flow » parce qu'ils traitent de l'absorption racinaire au niveau d'une seule racine caractéristique de l'ensemble des autres racines. Les études de ce type sont

restées exemplaires pour les transferts à petite échelle (en pot ou conditions expérimentales contrôlées) et ont permis d'expliquer certains phénomènes locaux (Passiourra, 1988). Une approche globale incluant à la fois les transferts verticaux et les transferts radiaux, mais aussi un profil de densité racinaire et des caractéristiques de sol variables avec la profondeur n'a jamais été mis en place (c'est ce que nous proposons de mettre en place).

➤ D'autre part, on peut rentrer encore plus dans les détails pour modéliser les flux d'eau qui permettent l'absorption racinaire. Les modèles les plus simples introduisent trois compartiments : le compartiment extérieur sol (les transferts peuvent être décrit comme dans le paragraphe précédent par exemple), le compartiment cortex et le compartiment xylème. Une telle approche permet de séparer les transferts radiaux (qui sont reliés directement à l'absorption racinaire) et les transferts verticaux qui rendent compte du transport de l'eau absorbée vers les sites de la transpiration (Perrier et al 1998, Acs 1994).

Fig a : Schéma présentant les gradients d'humidité autour des racines

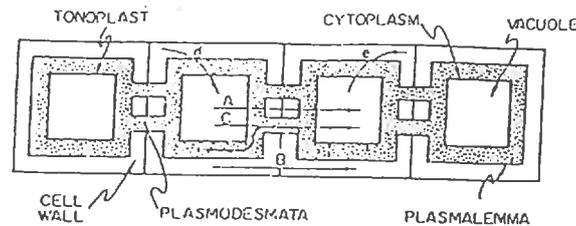
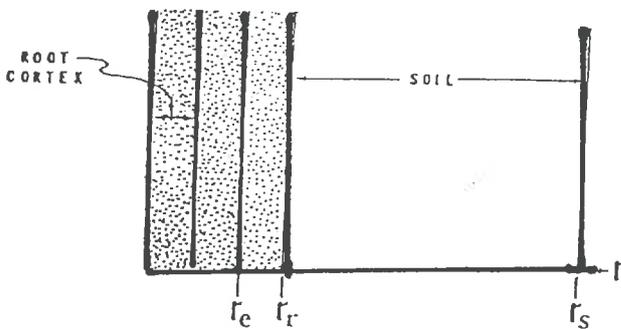
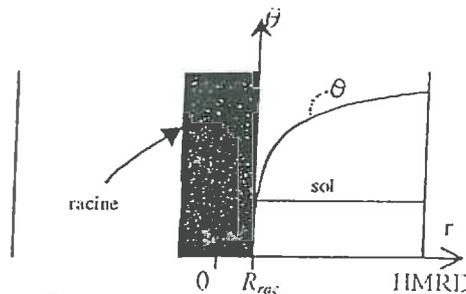


Fig. b Diagram of the soil-root system used in this study. r_e is the radius of the endodermis, r_r is the radius of the root, and r_s is the radius of the surrounding soil cylinder.

Fig. c Idealized diagram of a linear aggregation of plant cells. Each cell consists of a central vacuole surrounded by cytoplasm and a rigid cell wall. The cytoplasm is bounded on the outside and inside by semipermeable membranes and connected to the cytoplasm of contiguous cells through pores called plasmodesmata. Various water pathways are indicated by letters and arrows.

Figure 3 : Schématisation des différents concepts introduits pour simuler l'absorption racinaire à l'échelle de la racine. Deux cas se distinguent, les transferts sans prendre en compte la physiologie de la racine (fig. a.), et ceux qui traitent du transfert interraccinaire (fig. b et c ; Molz 1981).

Ces modèles qui intègrent d'une certaine manière la physiologie de la plante peuvent évidemment être approfondis beaucoup plus et ainsi prendre en compte les transports intracellulaires et intercellulaires. En général, dès que l'on rentre dans le fonctionnement hydraulique de la plante, on est obligé de prendre en compte les mouvements d'eau de nature osmotique et de ce fait examiner la perméabilité des parois des cellules, les connexions entre les cellules. C'est un travail beaucoup plus physiologique qu'agronomique et les résultats sont extrêmement intéressants et explicatifs mais ce travail reste encore difficile à mettre en application pour des objectifs agronomiques.

Plusieurs travaux sont réalisés pour comprendre l'architecture hydraulique des plantes et les conclusions et modélisations peuvent varier en fonction des espèces étudiées. Les figures b. et c. ci-dessus permettent de montrer les différentes voies possibles de la modélisation des transferts radiaux pour l'absorption racinaire. A ce titre, la revue de Molz (1981) décrit de façon explicite les différentes modélisations possibles.

1.2.1.b. la croissance racinaire et ses études...

Pourquoi parler de la croissance racinaire ? Ceci est un point particulier nécessaire à l'étude dynamique des flux parce que les études se développent sur ce thème et sur ses relations avec l'absorption racinaire. Il se trouve que plusieurs expériences montrent qu'une partie importante de l'absorption racinaire est concentrée sur la zone apicale des racines (Clausnitzer et Hopmans, 1994.), pour le moins au niveau des jeunes racines secondaires (Wang et al, 1995) donc reliées à la croissance racinaire (Pagès et Aries, 1988, Doussan et al 1998, Boyer, 1985). En outre, il est clairement établi qu'un des facteurs important de la croissance racinaire est l'humidité du sol et les conditions de contrainte hydrique de la plante (Gowing et Davies, 1986.) donc des besoins en eau des plantes. Il paraît donc important de faire un point sur la croissance racinaire.

Deux approches sont en général utilisées pour l'étude du fonctionnement hydrique des plantes :

- Les modèles complets sol-plante-atmosphère qui se penchent sur le fonctionnement hydrique du couvert utilisent souvent des fonctions permettant de faire augmenter simultanément la densité racinaire et la profondeur. Selon le degré de raffinement des modèles de croissance, le chevelu racinaire sera uniquement fonction de variables simples (comme la somme de température et/ou le LAI des couverts, Picard et al 1986, Klepper et al, 1984, Tuzet et al 1990) ou bien ceux-ci intégreront quelques paramètres du sol (état structural du sol, compaction, ... Klepper, 1991.) ou facteurs limitants externes (eau, anoxie, température, stade de croissance de la plante, ...) (Gerwitz et Page, 1974., Huck et Hillel, 1983.). Ces modèles aux objectifs ciblés sur la compréhension du fonctionnement des couverts sous l'angle de l'eau se bornent à la modélisation des phénomènes « globaux ». On reste à l'échelle de la parcelle (au mieux de la plante) et les relations croissances / absorptions ne sont pas prises en compte ou simplement sous des angles intégrant un ensemble de phénomènes afin de renseigner les modèles d'extraction d'eau de type macroscopique.
- D'un autre côté, les approches « microscopiques » actuelles font intervenir la croissance et la spatialisation des racines. Les études et modélisations se multiplient sur l'architecture racinaire et la morphogenèse du système racinaire (Nielsen et al, 1997, Charlton 1991). Des modèles de croissance couplés à des modèles d'absorption d'eau commencent à être mis en œuvre afin de prendre en compte les différents processus élémentaires physiologiques (voir Nobel et Alm, 1993.) qui entrent en jeu dans le fonctionnement hydrique (et hydraulique) du chevelu racinaire de la plante. Ces approches sont d'une manière générale des approches en 2 ou 3 dimensions et elles permettent de ne pas faire l'impasse sur les hétérogénéités du système sol-racine ainsi que sur le rôle de la croissance racinaire.

Le travail sur ces thèmes est actuellement assez développé parce que l'on recherche de plus en plus à introduire les interrelations dynamiques qui entrent en jeu dans les processus naturels. Nous nous contenterons d'une approche statique de la description racinaire, les périodes expérimentales ne dépassant pas deux mois.

1.2.- 2/. Les modèles de bilan hydrique du sol.

L'ensemble des études sur l'absorption racinaire ont d'une manière générale pour objectif de mieux comprendre les relations sol-plante et ainsi mieux gérer et réagir aux conditions dans lesquelles les plantes doivent vivre ou survivre. De ce point de vue, les modèles de bilan hydrique permettent de connaître l'évolution du stock d'eau dans le sol qui pilote le fonctionnement hydrique des plantes.

1.2.2.a. description des modèles simples avec réservoirs (ou transferts simplifiés)

Le bilan hydrique au niveau de la parcelle peut être appréhendé en utilisant plusieurs approches. Les objectifs, les moyens expérimentaux pour estimer les paramètres et variables et la précision souhaitée sur l'estimation de l'évolution du bilan hydrique guident d'une certaine manière les différentes approches possibles.

Les modèles les plus rudimentaires mais très utiles parce que simples dans l'acquisition des paramètres sont basés sur l'évolution de la quantité d'eau d'un réservoir préalablement établi. Ces modèles ne font intervenir que l'humidité du sol à la capacité au champ et le point de flétrissement (permanent ou temporaire). La consommation en eau sera calculée à partir des grandeurs climatiques mesurées, de l'état hydrique du sol et des caractéristiques de la plante (indice de surface foliaire par exemple). Ces modèles sont appelés modèles

« agrométéorologiques » parce qu'ils ne font entrer en jeu que les grandeurs climatiques et les grandeurs agronomiques. Le sol joue un rôle de réservoir et on peut rencontrer différents formalismes pour estimer la transpiration de la plante. La régulation de la transpiration fait forcément entrer en jeu des paramètres biologiques qui sont soit ajustés soit mesurés. C'est au niveau de la régulation que la biologie du système est incluse et c'est forcément là que les plus fortes simplifications sont introduites.

Le schéma (Figure 4) permet de voir que la vision simple du réservoir dans lequel la plante puise peut être mise en défaut par tout ce qui concerne les mouvements d'eau au sein du sol. Selon les situations rencontrées in situ, ces modèles intègrent les phénomènes de mouvements d'eau dans le sol, de croissance et de densité racinaire afin de rendre compte du drainage et/ou des remontées capillaires et de la disponibilité de l'eau pour les plantes. Toutefois, pour garder l'approche « agrométéorologique », ces modèles simulent les mouvements d'eau à partir de remplissage de couches et de transferts simplifiés en particulier pour éviter tout ce qui concerne les transferts hydriques décrits de manière physique (équation de Richards et utilisation de la conductivité hydraulique). Ce schéma qui met en avant les différents processus de mouvement d'eau dans le sol, c'est à dire en particulier l'absorption racinaire, les mouvements de redistribution, le drainage, les remontées capillaires et le ruissellement montre la complexité et la diversité des mouvements d'eau dans le sol. On comprend que la modélisation du bilan hydrique soit souvent simplifiée au niveau du sol et que l'on prenne en compte dans beaucoup de modèles agronomiques le sol uniquement en tant que réservoir.

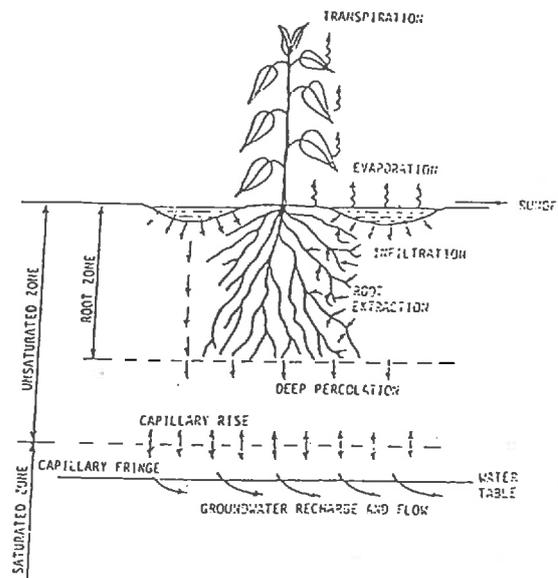


Figure 4 : Vision d'ensemble sur les transferts d'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère.

1.2.2.b. les modèles macroscopiques (Equation de Richards + terme puits racinaire)

Pour pouvoir prendre en compte l'impact de la densité racinaire ainsi que les différentes disponibilités de l'eau dans le sol (suivant la profondeur mais aussi suivant les horizons et les caractéristiques de celui-ci), une approche permettant de gérer les flux d'eau dans le sol en relation avec l'absorption racinaire a été étudiée à de nombreuses reprises. Cette approche est issue de la physique du sol où les transferts d'eau sont gérés par la loi de Darcy et par la conservation de la masse (on retrouve l'équation de Richards voir section I.1.3.b). A partir de cette approche, un terme puits a été introduit (Hillel et al 1976, Nimah, Hanks 1973(a, b), Feddes et al 1974 et 1976) pour simuler l'absorption racinaire et par-là rendre compte de l'absorption d'eau du fait de la présence des racines dans le sol. Les modèles ainsi décrivant mécaniquement à la fois les mouvements dans le sol et l'absorption racinaire ont été assez développés dans de nombreuses situations climatiques et de

sol et appliqués pour de nombreuses espèces végétales. Ces modèles permettent de prédire les remontées capillaires et le drainage, ils gèrent les infiltrations et tous les mouvements d'eau dans le milieu poreux considéré ainsi que les zones d'absorption du système racinaire. Ceux-ci ont en général la forme suivante :

$$\frac{\partial \Psi}{\partial t} = \frac{1}{C(\Psi)} \cdot \frac{1}{\partial z} \cdot \left[K(\Psi) \left(\frac{\partial \Psi}{\partial z} - 1 \right) \right] - S(\Psi_{sol}(z), \Psi_{racine}, \rho_R(z), EP, \dots) \quad (I-18)$$

La fonction puits $S(\Psi_{sol}(z), \Psi_{racine}, \rho_R(z), EP, \dots)$ représente l'absorption racinaire d'un point de vue macroscopique. Cette fonction puits peut prendre plusieurs formes, elle fait en général intervenir le potentiel racinaire (supposé constant sur tout le profil Ψ_{racine}) et le profil de potentiel du sol ($\Psi_{sol}(z)$). Les différents paramètres et variables qui vont réguler l'absorption racinaire seront l'évapotranspiration potentielle (EP , explicitée ultérieurement, voir chapitre 3), la densité racinaire ρ_R et la résistance du sol au transfert d'eau sol-racine. La revue de Molz (1981) fait un recensement des différentes approches pour expliquer l'absorption racinaire en incluant un terme puits à l'équation de Richards. Ces modèles qui tentent de décrire l'ensemble des transferts d'eau dans le sol sont en général couplés à des modèles atmosphériques qui calculent la transpiration de la plante à partir des facteurs climatiques usuels.

1.2.2.c. les modèles 2D, les approches plus fines

Les modèles de fonctionnement des écosystèmes sont de plus en plus enclin à prendre en compte l'hétérogénéité des processus au sein de leur espace afin de s'affranchir des hypothèses d'homogénéité qui sont souvent inhérentes à de nombreux modèles quelle qu'en soit leur nature. On voit ainsi se développer les modèles en 2 ou 3 dimensions qui permettent de prédire l'ensemble des interactions qui sont issues du caractère spatialement hétérogène des transferts d'eau dans un système naturel. On peut montrer qu'une partie des processus intéressant les transferts d'eau et le bilan hydrique à l'échelle de la parcelle peut être modélisée de manière fine à partir d'un espace à 2 ou 3 dimensions. En effet, les modèles de croissance et de structure des plantes se développent (Fournier et Andrieu 1998) et il y a tout lieu de penser que ces modèles pourront être couplés à des modèles de transferts convectifs dans l'atmosphère : il existe certains modèles de transfert convectifs en 3D qui prennent en compte la géométrie des obstacles, leur disposition (Tuzet, 1998). De plus, il existe déjà certains couplages entre les modèles de structure des plantes et les modèles en 3 dimensions de transferts radiatifs (Sinoquet et al 1991, Chelle, 1998) ce qui permet de dire que la tendance actuelle se concentre sur l'élaboration de modèles complexes déterministes prenant en compte les transferts de quantité de mouvement, de masse ou de chaleur ainsi qu'à leur couplage dans tout le système plante-atmosphère.

En ce qui concerne la partie sol, la modélisation de la croissance et de la structure du système racinaire est développée par plusieurs auteurs (Pagès et al 1989, Diglle 1988) suivant des paramètres propres à la plantes liés à l'émission de nouvelles racines, l'élongation de leurs axes ou le nombre de ramifications. Quelques approches nouvelles introduisent la géométrie fractale de l'architecture racinaire (Tatsumi et al 1989, Lynch et Van Beem, 1993) pour rendre compte de la complexité du système racinaire. Des modèles de diffusion d'eau dans le sol dans un espace à 2 ou 3 dimensions existent depuis les années 80 pour rendre compte des processus passifs (dans le sens « sans action de la végétation ») de redistribution après irrigation (Van der Ploeg et Beneck 1974, Ragab et al 1984, Lafolie et al, 1989) ou des processus de drainage (Cooley, 1983, Allen et Murphy 1986, Noborio et al 1996). Ces travaux sur les transferts d'eau dans les sols ont évolué ensuite pour intégrer la présence de la végétation et par conséquent de l'absorption racinaire. Les chercheurs ont été amenés à travailler sur les racines en tant qu'élément individuel positionné dans un environnement évoluant en fonction de la redistribution de l'eau et de l'absorption racinaire elle-même. Les premières approches ont introduit l'absorption racinaire sans prendre en compte l'architecture hydraulique racinaire (Feddes et al 1976, Lafolie et al, 1991), tandis que les plus récents travaux couplent à la fois la croissance racinaire et la disposition spatiale afin de rendre compte au mieux des interactions dynamiques entre le sol et les racines soit en utilisant un terme puits (Clausnitzer et Hopmans 1997), soit en utilisant les bases du fonctionnement physiologique de la plante c'est à dire l'architecture hydraulique racinaire (Doussan et al 1996, Nobel et al 1993). Ces différents travaux ont permis de franchir une étape dans l'évaluation des transferts locaux de l'eau à une échelle assez fine, notamment sur le rôle de la densité du sol (tassement : Bruckler 1991), l'arrangement spatial des racines (Tardieu 1992), l'importance des gradients hydrauliques au sein du système racinaire (Doussan 1998, Steudle et Peterson 1998).

Malgré cette progression de la démarche vers une approche totalement déterministe des transferts à l'échelle de la plante, il n'existe pas à l'heure actuelle de couplage entre les modèles 2 ou 3D de diffusion d'eau dans le sol et ceux de la partie aérienne. Il y a à priori deux conditions importantes à l'élaboration (au couplage) d'un modèle 3D décrivant les transferts dans le continuum sol-plante-atmosphère :

- La puissance informatique doit être adaptée à la lourdeur des calculs pour engendrer des temps de calcul raisonnables.
- La validation de chacun des processus décrit doit être valide afin de ne pas introduire de biais qui se répercuteraient sur l'ensemble des autres processus.

Ce travail de modélisation dans un espace bi ou tridimensionnel nécessite une recherche importante pour estimer les facteurs (variables et paramètres) qui jouent les rôles centraux concernant le fonctionnement hydrique des couverts. L'équilibre doit être maintenu au mieux dans la précision des variables et des sorties de chacun des modèles ce qui n'apparaît pas forcément manifeste et qui est par ailleurs souvent difficilement maîtrisé et maîtrisable.

Conclusions

Cet aperçu des différentes approches possibles pour étudier les bilans hydriques et le transfert de l'eau dans le sol (et les racines) permet de distinguer deux types d'approches de nature différente :

- Les modèles qui sont plutôt orientés dans le domaine de l'application, de la prévision in situ. Ils sont nécessaires parce qu'ils permettent de gérer les interventions techniques (irrigation par exemple) en temps réel.
- Les modèles qui cherchent à expliciter en détail les phénomènes. L'aspect théorique de ces modèles est le plus constructif, il permet de quantifier les facteurs qui interviennent dans les transferts d'eau du continuum sol-plante-atmosphère et il permet de prédire l'effet de certains autres facteurs. L'intérêt de ces modèles est grandissant parce qu'une meilleure compréhension des processus permet à terme des interventions techniques plus adaptées (si l'on ne se place que sous l'angle des interventions techniques par exemple) et permet de mieux raisonner les simplifications utilisées dans les modèles dits « opérationnels ».

Ce chapitre s'est illustré autour de deux thèmes qui permettent de construire l'ensemble de la thèse. D'une part, il permet de présenter l'objet de la modélisation (l'eau du sol et ses mouvements), c'est à dire les grandeurs et les lois couramment utilisées. Cette présentation préalable permet de présenter les bases physiques qui seront utilisées dans le chapitre suivant.

D'autre part, ce chapitre permet de déterminer l'originalité du travail en regard de la modélisation entreprise.

II. Chapitre 2 : Modélisation des transferts dans le sol.

Les objectifs poursuivis (voir Introduction) sont à l'origine de l'élaboration d'un travail nouveau parce que les différents travaux antérieurs construits sur le fonctionnement précis des processus (cas des modèles 3D) ne permettent pas encore de répondre de manière intégrée (c'est à dire si l'on se place à l'échelle de la parcelle) à l'estimation du bilan hydrique d'un couvert de type épars et parce que les modèles plus complets (plus « intégrateurs ») ne permettent pas de distinguer les particularités locales qui peuvent avoir un rôle important dans le fonctionnement hydrique de ces types de couvert.

En conséquence, nous avons introduit une approche relativement simple qui permet à la fois de combiner les particularités locales de l'absorption racinaire et le transfert vertical « classique » afin d'intégrer les différents phénomènes qui se mettent en place au niveau du sol. L'intégration des phénomènes atmosphériques est explicitée dans le chapitre suivant. Il est présenté ici uniquement le rôle du sol dans les mécanismes de transpiration.

Un modèle de diffusion d'eau vertical permet d'estimer les mouvements d'eau et renseigne sur la disponibilité de l'eau pour les plantes en relation avec la distribution des racines. Parce que l'on souhaite rendre compte de l'absorption racinaire le plus précisément possible en s'affranchissant des relations empiriques reliant l'humidité (ou le potentiel) et la disponibilité de l'eau pour les racines, nous introduisons de manière fine les transferts d'eau vers les racines en intégrant le potentiel racinaire. Cette approche nous amène à l'élaboration d'un modèle de diffusion radial où l'interface racine-sol est le point central de l'absorption racinaire d'eau. Cette modélisation est réalisée sur les notions des modèles « single root water flow » présentées dans le chapitre précédent. Nous allons montrer que l'élaboration d'un tel modèle introduit de manière intrinsèque des limitations de l'absorption ce qui est très intéressant dans la mesure où celle-ci freine la transpiration si l'on considère que l'absorption racinaire est égale à la transpiration. Cela nous amènera à réfléchir sur le fonctionnement hydrique des plantes et notamment sur la fermeture stomatique.

En premier lieu, nous expliciterons les transferts sur l'axe vertical puis sur l'axe radial, ensuite nous détaillerons la combinaison des transferts verticaux et radiaux puis nous discuterons de la limitation de l'absorption racinaire.

.II.1. La diffusion de l'eau

Cette partie est consacrée à la description des transferts de l'eau dans le sol et à la modélisation de ceux-ci pour le transfert vertical et l'absorption racinaire.

II.1.- 1/. Description du modèle de diffusion d'eau dans le sol ; les hypothèses faites sur les transferts en général

Pour décrire les transferts d'eau dans le sol, on a pu voir que plusieurs approches pouvaient être mises en place (cf. chapitre 1). Notre choix pour décrire les flux dans l'ensemble du continuum sol-plante-atmosphère est d'employer une description physique des transferts d'eau tant au niveau du sol qu'au niveau de l'atmosphère ou de la plante. Pour décrire la façon dont ceux-ci sont gérés, il est utile de préciser sur quelles bases et sur quelles hypothèses cette modélisation (des transferts dans le sol) a été bâtie. Les couplages, les points forts et les limites de la modélisation seront plus faciles à présenter à partir de ces précisions qui donnent les hypothèses et les bases physiques utilisées.

II.1.1.a. hypothèses

Pour simuler les mouvements de l'eau dans le sol, le modèle s'est basé sur l'équation de Richards (équation (I-14)). La diffusion en phase vapeur n'est pas prise en compte et on suppose que l'effet de la température sur l'ensemble des processus de rediffusion de l'eau dans le sol (influence sur la conductivité hydraulique par exemple) est négligeable devant la rediffusion passive due aux gradients de potentiel.

Par ailleurs, le potentiel de l'eau dans le sol ne prend pas en compte les gradients osmotiques qui peuvent exister dans certaines conditions. Les mouvements d'eau répondent uniquement aux transferts passifs liés aux gradients de potentiel matriciel et au potentiel gravitaire (voir *Tableau 2* et équation (I-10)).

Les propriétés du sol, décrites par la ou les relations (au cas où plusieurs horizons seraient présents) potentiel hydrique/humidité et conductivité hydraulique/humidité ne dépendent que de la profondeur. Dans le cadre de l'étude et de la modélisation, les caractéristiques du sol sont supposées isotropes et n'évoluant pas au cours du temps. Le transfert de vapeur dans le sol et le couplage de celui-ci avec le transfert de chaleur n'est pas introduit ce qui reste une limite du modèle pour l'instant notamment en ce qui concerne l'évaporation.

II.1.1.b. Description de l'équation de Richards pour un axe donné.

On rappelle que l'équation de Richards sur l'axe vertical se retrouve à travers une combinaison de l'équation de Darcy et de l'équation de conservation de la masse (I-13). Sur l'axe vertical, la relation (I-12) se réduit à :

$$q(\Psi, z) = -\rho_{eau} \cdot K(\Psi, z) \cdot \frac{\partial H(\Psi, z)}{\partial z} \quad (II-1)$$

ce qui permet d'exprimer l'équation de Richards sous une forme plus connue et qui ne dépend que de la variable potentiel Ψ , potentiel matriciel :

$$\frac{\partial \Psi}{\partial t} = \frac{1}{C(\Psi, z)} \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left\{ K(\Psi, z) \cdot \left(\frac{\partial \Psi}{\partial z} - 1 \right) \right\} \quad (II-2)$$

Avec

$$C(\Psi, z) = \frac{\partial \theta_v}{\partial \Psi} \quad (II-3),$$

$C(\Psi, z)$ est la capacité capillaire du sol à la profondeur z exprimée en m^{-1} .

Cette équation aux dérivées partielles décrit l'évolution temporelle du potentiel hydrique de l'eau du sol sur l'axe z en fonction du gradient de potentiel ($\partial \Psi / \partial z$), de la conductivité hydraulique $K(\Psi, z)$ et de la capacité capillaire $C(\Psi, z)$. Cette équation différentielle aux dérivées partielles en z et en t , du deuxième ordre dont l'inconnue est Ψ , n'a pas de solution analytique sauf formulation particulière de $C(\Psi, z)$ et $K(\Psi, z)$.

II.1.- 2/. description des transferts et de la méthode de résolution

Pour modéliser l'ensemble des mouvements verticaux, on est donc amené à trouver des solutions pour des points donnés du système étudié ainsi qu'à des temps donnés.

II.1.2.a. les transferts verticaux

Une discrétisation est proposée et est représentée sur la figure suivante (*Figure 5*). Elle fait apparaître les dimensions finies Δz (succession de couches Δz_i ($i = 0, \dots, N$)) et un pas de temps Δt .

Sur cette figure, les traits pleins épais représentent les limites du système sol, entre la surface du sol $z = 0$ et la profondeur maximale Z_{totale} . La profondeur de référence de chacune des couches est donnée par la cote z_i (nœud i). Les indices $i \pm 1/2$ indiquent la position des entre-nœuds (entre i et $i \pm 1$, c'est à dire entre deux couches successives).

équation de Richards décomposée en différences finies

Suivant l'axe z et en utilisant une forme implicite pour décomposer cette équation (Haverkamp et al 1977), on trouve :

$$\frac{\Psi_i^{t+1} - \Psi_i^t}{\Delta t} = \frac{1}{C_i^{t+1}} \frac{1}{\Delta z_i} \left\{ K_{i+1/2}^{t+1} \frac{\Psi_{i+1}^{t+1} - \Psi_i^{t+1}}{\Delta z_{i+1/2}} - K_{i-1/2}^{t+1} \frac{\Psi_i^{t+1} - \Psi_{i-1}^{t+1}}{\Delta z_{i-1/2}} - (K_{i+1/2}^{t+1} - K_{i-1/2}^{t+1}) \right\} \quad (II-4)$$

Ψ_i^t (ou $\Psi_{i \pm 1}^t$) potentiel (en m) du nœud i (ou $i \pm 1$) à la cote z_i (ou $i \pm 1$) au temps t . C_i^{t+1} ; capacité capillaire (en m^{-1}) au nœud i au temps $t+dt$. $\Delta z_{i \pm 1/2}$, épaisseur entre les nœuds i et $i \pm 1$ (en m). $K_{i \pm 1/2}^{t+1}$ conductivité entre le nœud i et le nœud $i \pm 1$ au temps $t+dt$ (en m/s).

Les conductivités aux entre-nœuds ($K_{i \pm 1/2}^{t+1}$) sont évaluées à partir de la moyenne géométrique des conductivités au niveau des nœuds i (voir Vauclin et al 1979):

$$K_{i+1/2}^{t+1} = (K_i^{t+1} \times K_{i+1}^{t+1})^{1/2} \quad (II-5)$$

Ce calcul des conductivités aux entre-nœuds peut avoir une incidence relativement importante d'une part sur la signification qui est inhérente à la nature de l'expression choisie et d'autre part aux erreurs numériques commises par ce calcul. Dans notre situation, ce choix est opté en particulier pour donner plus de poids à la conductivité la plus faible.

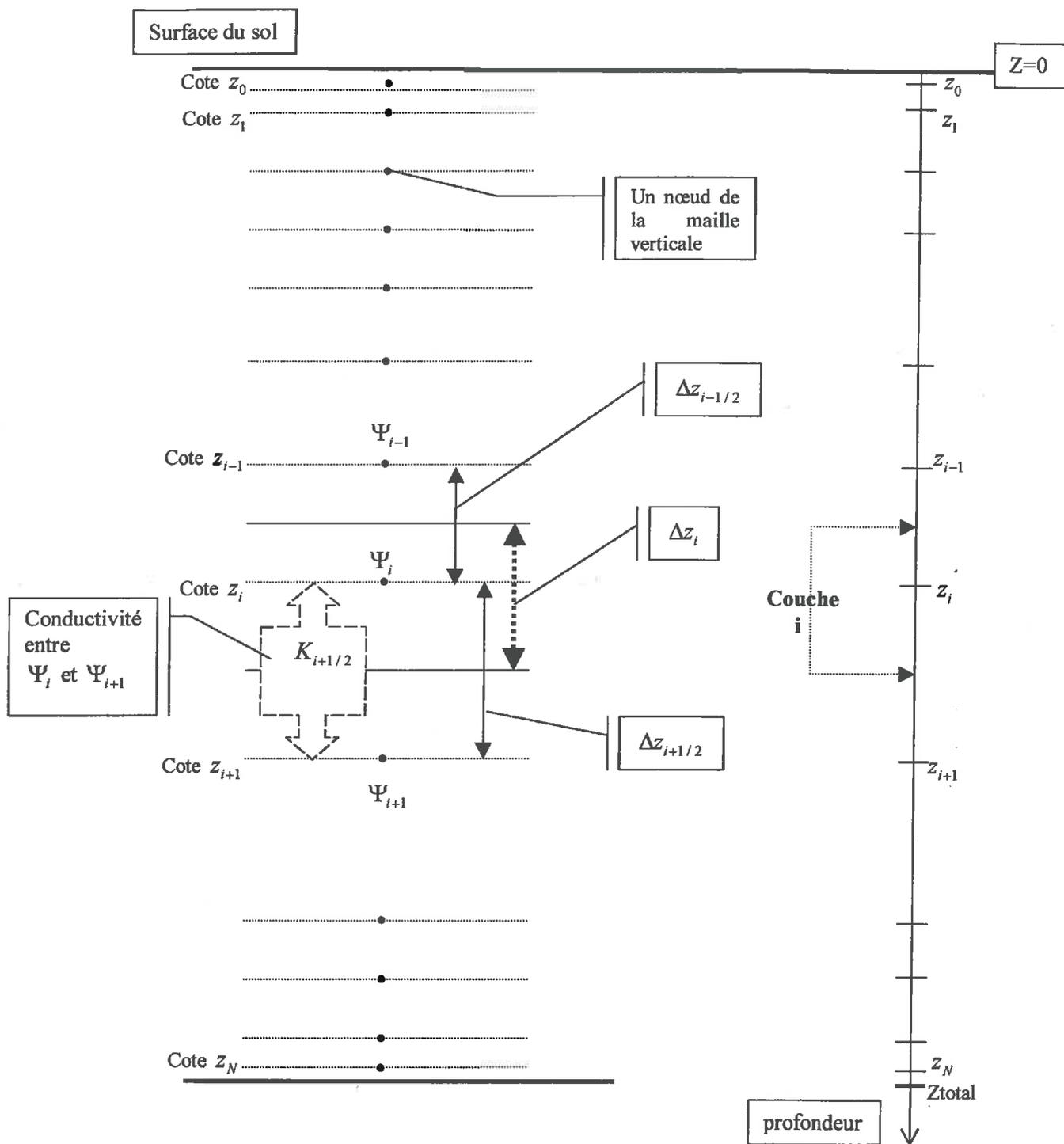


Figure 5 : Discrétisation de l'espace vertical

La technique numérique des différences finies utilisant une forme implicite (description de la variation entre t et $t+dt$ en fonction de l'état $t+dt$) conduit à $N+1$ équations différentielles couplées (et non linéaires) dont les inconnues sont les potentiels au temps $t+dt$ noté $t+1$ pour les $N+1$ couches.

Le système est alors intégré en temps de façon discrète (Δt) en résolvant le système des $N+1$ équations non linéaires aux $N+1$ inconnues pour connaître les solutions au pas de temps $t+dt$.

Remarque : les termes $K_{i\pm 1/2}^{t+1}$ sont ici à priori présentés comme des inconnus, mais les techniques itératives couplées aux tests de convergence permettent de ne pas considérer ceux-ci comme des inconnues, voir annexe 3. Ces techniques itératives sont introduites pour que les solutions de ces équations convergent et permettent de résoudre ce schéma numérique totalement implicite.

Il est présenté dans l'annexe 1 les détails de la résolution du système d'équation.

II.1.2.b. le transfert radial

Les transferts radiaux permettent de simuler les mouvements d'eau vers la racine, celle-ci étant considérée comme un cylindre ayant un potentiel donné à sa surface. Cette modélisation des transferts d'eau dans le sol en regardant le transfert à l'échelle de la racine permet de recréer les gradients qui se forment à proximité des racines. Nous présentons ici une description détaillée de la modélisation de la diffusion de l'eau dans un espace radial. Cette modélisation est la base de la modélisation de l'absorption racinaire comme nous le verrons plus tard : Le flux d'eau d'une fraction du sol vers un segment de racine contribue à l'absorption racinaire. La fraction de sol entourant la racine est définie à partir des discussions de la section i) et la diffusion de l'eau dans cet espace est décrite en ii).

i)- La densité racinaire et le rayon d'action des transferts radiaux (pour l'absorption)

Une approche « microscopique » appelée aussi « single root water flow » est utilisée pour rendre compte de l'absorption racinaire. Le point de départ de ce travail est la définition de l'espace sol entourant les racines. Cette approche « microscopique » nous conduit à la description de la diffusion de l'eau dans un espace radial qui va traduire l'absorption racinaire en considérant que la racine est assimilable à un cylindre creux de rayon R_{Rac} .

Ce rayon est supposé constant sur l'ensemble du chevelu racinaire. Dans ce système idéalisé de racines, on peut, suivant la schématisation de Gardner(1960), utiliser le fait que les racines sont distribuées de manière homogène et par conséquent, considérer que l'espace séparant chaque racine les unes des autres peut être ramené à une distance moyenne unique, comme si les racines étaient toutes orientées dans le même sens.

On retrouve ainsi la relation souvent exprimée pour rendre compte de l'espace interrinaire (équation (I-17)).

Cette équation a été établie en supposant que les racines étaient homogènes sur tout le profil, mais elle est généralisable sur un profil de densité racinaire non constant.

Pour rendre compte de la variabilité du profil racinaire en fonction de la profondeur, on transforme l'équation (I-17) en :

$$HMRD(z) = \frac{1}{\sqrt{(\pi \cdot \rho_{Rac}(z))}} \quad (II-6)$$

Cette approche permet ainsi de définir le volume élémentaire entourant une racine de longueur l_R (l_R est pris égal à 1m pour avoir une unité de référence) pour une profondeur donnée. Cette approche nous amène à la description de la diffusion de l'eau au sein de cet espace par unité de longueur de racine. On modélise ainsi à travers cet espace la formation des gradients de potentiels autour des racines engendrés par l'absorption racinaire.

La discrétisation du système radial est représenté sur le schéma suivant :

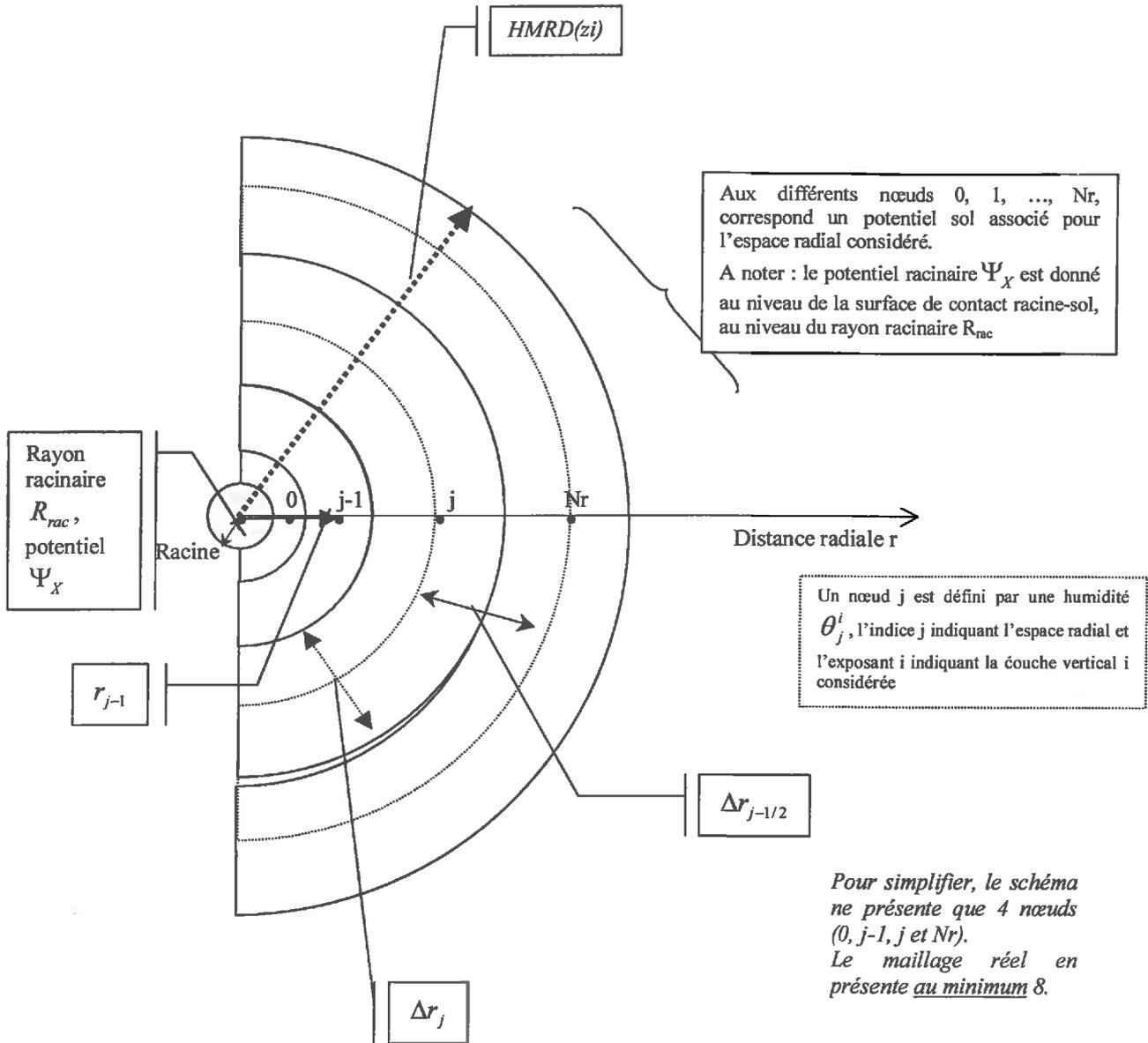


Figure 6: Présentation de la discrétisation du système radial.

ii)- Présentation des différences avec la situation verticale

L'absorption d'eau des racines est simulée à partir de l'approche microscopique décrite aussi dans la partie I.2.1.a, c'est à dire que les transferts d'eau engendrés par l'absorption sont simulés par l'équation de Richards en symétrie radiale : La racine est un cylindre creux (diamètre égal à celui des racines) avec un potentiel donné à sa surface (Ψ_x) et le sol qui l'entoure est délimité entre cette surface du cylindre et une limite externe liée à la densité racinaire. Cette limite externe est donnée par la distance interracinaire ($HMRD$). En coordonnées radiales, les diffusions dans un espace cylindrique s'écrivent de la façon suivante :

$$C(\Psi) \cdot \frac{\partial \Psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial r} \left\{ K(\Psi) \cdot \frac{\partial \Psi}{\partial r} \right\} + \frac{K(\Psi)}{r} \cdot \frac{\partial \Psi}{\partial r} \quad (II-7)$$

Pour retrouver le même formalisme que l'équation de Richards en coordonnées orthonormales, on pose :

$$\begin{aligned} K^* &= r \cdot K(\Psi) \\ C^* &= r \cdot C(\Psi) \end{aligned} \quad (II-8)$$

On retrouve alors une formulation très proche de l'équation de Richards pour le transfert vertical de l'eau (équation (II-2)) au potentiel gravitaire près :

$$\frac{\partial \Psi}{\partial t} = \frac{1}{C^*} \frac{\partial}{\partial z} \left\{ K^* \left(\frac{\partial \Psi}{\partial z} \right) \right\} \quad (II-9)$$

Deux conditions sont utiles pour simuler le transfert d'eau vers le segment de racine :

** Potentiel imposé, à la limite interne du système (ce sera le potentiel racinaire Ψ_x ; à la surface du cylindre). Il permet de piloter la dynamique radiale des potentiels entourant la racine. Ce potentiel induit un flux d'eau vers la partie interne du cylindre qui est assimilée aux vaisseaux conducteurs de sève de la racine.

** Flux nul à la limite externe du domaine sol considéré (domaine sol = fraction de sol défini par $HMRD$, le rayon racinaire et par l'épaisseur de la couche de sol considéré Δz_i pour la profondeur z_i). On considère que l'absorption de deux mêmes racines au même niveau se fait de façon totalement symétrique ce qui permet de ne simuler les transferts à une profondeur donnée que pour un seul élément racinaire.

On prend les notations suivantes pour décrire la maille numérique de type cylindrique :

Δr_j = épaisseur de la couche considérée pour le point de référence j , $\Delta r_{j+1/2}$ = distance séparant le nœud j du nœud $j+1$ et r_j = distance de ce nœud au centre du rayon racinaire.

La discrétisation du système radial introduit $Nr+1$ « anneaux » contigus. Le système des $Nr+1$ équations est résolu sur le même principe que pour le transfert dans l'axe vertical (une matrice tridiagonale que l'on sait résoudre par la méthode de résolution explicitée en annexe permet de retrouver l'ensemble des potentiels au temps $t+dt$, annexe 2).

Cette partie a initié le travail de modélisation à travers la description mathématique et numérique des flux d'eau liquide dans le sol, cette approche très mécaniste du transport d'eau dans un milieu poreux simule l'évolution des potentiels hydriques dans le sol, pour l'axe vertical qui traite des transferts passifs de l'eau et pour l'axe radial qui traite des transferts actifs (« actifs » dans le sens où ils sont liés à la présence des racines et aux phénomènes biologiques liés à la transpiration). Le fonctionnement combiné des deux modèles permet de simuler les deux grands types de mouvement d'eau dans le sol. L'intégration de l'ensemble des flux de chaque segment de racine du sol permet d'estimer l'absorption racinaire de la plante entière considérée.

La combinaison des deux types de transfert (vertical et radial) et l'intégration des absorptions élémentaires de chaque segment de racine sont explicitées dans la partie suivante.

.II.2. le modèle sol complet

Il est utile de préciser ici la façon dont les deux types de mouvement sont combinés parce que c'est une approche nouvelle qui n'avait jamais été mise en place pour rendre compte à la fois des mouvements d'infiltration, de redistribution ou de remontées capillaires et à la fois des mouvements d'eau liés à l'absorption racinaire.

Par ailleurs, cette partie met en avant les limitations de l'absorption racinaire, ce qui nous amène à réfléchir sur les processus qui interviennent sur la fermeture stomatique dans la mesure où la limitation de l'absorption racinaire d'eau se répercute sur la transpiration.

II.2.- 1/. Rendre compte des transferts radiaux et des transferts verticaux

L'originalité de ce modèle est de rendre compte des deux types de transferts, ceux qui sont liés à l'absorption racinaire et ceux liés aux redistributions verticales «classiques». Les mouvements d'eau au sein de l'espace sol sont virtuellement séparés puis recomposés.

II.2.1.a. La combinaison des transferts radiaux et verticaux

Comme expliqué précédemment, le modèle décrit à la fois les diffusions radiales et les diffusions verticales. Il faut donc expliquer comment la connexion entre les deux types de mouvements peut être réalisée.

i)- Le profil de densité racinaire et les conséquences sur la discrétisation de l'espace sol.

Tout d'abord, il est important de noter que le profil racinaire $\rho_{Rac}(z)$ permet de tracer en fonction de z un espace moyen de sol disponible pour un élément racinaire ($HMRD(z)$, voir la section précédente). Cette approche du système racinaire permet de réduire l'étude de l'absorption racinaire au transfert de l'eau pour un fragment de racine représentatif de l'ensemble des racines à cette profondeur.

A partir de la discrétisation verticale du système sol et l'établissement de la demi-distance moyenne séparant deux racines adjacentes à une profondeur donnée ($HMRD(z)$), on obtient le schéma donné sur la *Figure 7*.

Il donne une représentation de la discrétisation obtenue en combinant à la fois le profil racinaire et le maillage vertical.

Remarque : cette représentation met en avant un empilement de cylindre de hauteur Δz_i ce qui peut être trompeur : la hauteur des cylindres ne se rapporte pas à la longueur du fragment de racine. Les différents calculs intégreront l'épaisseur Δz_i pour connaître la longueur de racine de chaque couche de sol Δz_i et le prélèvement racinaire unitaire sera corrigé par la longueur de racines présentes dans la couche. La figure est toutefois représentative de l'ensemble des connexions et des distances existant pour la combinaison radiale/verticale.

ii)- description de la combinaison des deux types de transfert : couplage séquentiel et distribution sur l'espace radial des transferts verticaux.

L'ensemble des transferts d'eau se fait en deux étapes, dans un premier temps la diffusion dans l'axe radial (absorption racinaire) et dans un deuxième temps la redistribution de l'eau verticalement. La diffusion radiale rend compte pour chaque cote z_i des gradients de potentiel qui se forment autour des fragments de racine lors de l'absorption racinaire et le modèle vertical rend compte des redistributions d'eau pour l'intégralité du volume de sol entourant chaque fragment de racine.

La *Figure 7* présente à la fois le maillage vertical et à la fois l'élément radial au sein duquel les transferts d'eau sont simulés pour reproduire l'absorption racinaire.

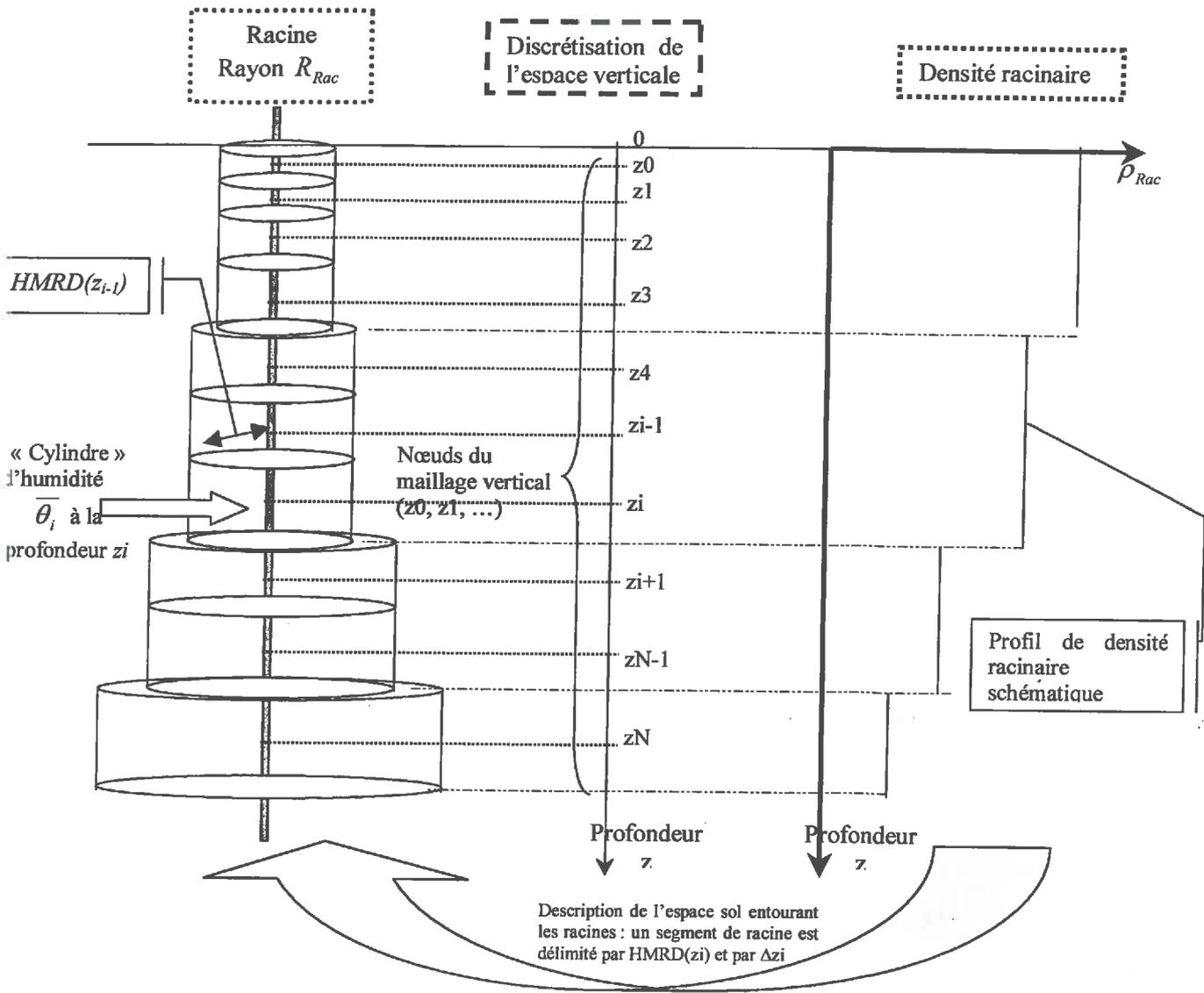


Figure 7 : Présentation de la combinaison de la discrétisation sur l'axe verticale et du profil de densité racinaire.

La procédure permettant de combiner ces deux types de transfert est décomposée en 3 phases pour un pas de temps donné et à partir de conditions initiales dans le sol :

~1\ On rend compte en premier lieu de l'absorption racinaire sur le pas de temps donné par unité de longueur de racine (voir Figure 6) pour chaque cote z_i . L'absorption racinaire engendre des gradients de potentiel autour du segment de racine considéré) et l'humidité moyenne pour chaque cote z_i est calculée de la façon suivante :

$$\bar{\theta}_i = \frac{1}{HMRD(z_i)^2 - R_{rac}^2} \cdot \sum_{j=0}^{Nr} \theta_j^i \cdot 2 \cdot r_j \cdot \Delta r_j \quad (II-10)$$

Pour la couche Δz_i , l'humidité $\bar{\theta}_i$ est fonction du profil radial d'humidité à cette profondeur, c'est à dire que $\bar{\theta}_i$ est le résultat de la moyenne des θ_j^i issus du profil dans l'axe radial. (θ_j^i est l'humidité du nœud j dans l'espace radial délimité par HMRD(z_i) et par le rayon racinaire R_{rac} défini à la profondeur z_i).

~2\ On rend compte des transferts verticaux pour tous les $\bar{\theta}_i$ définissant l'espace vertical (l'humidité $\bar{\theta}_i$ est reliée au potentiel par une relation humidité/potentiel). La redistribution verticale est simulée pour l'ensemble des couches Δz_i donné par le maillage vertical (voir *Figure 5*) et par l'humidité $\bar{\theta}_i$ représentant l'humidité moyenne au sein de l'espace radial entourant la racine dans cette couche Δz_i .

~3\ Les quantités d'eau transférées par les mouvements verticaux sont réparties sur l'ensemble des θ_j^i des couches de sol considérées. La variation d'humidité volumique $(\Delta \bar{\theta}_i)^{dt}$ de la couche i (profondeur i) pendant le pas de temps dt est distribuée sur l'ensemble du profil radial à cette profondeur i :

$$\text{Pour} \quad (\Delta \bar{\theta}_i)^{dt} = (\bar{\theta}_i)^{t+1} - (\bar{\theta}_i)^t, \quad (II-11)$$

on introduit :

$$(\theta_j^i)^{t+1} = (\theta_j^i)^{t+1*} + (\Delta \bar{\theta}_i)^{dt} \quad (II-12)$$

Explicitement, l'humidité sur l'espace radial défini en z_i au temps $t+dt$ ($(\theta_j^i)^{t+1}$) est calculée à partir de l'humidité donnée après avoir simulé les rediffusions radiales pendant le pas de temps dt ($(\theta_j^i)^{t+1*}$) et à partir de la variation d'humidité $(\Delta \bar{\theta}_i)^{dt}$ simulée à partir des rediffusions verticales pendant ce même pas de temps.

Remarque :

($t+1^$ est le temps $t+dt$ avant que n'ait lieu les rediffusions verticales, c'est un temps « virtuel » qui permet de rendre compte des phénomènes par étapes dans un même pas de temps).*

Cette procédure a l'avantage de rendre compte à la fois des transferts verticaux à partir d'une humidité moyenne $\bar{\theta}_i$ pour chaque couche de sol considéré et à la fois de l'absorption racinaire à partir d'une description radiale pour chacune des couches verticales.

II.2.1.b. Questions sur le couplage

La description précédente permet de comprendre comment le modèle gère les deux types de transferts d'eau dans le sol. Ce choix met en évidence l'aspect déconnecté des deux types de transfert. On ne prend pas en compte « l'hétérogénéité » radiale du potentiel hydrique du sol pour les transferts verticaux.

La procédure qui permet de combiner les différents flux présente les inconvénients suivants:

Pour un même pas de temps, on déconnecte la simultanéité des transferts: on rend compte d'un transfert sur l'axe radial puis on rend compte des transferts verticaux à partir du résultat obtenu du précédent transfert. Cette procédure organise temporellement les deux types de flux. Il n'y a pas simultanéité des flux d'eau dans le système considéré.

Le schéma (Figure 8) peut résumer cette hiérarchisation temporelle

Ce schéma met en avant la différence entre une résolution rigoureuse en 2 dimensions où les transferts se font de manière simultanée et combinée, et l'approche utilisée pour simuler dans le même temps des transferts dans des axes différents.

Les transferts verticaux sont issus de la moyenne du « profil » radial d'humidité. Les transferts ne rendent compte que des mouvements moyens et ignorent l'hétérogénéité radiale provoquée par l'absorption racinaire. Dans cette approche on peut constater que les transferts verticaux sont des transferts de grandeurs moyennes,

on peut dire que l'élément de volume défini par l'espace interracinaire (en relation avec *HMRD*) pour une couche verticale donnée est suffisamment petit pour que les transferts hydriques verticaux se fassent à l'échelle de cet élément moyen. Ceci met en exergue le fait que les transferts radiaux et verticaux sont considérés comme 2 types de mouvements très distincts alors que ceux-ci sont basés sur les mêmes principes physiques.

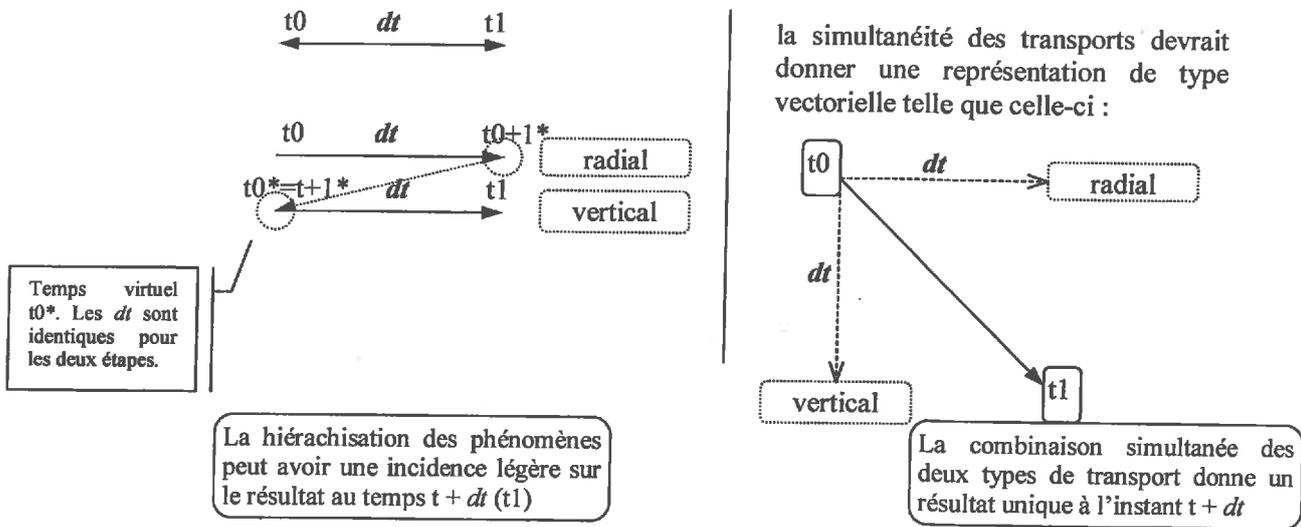


Figure 8 : Organisation temporelle des transferts dans le modèle

L'approche utilisée qui présente certains « défauts numériques » présente des avantages en ce qui concerne la fonctionnalité, tant au niveau temps de calcul que sur la validité des hypothèses inhérentes à ces erreurs. En effet, l'approche utilisée qui découple physiquement les transferts verticaux des transferts radiaux est une hypothèse qui peut paraître forte mais qui se justifie :

- Les plus forts gradients qui permettent la diffusion de l'eau vers les racines sont essentiellement localisés à proximité de la racine (Hainsworth et Aylmore 1989, Mac Coy, 1981, Passiourra 1988), sur les 2/3 du profil radial, les gradients sont assez faibles et l'humidité peut quasiment être considérée comme constante. En conséquence, la moyenne radiale d'humidité divergera uniquement pour le premier tiers du profil d'humidité (c'est là qu'il y a les forts gradients) mais ce premier tiers ne représente qu'une petite fraction du volume total de sol disponible pour la racine (à une profondeur donnée) puisque l'on raisonne à partir d'une symétrie radiale. On peut supposer que les phénomènes de diffusion verticale dans leur approche macroscopique sont liés à des processus qui concernent des éléments de volume plus grands que ceux de l'absorption racinaire et l'échelle de l'élément volumique concerné par les transferts verticaux est proche de celle du volume de sol donné par l'espace interracinaire lui-même (*HMRD*).
- Par ailleurs, la présentation précédente a mis en évidence une organisation temporelle spécifique. Le découplage temporel n'a qu'un effet très faible, voire insignifiant dans la mesure où les pas de temps utilisés pour simuler ces flux sont très petits (inférieurs à 1 minute ; voir chapitre 5). Comme les transferts verticaux sont d'une manière générale plus lents que les transferts liés à l'absorption racinaire (sauf pour les situations d'infiltration), le découplage temporel n'est pas perceptible. La simultanéité ne paraît pas indispensable d'autant que la modélisation rend tout de même compte des deux types de mouvement pendant un pas de temps considéré. On suppose d'une certaine manière que ce découplage n'introduit pas de divergence notable parce que les pas de temps des résolutions sont très faibles, cependant, aucune vérification n'a été réalisée...

II.2.- 2/. les hypothèses inhérentes au modèle d'extraction racinaire et au couplage

L'ensemble des précédents paragraphes a montré les bases physiques du modèle de transfert d'eau dans le sol. Ce sont les conditions aux limites qui vont piloter l'évolution des potentiels, celles-ci vont rendre compte des phénomènes d'absorption, d'infiltration ou d'évaporation.

Cette partie met en avant les différentes hypothèses et couplages qui permettent de relier les transferts d'eau dans le sol (absorption racinaire et transferts verticaux) avec les contraintes climatiques et biologiques qui interviennent directement sur l'évolution de l'état hydrique du sol.

II.2.2.a. le couplage entre le sol, la plante et le climat.

Toute l'élaboration du modèle est concentrée sur l'absorption racinaire parce que c'est le point de départ du fonctionnement hydrique des végétaux. Les transferts au niveau radial, liés à l'absorption racinaire, sont pilotés par les conditions aux limites qui déterminent l'évolution du potentiel hydrique autour des racines et par conséquent de la quantité d'eau absorbée. Cette section nous donne les bases du fonctionnement du modèle au travers l'intervention des facteurs biologiques et climatiques (évaporation et demande de transpiration) qui influencent l'évolution du bilan hydrique et les mouvements d'eau dans le sol. Nous discutons en premier lieu du forçage climatique et de sa répercussion sur l'absorption racinaire (couplage climat → plante → sol) puis de l'ensemble des hypothèses introduites sur le fonctionnement hydrique des plantes en relation avec le sol.

i)- La transpiration maximale comme variable de forçage pour l'absorption racinaire.

Pour la modélisation des transferts verticaux, les variables d'entrée du système (les conditions aux limites) sont, en surface, les précipitations et la demande évaporatoire (E_{sol}^{pot} ; voir III.2.- 3/) et à la limite inférieure du système, les conditions estimées ou mesurées (présence de nappe, flux nul, ...).

Pour la modélisation des phénomènes d'absorption racinaire, on impose que l'intégrale des absorptions de chaque fragment de racine satisfasse la transpiration maximale engendrée par les grandeurs de forçage atmosphérique (voir chapitre 3). Nous introduisons le potentiel racinaire à l'interface racine-sol (noté Ψ_x , relatif aussi au potentiel hydrique dans les vaisseaux conducteurs des racines et homogène sur tout le chevelu racinaire) pour piloter l'absorption (à travers une condition de Dirichlet).

Nous donnons ici les termes suivants (détaillés dans le chapitre 3) pour expliciter les facteurs qui interviennent dans l'absorption racinaire :

- La demande de transpiration ou demande climatique notée EP (W/m^2). C'est une variable climatique qui donne le flux d'eau maximal d'une surface unitaire et uniforme saturée en tous points. Elle est uniquement fonction du climat et des caractéristiques aérodynamiques de la surface. Aucune résistance stomatique à la surface des feuilles n'intervient.
- La transpiration maximale TM ($kg/(m^2.s)$). Elle correspond au flux d'eau maximum effectif d'un couvert bien irrigué : la résistance stomatique minimale et la surface des feuilles sont les facteurs biologiques qui interviennent à travers la variable climatique EP pour rendre compte de cette transpiration maximale effective (voir III.2.2.c).

Dans notre situation, nous utilisons la transpiration maximale comme variable pour le système sol-plante parce que nous introduisons l'hypothèse que la plante ne régule sa transpiration qu'à travers une résistance stomatique minimale et qu'à travers une limitation de l'absorption racinaire (voir la partie II.2.- 3/). Cette hypothèse nous servira de point de départ pour expliquer le fonctionnement hydrique de la plante et en particulier la limitation de la transpiration par le sol (discussion des parties .II.4 et V.5.- 1/)

Dans ce cadre, la demande de transpiration (variable de forçage climatique) qui s'impose sur le végétal aboutit pour une plante donnée (résistance stomatique minimale propre à chaque espèce) à une transpiration maximale qui se répercute instantanément au niveau des racines : on suppose que la transpiration maximale (calculée à partir de la demande de transpiration, voir chapitre 3) est une variable pour le système racinaire et que ce système racinaire cherche à satisfaire cette « demande de transpiration maximale ». Le fonctionnement hydrique de la plante est basé sur l'hypothèse qu'il n'y a pas d'effets réservoir du système plante et que la

cohésion de l'eau est parfaite. Il y a continuité entre l'eau absorbée et l'eau transpirée : (transpiration = eau absorbée).

Nous prenons donc comme variable de forçage pour l'absorption racinaire la transpiration maximale TM . La variable interne du système radial (le potentiel racinaire Ψ_x) sera donc étroitement liée à la transpiration maximale (on a une relation univoque entre la condition à la limite du système racinaire et la transpiration effective qui résulte de l'absorption de l'ensemble des fragments de racines composant le système sol).

ii)- Hypothèses sur les relations entre le sol et la plante.

La section précédente présente le couplage entre le sol (l'absorption racinaire) et le climat à travers l'expression de la transpiration maximale qui fait intervenir les caractéristiques de la plante (voir chapitre 3). Quelques hypothèses supplémentaires sont introduites pour simuler le fonctionnement hydrique des plantes dans le sol, en particulier en ce qui concerne les relations entre le sol et les racines dans des situations particulières.

1- Il est notamment supposé que les transferts d'eau racine \rightarrow sol restent très faibles. Bien que plusieurs travaux montrent l'existence de ces transferts (Richards, Caldwell, 1985, Baker, Van Bavel, 1986), nous les négligerons :

$$\Psi_x > (\Psi_{j=0})^i \rightarrow \text{flux nul à la limite interne de l'espace radial sol}$$

En imposant un flux nul au niveau du contact sol-racine lorsqu'un gradient de potentiel existe dans le sens racine-sol, on suppose qu'une barrière hydraulique se met en place naturellement pour éviter les pertes d'eau des racines (Dirksen, Raats, 1985, Nobel, Sanderson, 1984)

2- Lorsqu'aucun flux d'absorption n'est nécessaire pour la plante (transpiration nulle), le potentiel racinaire tend à s'équilibrer avec le potentiel le plus haut dans le sol en contact avec les racines.

$$\text{Transpiration} = 0 \rightarrow \Psi_x = \max_{i=0}^N [(\Psi_{j=0})^i]$$

Cette hypothèse est utile pendant la nuit où l'on voit le potentiel racinaire s'équilibrer progressivement avec le potentiel du sol et notamment atteindre le potentiel du sol le plus haut (le plus « humide »). L'évolution de ce potentiel pendant la nuit est associée à la redistribution de l'eau autour des racines. Ce potentiel racinaire en fin de nuit est assimilable au potentiel de base si la réhumectation autour des racines est totale.

II.2.2.b. recherche du potentiel racinaire adapté

i)- hypothèse du potentiel racinaire uniforme

Bien que ce soit une approche critiquée par des expérimentations mettant en défaut cette hypothèse (Frensch et Steudle 1989, Melchior et Steudle 1993) ou par des modélisations nouvelles des transferts d'eau dans le système racinaire (Doussan et al 1998, Nobel et Alm, 1993), on va considérer que le potentiel racinaire est uniforme sur tout le chevelu racinaire. Cette hypothèse permet de connecter l'ensemble des racines sous le même potentiel hydrique et elle permet de s'affranchir de toute l'hydraulique de la plante en considérant qu'au sein de la plante, les résistances sont plutôt faibles devant toutes les autres qui sont présentes dans le continuum sol-plante-atmosphère. Cette hypothèse assez forte se justifie par plusieurs points, en particulier par le fait que les résistances longitudinales dans les racines (circulation de l'eau dans les vaisseaux du bois des racines) sont plutôt faibles devant celles qu'il est intéressant de modéliser et mesurer (résistance stomatique et résistance sol-racine) (voir notamment le modèle de circulation dans les racines de Steudle 1994 et les considérations de Tinker (1976) ou Huang et Nobel (1994) qui estiment le rapport des résistances radiales sur celles axiales entre 100 et 1000). De plus, l'approche envisagée ne cherche pas à décrire finement les transferts dans la plante, l'objectif principal étant de connaître finalement le bilan hydrique pour différents systèmes et de préciser le rôle du sol et de son assèchement sur la transpiration (la modélisation des transferts dans la plante ne sera envisagée que si le rôle de ceux-ci apparaît nécessaire pour une meilleure compréhension des processus d'absorption).

Le schéma présenté précédemment (Figure 2) met en évidence la justification de cette hypothèse où l'on remarque que les plus grands gradients de potentiel ne sont pas localisés dans la plante mais plutôt entre le sol et la plante et entre la feuille et l'atmosphère.

ii)- gestion du potentiel racinaire adapté pour satisfaire la transpiration maximale

Le système radial est décrit à partir d'une maille à la limite de laquelle on retrouve un potentiel racinaire. Celui-ci imposera à travers une condition de Dirichlet, une absorption propre à chaque fragment de racine par couche de sol Δz_i donné. Le potentiel racinaire sera tel que l'intégrale des absorptions de chaque fragment de racine constituant l'ensemble du chevelu racinaire devra satisfaire la transpiration maximale. On explique la démarche précisée ci-dessous.

En d'autres termes, on peut dire que la plante ajuste son potentiel racinaire pour puiser la quantité d'eau satisfaisant exactement la transpiration maximale TM (assimilée ici comme une variable de forçage au niveau racinaire). La modélisation de l'absorption est donc basée sur cette hypothèse et la gestion de l'absorption racinaire va être réalisée à partir d'une recherche du potentiel racinaire qui permet de soustraire au sol la quantité d'eau exacte pour équilibrer absorption et transpiration maximale.

Explicitement, pour la modélisation, on va imposer préalablement au niveau de l'interface racine-sol un potentiel qui sera égal au potentiel du sol le plus haut et identique pour tous les profils radiaux des différentes cotes z (homogénéité du potentiel racinaire). La recherche du potentiel au temps t (et pendant dt) se fait de manière itérative jusqu'à ce que l'on trouve le potentiel adapté pour la transpiration maximale à ce temps t . Cette recherche se fait en diminuant le potentiel si celui-ci ne satisfait pas exactement la transpiration maximale imposée à l'issue de la résolution de l'ensemble des systèmes radiaux représentant le chevelu racinaire pendant dt . La procédure de recherche est visuellement explicitée sur l'organigramme Figure 9 et les différents détails sont précisés ci-dessous :

Pour chaque couche de sol, on introduit un potentiel racinaire Ψ_x donné identique pour toutes les couches (la recherche débute avec le potentiel du sol le plus haut).

- Si $\Psi_x \geq (\Psi_{j=0})^i$, on impose un flux nul à la limite interne (pas d'absorption ni de flux racine \rightarrow sol)
- Si $\Psi_x < (\Psi_{j=0})^i$, il y a une absorption racinaire pendant le pas de temps dt évaluée par la résolution du système radial considéré avec la condition de potentiel imposé Ψ_x à la limite interne.

La quantité d'eau dans le volume élémentaire défini dans « un système radial » entourant la racine est donnée par les limites de cet élément ($j = 0$ à $j = Nr$ correspondant au rayon racinaire et à $HMRD(z_i)$; les indices j correspondent au maillage radial et les indices i au système vertical) : à un temps t donné, en z_i , Q_i^t est la quantité d'eau comprise dans l'élément radial de longueur unité (kg d'eau par unité de longueur de racine (kg/m)) :

$$Q_i^t = \rho_{eau} \cdot \pi \cdot \sum_{j=0}^{Nr} 2 \cdot r_j \cdot \Delta r_j \cdot \theta_j^i \quad (II-13)$$

Donc, pour intégrer la variation de quantité d'eau de l'élément radial au cours du temps, on a pour la cote z_i de l'espace vertical considéré :

$$\Delta Q_i^{dt} = (Q_i^{t+1} - Q_i^t) / dt \quad (II-14)$$

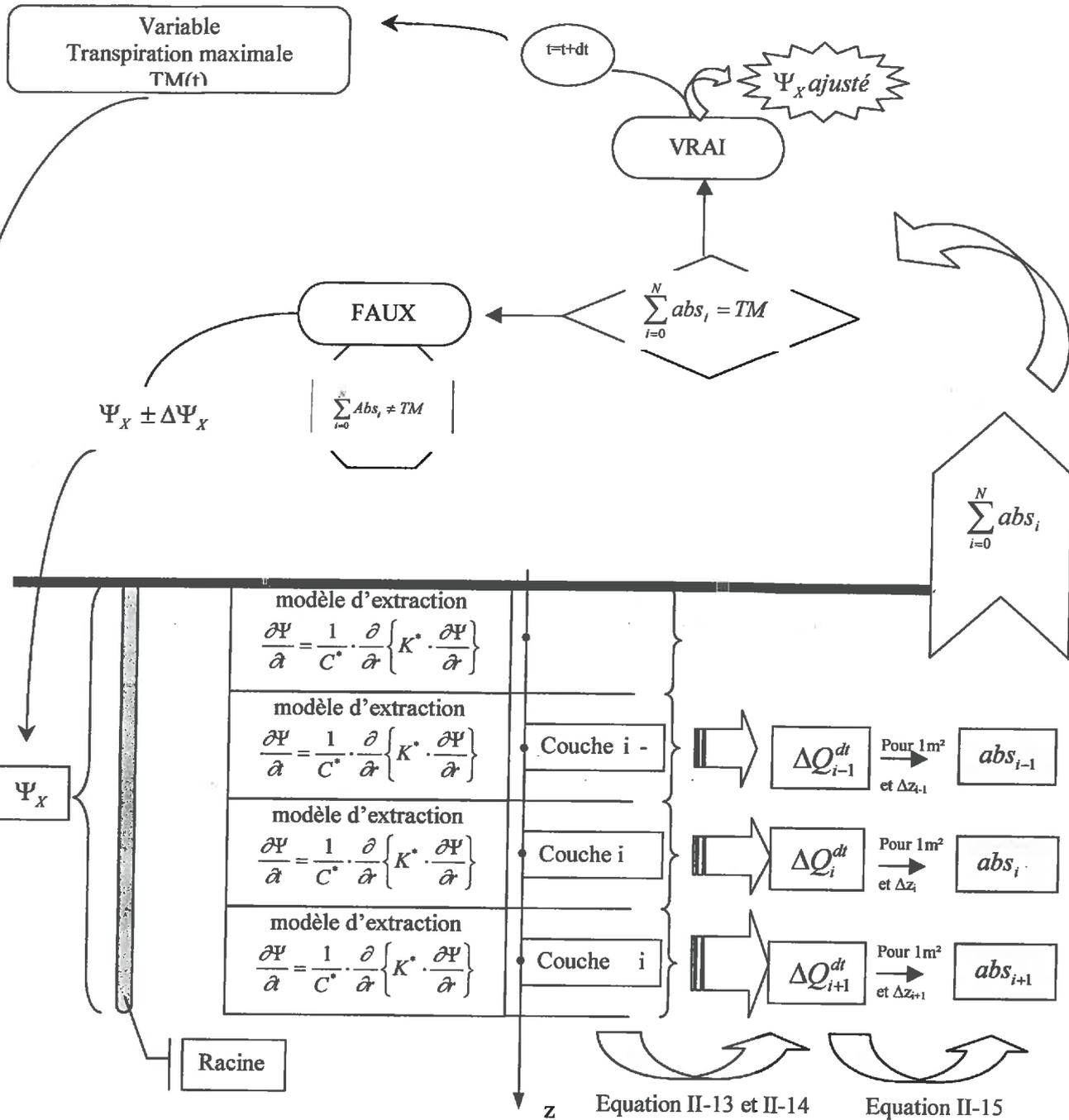


Figure 9 : Fonctionnement de la recherche de potentiel racinaire pour satisfaire la transpiration imposée.

L'équation (II-14) permet de connaître l'extraction d'eau engendrée par le potentiel racinaire imposé pendant un pas de temps dt pour la cote z_i et par unité de longueur de racine (ΔQ_i^{dt} s'exprime en kg d'eau extrait par unité de longueur de racine par unité de temps ; kg/(m.s))

On trouve donc que pour z_i et une couche de sol Δz_i , le flux d'extraction de l'ensemble des racines comprises dans la couche de sol Δz_i (kg/(m².s)) vaut :

$$abs_i = \rho_{Rac}(z_i) \cdot \Delta z_i \cdot \Delta Q_i^{dt} \quad (II-15)$$

Pour l'ensemble des couches Δz_i traitées (sur tout le chevelu racinaire), il y a une absorption racinaire totale par unité de surface de sol :

$$Abs = \sum_{i=0}^N abs_i \quad (II-16)$$

Abs correspond à la quantité d'eau extraite par unité de surface de sol par tout le chevelu racinaire pour une surface de référence au sol pendant le pas de temps dt (kg/(m².s)). Parce que l'on fait directement correspondre absorption racinaire et transpiration, cette valeur se rapporte directement à la transpiration du couvert pour l'unité de surface considéré (*TM* est une quantité d'eau transpirée par unité de surface pendant une unité de temps donnée : kg/(m².s)).

Toutefois, si la quantité d'eau extraite due au potentiel racinaire imposé n'est pas égale à la transpiration maximale qui est la variable initiale introduite comme variable de forçage, le potentiel n'est pas satisfaisant et ne correspond pas au potentiel réel adapté. Une procédure de recherche est donc introduite pour estimer le potentiel racinaire satisfaisant la transpiration imposée (on diminue le potentiel racinaire imposé). Cette recherche permet d'estimer ainsi le potentiel qui extrait la quantité exacte d'eau pour satisfaire la transpiration.

II.2.- 3/. Le frein à la transpiration maximale

Dans l'approche jusqu'ici présentée, les régulations biologiques sont totalement occultées et on ne présente aucun frein à la transpiration (à l'absorption racinaire). Or, Il est évident que la plante ne satisfait pas toujours cette « demande » parce qu'il intervient notamment des régulations liées au dessèchement du sol. Cette régulation est souvent décrite à partir de fonctions empiriques, tout du moins n'est-elle pas explicitée physiquement mais plutôt par un ensemble de processus physiologiques (sécrétion d'acide abscissique, turgescence et pressions osmotiques des cellules stomatiques et épidermiques, ...) qui sont regroupés dans la (les) fonction(s) introduisant la régulation. Dans notre modélisation des processus élémentaires de transfert d'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère, on va considérer que la plante peut satisfaire la transpiration maximale (*TM*) tant qu'aucune « information » provenant du sol ne la renseigne d'un trop fort potentiel hydrique empêchant l'absorption. Les phénomènes de régulation stomatique dus à l'état hydrique du sol sont supposés nuls parce que l'on cherche à connaître uniquement l'effet du dessèchement du sol sur l'absorption en tant que telle. Avec cette hypothèse, on suppose que l'état hydrique et les caractéristiques propres de la diffusion de l'eau dans le sol autour des racines sont capables de limiter l'absorption racinaire et par-là peuvent rendre compte d'un frein à la transpiration.

La limitation de la transpiration telle qu'elle est présentée n'aboutit pas au schéma classique suivant :
état hydrique du sol => régulation stomatique => frein à la transpiration

L'assèchement préférentiel autour des racines conduit à des changements de caractéristiques hydriques du sol tels que les diffusions dans le sol à proximité des racines deviennent assez faibles pour limiter directement la captation d'eau par les racines. La limitation de la transpiration maximale est donnée par un schéma du type
état hydrique du sol => limitation de l'absorption => régulation stomatique => frein à la transpiration.

Certes, les résultats ne prennent pas en compte les régulations biologiques fines, mais cette approche permet de voir quel rôle la physique des transferts d'eau dans le sol peut avoir sur les phénomènes de transpiration et plus particulièrement lors de phases de dessèchement car le sujet est controversé dans bien des situations (Passiourra 1988, Doussan, 1998).

La modélisation de la limitation de l'absorption se scinde en deux mécanismes :

- ◆ une limitation physiologique liée aux propriétés hydrauliques de la plante : le potentiel racinaire d'une plante donnée ne peut descendre en dessous d'une valeur seuil. Le potentiel seuil est corrélé aux capacités de transfert des tissus cellulaires.
- ◆ une limitation liée à la physique des transferts de l'eau dans un milieu poreux. Lors de phases d'assèchement, la conductivité du sol devient suffisamment faible pour ne plus permettre de diffuser rapidement l'eau liquide. Nous dirons qu'il y a un « effet manchon » engendré par un flux limite.

II.2.3.a. cas classique du potentiel racinaire seuil

La situation présentée fait appel à la notion de potentiel en dessous duquel la plante ne peut pas descendre et qui peut faire référence d'une certaine manière au potentiel de flétrissement. C'est uniquement et simplement par ce biais que la physiologie de la plante est introduite en tant que facteur actif. En conséquence, pour chaque transpiration réelle obtenue (TR) différente de la transpiration maximale imposée parce que le potentiel seuil de la plante est atteint, on suppose que l'on a une régulation stomatique qui s'adapte à l'absorption pour éviter le dessèchement de la plante. C'est à dire que l'absorption racinaire engendrée par le potentiel racinaire seuil (qui ne satisfait pas la transpiration maximale) induit directement une transpiration réelle (TR) sans régulation stomatique supplémentaire à celle qui se met en place pour adapter absorption et transpiration. Les sections suivantes expliquent le fonctionnement du modèle du point de vue de la limitation par un potentiel racinaire seuil.

i)- hypothèses

La recherche du potentiel (procédure itérative pour un pas de temps dt donné) évolue tant que le potentiel racinaire imposé à la limite des systèmes radiaux ne dépasse pas un potentiel seuil fixé. Ce potentiel racinaire seuil est pris égal au point de flétrissement permanent de la plante considéré.

A partir du moment où la recherche du potentiel atteint la valeur seuil donnée, le potentiel racinaire ne peut plus diminuer et le potentiel racinaire qui s'impose sur tous les systèmes radiaux est égal à ce potentiel seuil. Celui-ci étant par conséquent supérieur à la valeur adaptée pour satisfaire la transpiration maximale, l'absorption racinaire sera plus faible que ce qui est imposé climatiquement (à travers la transpiration maximale TM). Le flux d'eau de la plante vers l'atmosphère sera qualifié de transpiration réelle (TR) en réduction par rapport à la transpiration maximale qui demeure l'entrée du modèle sol.

ii)- Analyses

Ce choix d'introduire une discontinuité aussi abrupte en donnant une valeur seuil est difficile à justifier physiologiquement parce que c'est une loi du tout ou rien. Nous avons fixé comme régulateur de la transpiration un potentiel racinaire parce que les recherches actuelles se penchent fortement sur les processus de fermeture stomatique en réponse au dessèchement de la racine (Zhang et Davies 1989, Tardieu et al 1991). Nous choisissons de ne pas faire intervenir de régulation stomatique tant que le potentiel racinaire n'atteint pas un seuil. En revanche, à partir du moment où cette valeur seuil est atteinte, la résistance stomatique s'adapte à l'absorption engendrée par ce potentiel. Pour justifier théoriquement l'introduction d'une valeur seuil dans la procédure de recherche du potentiel racinaire adapté à la transpiration maximale, on suppose que les tissus des racines ne sont pas adaptés à descendre à des potentiels inférieurs à cette valeur seuil (possibilité de mort cellulaire) En conséquence, le potentiel de la racine reste à cette valeur afin de maintenir ses capacités de transferts d'eau.

Ce potentiel limite est souvent utilisé dans les modèles d'absorption racinaire (Lafolie, 1989, Maraux, 1990, Feddes, 1978) en réponse aux notions de point de flétrissement permanent.

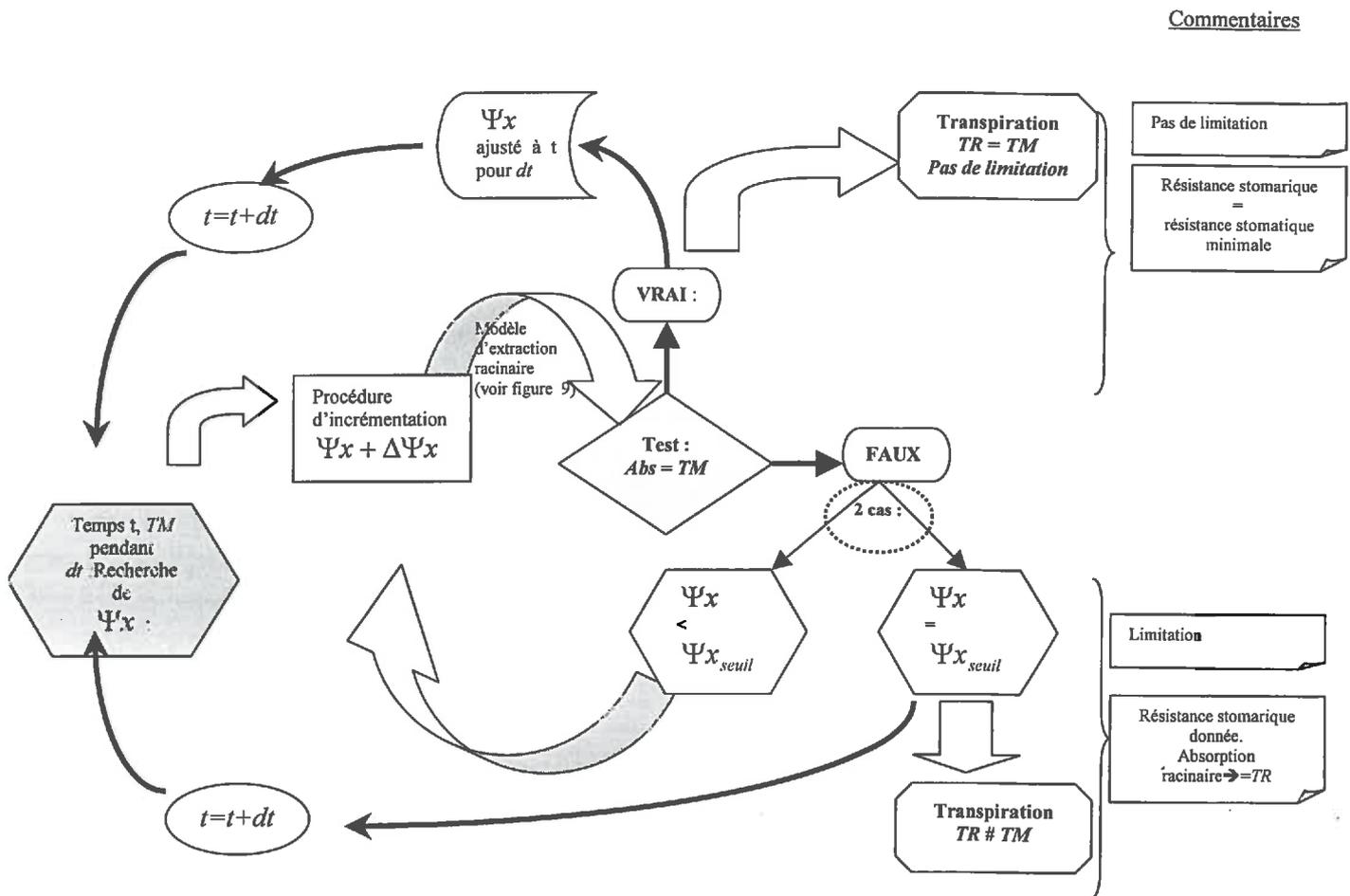


Figure 10 : Présentation de la limitation de la transpiration maximale par un potentiel racinaire seuil.

Ce petit schéma résume rapidement l'introduction d'une valeur de potentiel en dessous de laquelle la plante considérée ne peut plus descendre. Les conséquences se répercutent sur la procédure de recherche du potentiel racinaire (il y a une limite à cette recherche) et par conséquent sur la transpiration de la plante.

II.2.3.b. le flux d'absorption limite

Le deuxième type de limitation pour l'absorption est la limitation « physique » qui s'établit lorsque l'assèchement du sol est suffisamment important pour restreindre voire empêcher les transferts d'eau liquide. Cette limitation est liée essentiellement aux caractéristiques hydrodynamiques du sol. Elle apparaît parfois dans les descriptions des différentes phases de l'évaporation d'un sol à travers des résistances de surface (Hanks et Ashcroft, 1975, Chanzy, 1991) mais elle n'est que très rarement mise en avant dans les modélisations. Ce flux limite est ici démontré et mis en place dans le modèle.

i)- Description

Lors de l'absorption racinaire, de forts gradients de potentiel s'établissent autour de la racine. La conductivité hydraulique du sol pilote la vitesse de réapprovisionnement du sol en contact avec la racine. Elle joue le rôle

de frein au transfert et c'est à travers sa diminution que les limitations peuvent intervenir car la conductivité diminue avec l'assèchement du sol.

Un « effet manchon » peut apparaître et réduire l'absorption parce que les propriétés hydrauliques de ce manchon sont telles que la diffusion devient très faible à proximité des racines et ne permet plus de réalimenter suffisamment les fractions de sol en contact avec les racines. L'absorption racinaire est freinée parce que les caractéristiques de diffusion de l'eau dans un sol sec ne peuvent plus permettre intrinsèquement un flux d'extraction donné. On rencontre un flux limite pour une humidité donnée du sol.

ii)- Analyse et démonstration pour un régime permanent

Explicitement, on peut montrer que le flux dans un espace radial restreint est borné par un flux limite à un temps t donné pour une humidité donnée en régime permanent :

On définit le flux radial (kg d'eau par unité de longueur et par unité de temps) en un point de l'espace donné de la manière suivante :

$$q_r = -\rho_{eau} \cdot r \cdot K(\Psi) \cdot \frac{\partial \Psi}{\partial r} \quad (II-17)$$

A un instant donné, sur un espace radial limité entre une distance au centre r_1 et une distance r_2 , on peut calculer le flux d'un point noté « 2 » vers le point noté « 1 » (q_{r1-2}) à partir de l'équation :

$$q_{r1-2} = \rho_{eau} \cdot \frac{1}{\ln\left(\frac{r_1}{r_2}\right)} \cdot \int_{\Psi_1}^{\Psi_2} K(\Psi) \cdot d\Psi \quad (II-18)$$

L'intégrale de l'équation (II-18) est le potentiel d'écoulement (ou potentiel de Kirchhoff). En supposant que la conductivité n'est fonction que du potentiel Ψ (Ψ_1 et Ψ_2 correspondent respectivement au potentiel en r_1 et r_2 exprimés en mètre), on retrouve :

$$q_{r1-2} = \rho_{eau} \cdot \frac{1}{\ln\left(\frac{r_1}{r_2}\right)} \cdot [U(\Psi_2) - U(\Psi_1)] \quad (II-19)$$

où $U(\Psi)$ est la primitive de la fonction $K(\Psi)$.

Cette formulation permet de montrer qu'à t donné, il existe un flux limite (il y a un flux maximum) pour un potentiel Ψ_2 donné si le potentiel Ψ_1 tend vers $-\infty$:

$$q_{r1-2}(\text{limite}) = \rho_{eau} \cdot \frac{1}{\ln\left(\frac{r_1}{r_2}\right)} \cdot [U(\Psi_2)] = \text{Cste} \quad (II-20)$$

car $U(\Psi_1) \rightarrow 0$ si Ψ_1 tend vers $-\infty$.

(La primitive de la conductivité hydraulique est nulle pour le potentiel Ψ_1 qui tend vers $-\infty$: la fonction $K(\Psi)$ du sol est une fonction monotone décroissante qui tend vers 0 pour Ψ décroissant de 0 à $-\infty$)

Cette démonstration montre qu'il existe un flux limite qui est atteint pour un potentiel Ψ_2 donné lorsqu'en r_1 le potentiel tend vers $-\infty$.

On a bien un flux limite entre deux points d'un système radial si la conductivité hydraulique est décroissante et tend vers 0 lorsque le potentiel décroît. On peut appliquer cette démonstration à notre situation bien précise si l'on était en régime permanent : la distance r_1 correspond au rayon racinaire, le potentiel Ψ_1 au

potentiel au niveau de la surface de contact racine-sol (potentiel racinaire Ψ_x) et l'indice 2 aux grandeurs localisées à la distance interracinaire $HMRD$.

Cette approche analytique n'est pas mise en place parce qu'elle n'intègre pas la dynamique temporelle et les régimes transitoires et parce que le potentiel racinaire ne peut tendre vers $-\infty$. Toutefois, il est intéressant de retenir qu'un flux limite « physique » existe entre deux points.

iii)- Potentiel limite au sein de la résolution numérique

On peut montrer que le flux entre deux points présente un extremum si l'écart de potentiel entre ces points est croissant. Nous utilisons les termes Ψ_x et $(\Psi_0)^r = \Psi_0^r$ pour expliquer notre propre situation dans une couche de sol donnée i (Figure 6) :

$$q_{rx-0}^F = \rho_{eau} \cdot K_{-1/2}^* \cdot \frac{\Psi_x - \Psi_0^r}{\Delta r_{-1/2}} \quad (II-21)$$

Cette expression donne le flux par unité de longueur de racine (kg d'eau/(m.s)) entre le nœud x qui correspond à la surface de la racine et le nœud 0 qui est le nœud à proximité de la racine (Figure 6). Le terme $K_{-1/2}^*$ combine la notion de distance et de conductivité hydraulique au niveau de l'entre-nœud (voir équation (II-8) ayant simplifié les écritures, unités = m^2/s).

$K_{-1/2}^*$ s'exprime de la façon suivante :

$$K_{-1/2}^* = \left((R_{rac} \cdot K(\Psi_x)) (r_0 \cdot K(\Psi_0^r)) \right)^{1/2} \quad (II-22)$$

En conséquence, à un temps t , le flux q_{rx-0}^F est donné en fonction d'un écart entre Ψ_x et Ψ_0^r .

Pour un potentiel hydrique Ψ_0^r donné à l'instant t , ce flux est croissant pour un écart croissant de Ψ_x et Ψ_0^r puis il atteint un extremum et devient décroissant (la conductivité hydraulique $K_{-1/2}^*$ décroît plus vite que n'augmente l'écart de potentiel).

La figure suivante (Figure 11) représente ce flux en fonction de l'écart $\Psi_x - \Psi_0^r$ pour 3 valeurs de Ψ_0^r donné. Nous avons choisi d'illustrer cette figure à partir de données réalistes qui ont été obtenues pendant l'expérimentation sur les poquets de maïs à Grignon (voir Chapitre 4 et 5). La relation $K(\Psi)$ utilisée est celle ajustée à l'horizon de surface du sol de Grignon. Les trois courbes correspondent à trois valeurs différentes du potentiel Ψ_0^r (-0.03MPa, -0.155 MPa et -0.452 MPa) soient respectivement à 34%, 23% et 15.5% d'humidité volumique. Le rayon racinaire est de 0.5mm et la distance entre le centre de la racine et le nœud correspondant à Ψ_0^r est de 1mm.

On peut noter que les courbes représentées ont chacune un extremum fonction du potentiel Ψ_0^r . L'existence d'un extremum est due à la forte décroissance de la conductivité K_x qui tend vers 0 au fur et à mesure que l'écart $\Psi_x - \Psi_0^r$ augmente. On parle d'un flux limite pour un état hydrique donné parce que le calcul de la conductivité aux entre-nœuds (équation (II-22)) à partir d'une moyenne géométrique induit un extremum du fait de la très forte décroissance de la conductivité hydraulique au niveau de l'entre-nœud. Ce flux limite correspond à un assèchement du sol tel qu'au niveau de la surface de la racine, une barrière hydraulique s'est formée et ne permet plus d'augmenter l'absorption d'eau. On parlera ainsi « d'effet manchon ».

Cette figure permet de présenter les caractéristiques suivantes de la diffusion de l'eau autour des racines :

- ◆ A même écart de potentiel, le flux d'absorption est fonction de l'humidité du sol à proximité des racines et il est d'autant plus faible que le sol est sec. C'est une remarque triviale car la conductivité hydraulique est décroissante avec celle de l'état hydrique du sol.
- ◆ La valeur de l'écart où l'extremum est atteint, est fonction de l'état hydrique du sol. La relation $K=f(\Psi)$ détermine cette valeur.

- ◆ Un calcul approximatif permet de confronter les résultats à une certaine réalité : un flux limite d'absorption pour l'ensemble des racines peut être calculé: le flux limite d'absorption par unité de longueur de racine pour une humidité de 34% est de $2E-5 \text{ kg}/(\text{m}\cdot\text{s})$ et est atteint pour un écart de potentiel entre $\Psi_x - \Psi_0'$ de -0.04MPa (-4m). Pour une densité racinaire constante de $3000\text{m}/\text{m}^3$, une surface au sol de 1m^2 et une profondeur d'enracinement de 1m , on déduit que l'absorption limite est de $0.075 \text{ kg}/(\text{m}^2\cdot\text{s})$ (équation (II-15)), soit de $1.8E5 \text{ W}/\text{m}^2$ si l'on exprime cette absorption limite en terme de flux de vaporisation. On en déduit facilement qu'à cette humidité, le sol n'est pas limitant et peut fournir avec un faible potentiel racinaire toute l'eau qui peut être demandée climatiquement. Au contraire, pour le sol sec à 15.5%, le flux limite (toutes autres conditions restants égales) est de $2E-8 \text{ kg}/(\text{m}\cdot\text{s})$ ce qui correspond à une absorption limite équivalente à un flux de transpiration de $180 \text{ W}/\text{m}^2$. Ce flux est de l'ordre de grandeur du flux de transpiration maximale d'une plante et constitue une valeur faible pour une belle journée. Ce flux limite est atteint pour un écart de potentiel de -0.75MPa (-75m) ce qui donne un potentiel racinaire de -1.2 MPa (-120m) qui est proche des potentiels de flétrissement classiques. On peut donc bien rencontrer des situations où le sol devient limitant pour ce qui concerne le transfert d'eau sol-racine.

La procédure de recherche du potentiel racinaire permet de déceler la valeur limite à travers la diminution progressive du potentiel racinaire. En effet un simple test sur la croissance (ou non) du flux pour chaque couche verticale permet de se situer sur la courbe « flux en fonction de l'écart de potentiel ». Pour correspondre à une certaine réalité physique et biologique, bien que l'extremum puisse être atteint dans une couche donnée i , la recherche du potentiel se poursuivra tant que la diminution du potentiel racinaire permettra d'augmenter le flux d'absorption total car l'absorption dans les autres couches verticales n'est pas forcément limitée. *Note* : Le flux d'absorption pour la couche i est alors pris égal à l'extremum sans rendre compte de la décroissance observée sur la *Figure 11*.

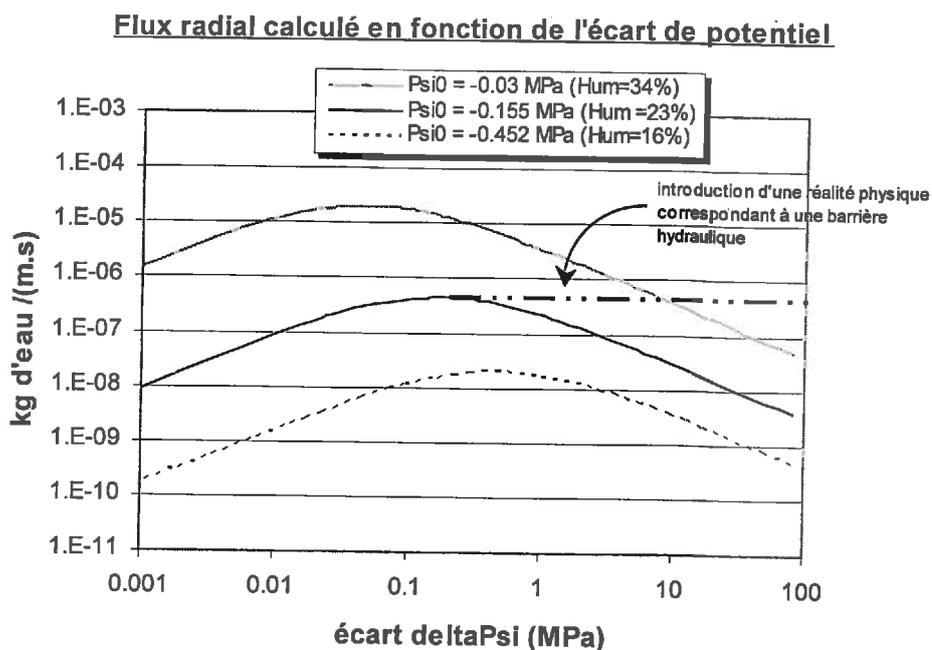


Figure 11: flux d'extraction d'eau (kg/(m.s)) en fonction de l'écart de potentiel entre la surface de la racine et celui du sol à proximité de la racine.

Pour résumer, l'extraction racinaire d'eau est limitée lorsque la diminution du potentiel Ψ_x ne permet pas d'augmenter cette extraction. Les caractéristiques de la conductivité hydraulique à proximité de la racine sont telles que l'augmentation du gradient de potentiel n'a plus d'effet sur l'absorption racinaire parce que la conductivité du sol diminue d'autant plus que le gradient augmente. Cette barrière hydraulique qui impose un flux d'absorption limite permet de mettre en place dans le modèle un module qui vérifie si les caractéristiques du sol sont telles que la diffusion de l'eau autour des racines engendre un « effet manchon ».

iii)- Mise en place dans le modèle de la limitation de l'absorption par les caractéristiques hydrodynamiques du sol.

Les explications présentant cette limitation peuvent être mises en application au sein de la résolution numérique et du modèle informatique. Elle est mise en place à partir de la recherche du potentiel racinaire adapté.

Le schéma suivant (Figure 12) reprend l'organisation des séquences pour la recherche du potentiel adapté en incorporant une limitation de l'absorption par la formation d'une barrière hydraulique si l'extraction racinaire n'augmente plus en diminuant le potentiel racinaire.

Cette modélisation des phénomènes de limitation de la transpiration réelle par rapport à la transpiration potentielle imposée présente l'avantage de ne décrire que des processus physiques macroscopiques sans faire intervenir par le biais de fonctions empiriques les réactions biologiques de la plante vis à vis de la contrainte hydrique. On parlera d'un « effet manchon » ou de la formation d'une « barrière hydraulique ».

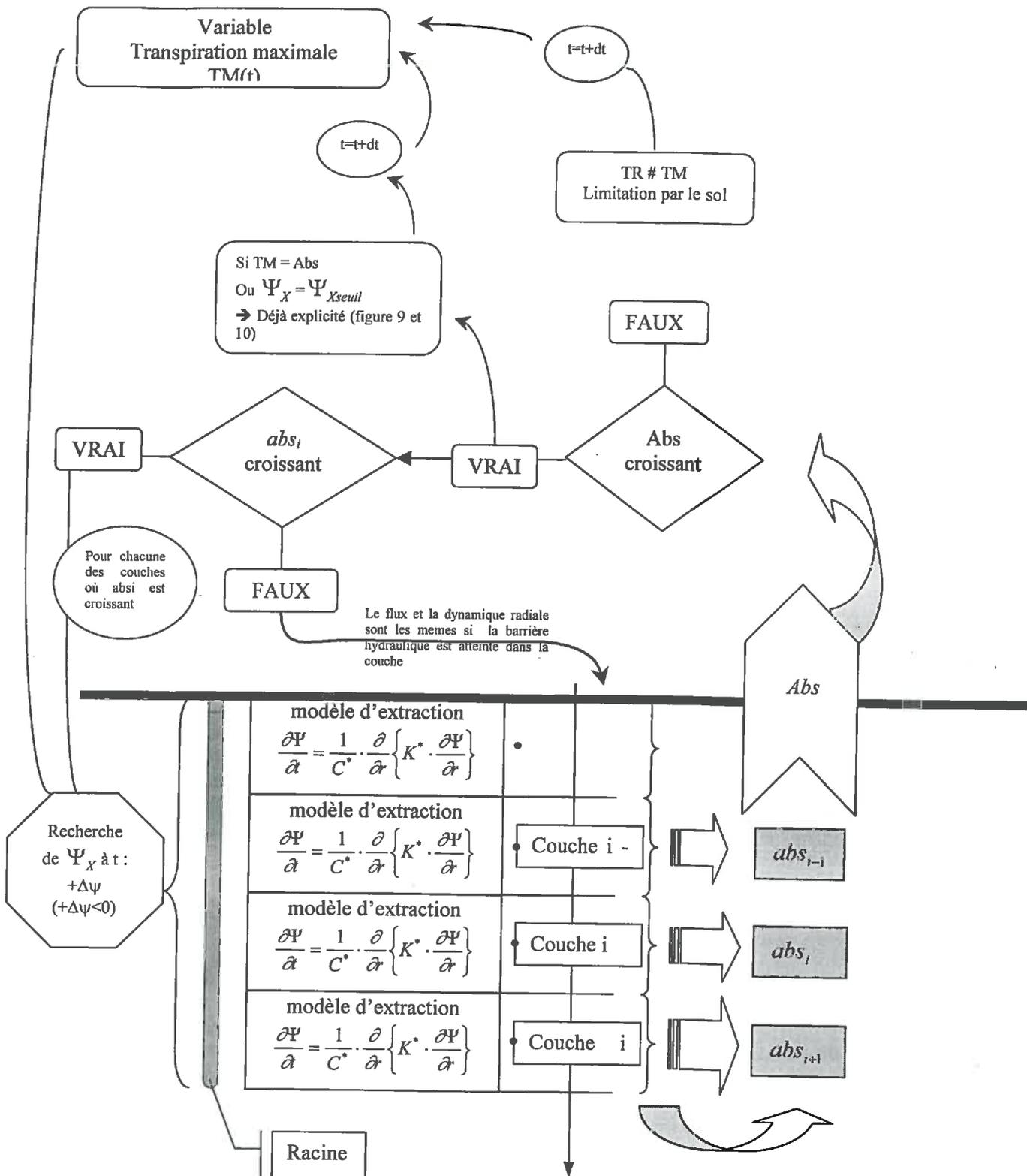


Figure 12: présentation de l'ensemble des limitations de la transpiration à travers la séquence de recherche du potentiel racinaire adapté à la transpiration potentielle maximale

II.3. Etude comparée des transferts d'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère.

On peut évaluer l'intérêt du modèle et des hypothèses sur lesquelles il est basé à travers une étude comparée autour des deux thèmes qui forment la spécificité du modèle :

* La combinaison des transferts à deux échelles d'espace différents : le transfert vertical qui intéresse une échelle relativement grande et le transfert radial qui simule le transfert extrêmement local autour de la racine. Une approche tridimensionnelle ou bidimensionnelle des flux dans le sol rend compte de la combinaison de ces transferts sans passer par les simplifications présentées en II.2.- 1/. Une comparaison qualitative des résultats obtenus avec un modèle 2D permet de faire ressortir à la fois la validité des hypothèses et à la fois l'intérêt de cette approche plus simple.

* Le frein à la transpiration qui est introduit à travers l'état hydrique du sol et en particulier à travers une limite d'absorption racinaire. Cette limite d'absorption est dictée soit par un potentiel limite qui impose un flux donné, soit par les caractéristiques du sol qui limitent de façon intrinsèque les transferts.

Cette approche de la régulation de la transpiration et les résultats que la modélisation engendre nous amène à réfléchir sur la résistance stomatique et les relations stomates-état hydrique du sol.

II.3.- 1/. Comparaisons avec des résultats d'un modèle qui gère les flux bidirectionnels.

Le modèle qui sert de base de référence est présenté succinctement ici :

Dans cette partie, nous avons choisi de comparer les résultats du modèle mis en place avec les simulations d'un modèle qui fonctionne sur les mêmes principes physiques mais avec une approche en 2 dimensions (Lafolie et al 1991). Cette comparaison qualitative a pour objectif de confirmer le fonctionnement théorique du modèle mais plus spécialement de voir les différences engendrées par une approche en 2 dimensions qui permet de prendre en compte l'hétérogénéité de la distribution du chevelu racinaire.

II.3.1.a. Présentation du modèle d'extraction en deux dimensions.

Les transferts dans le sol sont gérés en deux dimensions à partir de l'équation de Richards et de la description sur un plan vertical des impacts racinaires et de l'humidité. L'absorption racinaire est engendrée par un potentiel en chaque point de l'espace décrivant une racine. Comme pour notre cas, le modèle part de l'hypothèse que des racines qui sont placées dans les mêmes conditions environnementales, ont la même aptitude à absorber l'eau et le potentiel racinaire est homogène pour toutes les racines. Celui-ci est calculé à chaque pas de temps afin de minimiser la différence entre la transpiration maximale et l'absorption racinaire. Il ne peut descendre en dessous d'une valeur seuil fixée ce qui induit une limitation de la transpiration.

Les différences entre notre propre approche et celle de Lafolie et al (1991) sont essentiellement basées sur la diffusion de l'eau dans un espace à deux dimensions et sur la surface de contact des racines. Dans notre cas, les racines ont une surface de contact avec le sol et l'augmentation du rayon de la racine augmente cette surface alors que le modèle 2D ne fait intervenir l'absorption qu'à travers des impacts racinaires sans surface. Par ailleurs, la disposition dans l'espace des impacts racinaires permet de prendre en compte une distribution agrégée, aléatoire ou homogène des racines qui n'est pas possible dans notre situation précise.

II.3.1.b. résultats

Nous présentons ici les résultats de la simulation des deux modèles, les figures notées « (a) » indiquent que celles-ci sont issues de nos propres simulations tandis que celles notées « (b) » sont issues du modèle 2D. Afin de pouvoir comparer les différents résultats, nous nous sommes placés à partir des mêmes conditions dans le sol : même état hydrique initial et même caractéristiques hydrodynamiques (sol argilo-limoneux dont les propriétés hydrodynamiques sont données pour la relation de Van Genuchten (1980) (voir équation (IV-1)) : $\theta_s = 0.369$, $\theta_r = 0.001$, $\alpha = 0.842 \text{ (m}^{-1}\text{)}$, $n = 1.18$, $K_s = 1.E-6 \text{ m/s}$ et $p = 0.5$), de densité racinaire (1250 m/m^3) et même demande de transpiration (6 mm/j suivant une distribution Gaussienne et une demande de transpiration nocturne de 0.01 mm/h). Un potentiel seuil est fixé à $-1,5 \text{ MPa}$ (-150 m).

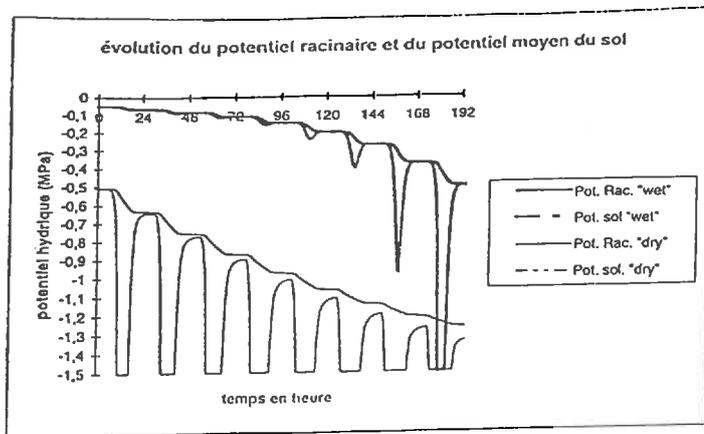
La *Figure 13* montre l'évolution du potentiel hydrique des racines (trait plein) et celle de l'état hydrique moyen du sol (trait en pointillé) à partir de deux conditions hydriques initiales différentes : les courbes sur la partie supérieure du graphique sont issues d'une « condition initiale humide » ($-0,05 \text{ MPa}$) et celles de la partie inférieure le sont de la « condition initiale sèche » ($-0,5 \text{ MPa}$).

Les deux modèles ont reproduit une évolution temporelle du potentiel racinaire qui répond aux variations nycthémérales de la demande de transpiration (*Figure 14*). On peut constater que la faible demande de transpiration nocturne permet une réhydratation de la racine à travers la redistribution de l'eau puisqu'il n'y a plus de conditions de pompage liée à la transpiration (très faible transpiration). L'assèchement progressif du sol entraîne par ailleurs des amplitudes de variation croissante du potentiel racinaire. Ce dessèchement général du sol et la formation de gradients de potentiels élevés autour des racines engendrent une réduction de la disponibilité de l'eau pour la plante. Le potentiel racinaire seuil est atteint pour les deux types de simulation pour le même état hydrique du sol, c'est à dire pour un potentiel hydrique du sol de -0.5 MPa au 8^{ème} jour de simulation à partir de la « condition initiale humide ». On constate également que le potentiel racinaire lorsque le sol est sec ($\Psi_{\text{sol}} < -0,7 \text{ MPa}$) ne permet plus à la plante de retrouver l'état hydrique du sol moyen pendant la nuit. La diffusion de l'eau dans le sol pour ces conditions est trop lente pour permettre une redistribution totale de l'eau autour des racines. Ce phénomène est plus amplifié à partir du modèle 2D. (voir explication ci-dessous).

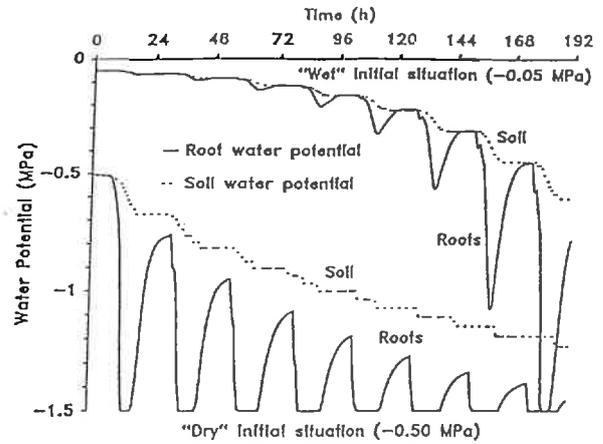
La *Figure 14* présente la transpiration réelle obtenue à partir des simulations. Nous pouvons constater que les figures a et b sont très semblables parce que la limitation est atteinte pour le même jour et le même état hydrique. La réduction de la transpiration est alors très forte et s'amplifie parce que le sol s'assèche progressivement autour des racines au cours de la journée et ne permet qu'une absorption restreinte.

Il est vraisemblable que ces petites différences soient liées à l'hétérogénéité du système racinaire introduit dans le modèle 2D. Les effets de l'hétérogénéité ont été discutés par Tardieu et al (1992) et ils corroborent à nos différences : l'homogénéité du système racinaire permet d'explorer le sol plus favorablement parce qu'elle permet de puiser l'eau dans tout l'espace sol sans restriction particulière (en comparaison d'une distribution agrégée par exemple).

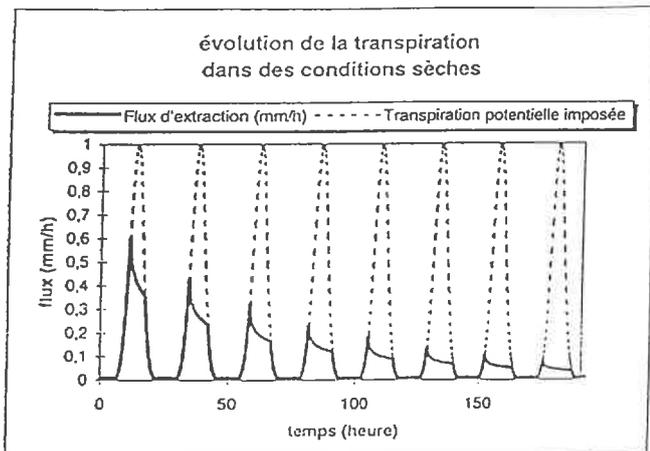
En outre, le point particulièrement intéressant de cette comparaison est le fait que la redistribution de l'eau verticalement comme nous la modélisons, c'est à dire à travers une humidité moyenne n'a pas d'effets remarquables en comparaison d'une approche 2D, pour le moins en ce qui concerne la transpiration et le potentiel du sol et de la racine, ce qui confirme que notre approche simplifiée du couplage des transferts radiaux-verticaux est valide.



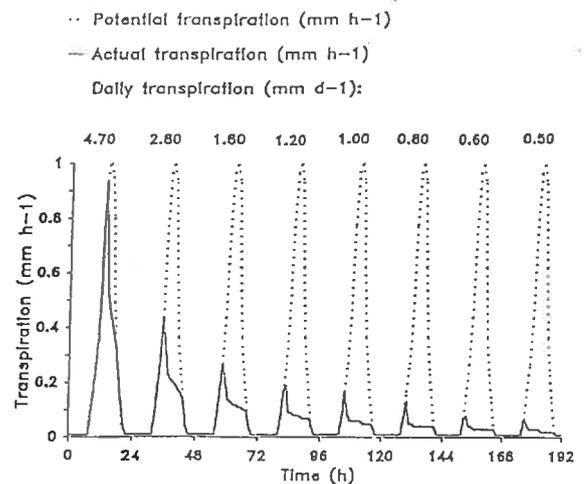
13-a.



13-b.



14-a.



14-b.

Figure 13 : évolution du potentiel racinaire et du potentiel moyen du sol au cours du temps.
(a) résultats de la simulation ; (b) modèle 2D.

Figure 14 : transpiration réelle et maximale en fonction du temps
(a) résultats de la simulation ; (b) modèle 2D.

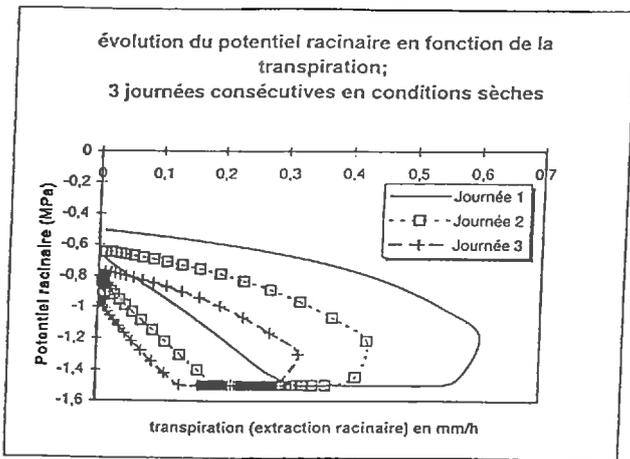
II.3.- 2/. Evolution du potentiel de la plante avec la transpiration

La modélisation des transferts d'eau dans le sol ainsi que celui de la limitation de la transpiration permet de retrouver des comportements décrits antérieurement, en particulier l'évolution du potentiel foliaire de la plante en fonction de la transpiration. Les premiers travaux sur la circulation de l'eau dans la plante ont institué une formulation sur le modèle de la loi d'Ohm en électricité (Van den Honert, 1948) pour exprimer le flux d'eau d'un point à un autre (voir aussi I.2.- 1/). L'équation (I-15) mène aussi à l'expression suivante qui permet de donner le potentiel foliaire en fonction de la transpiration.

$$\Psi_{\text{feuille}} = \Psi_{\text{sol}} - R_{\text{sol-plante}} \cdot Tr \tag{II-23}$$

La représentation du potentiel foliaire (Ψ_{feuille}) en fonction de la transpiration (Tr) devrait conduire à une droite de pente $R_{\text{sol-plante}}$ et d'ordonnée à l'origine Ψ_{sol} sous réserve que $R_{\text{sol-plante}}$ et Ψ_{sol} restent constants sur la journée. Les différentes expérimentations antérieures (Ritchie, 1973., Jones, 1978, Katerji 1982) montrent qu'une relation linéaire n'est pas valide. La succession des points au cours d'une journée ensoleillée conduit à une boucle traduisant de la variabilité dans le temps de la résistance sol-plante.

Le modèle reproduit qualitativement cette boucle de manière amplifiée à partir du moment où la plante ne satisfait plus la transpiration maximale. Les deux figures suivantes illustrent ces explications. La figure (a) montre les résultats obtenus pour la simulation en entrant les caractéristiques précédentes (II.3.- 1/) tandis que la figure (b) présente des résultats expérimentaux.



15.a.

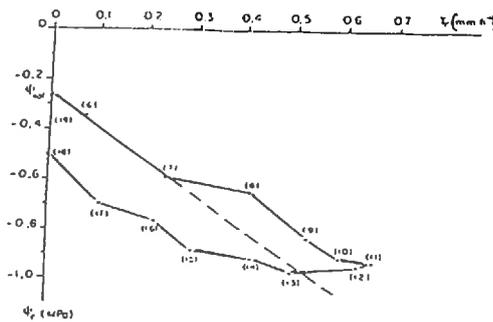


Fig 1. Examples of the experimental relationship between leaf water potential ψ_l and transpiration T_r .

15.b.

Figure 15 : représentation du potentiel foliaire en fonction de la transpiration. a : résultats de la simulation ; b : résultats expérimentaux, (Katerji et al 1986)

Les résultats issus de la simulation reproduisent qualitativement une résistance sol-plante non constante avec le temps, mais ces deux évolutions (figure a et b) n'impliquent pas les mêmes phénomènes. Il est expliqué et modélisé par plusieurs auteurs la non-linéarité entre le potentiel foliaire et la transpiration (Katerji et al 1986, Kowalik et Turner 1983) à partir d'un flux non conservatif au sein de la plante entraînant des périodes de déshydratation de la plante et des périodes de réhydratation. Dans notre situation, l'évolution de ce potentiel racinaire en fonction de la transpiration est provoquée par l'assèchement progressif du sol autour des racines pendant la journée. Le dessèchement du sol engendre un accroissement des gradients qui se forment autour

des racines afin de maximiser la transpiration. Les gradients qui se forment augmentent jusqu'à ne plus permettre de satisfaire la transpiration maximale parce que le potentiel seuil fixé à -1,5 MPa est atteint dans les conditions particulières qui sont présentées ici. (voir Figure 13). On remarquera aussi que l'évolution simulée du potentiel de la plante sur plusieurs journées a déjà été observée à plusieurs reprises dans d'autres travaux (diminution du potentiel racinaire en conditions de contrainte hydrique en corrélation avec une transpiration réelle réduite ; Jones 1978 , Katerji 1986).

La traduction de ce comportement hydrique de la plante est ici expliquée par deux mécanismes différents. Ceci pose le problème de la détermination des facteurs prédominants expliquant les réponses de la plante.

II.3.- 3/. effet de la demande climatique sur la réduction de la transpiration

Les réponses du couvert aux conditions environnementales combinée (sol + climat) peuvent être expliquées à partir de notre approche.

Le rapport de la transpiration réelle sur la transpiration maximale est fonction à la fois de la demande climatique et à la fois de l'humidité du sol et il traduit du rôle combiné du climat et du sol. Ce comportement est décrit par Deanmead et Shaw (1962) et il fait apparaître nettement que la transpiration maximale peut rester satisfaite ($TM = TR$) même dans des conditions de sol sec tant que la demande de transpiration reste faible. Ce comportement met en valeur les vitesses de réapprovisionnement d'eau autour des racines et montre que la régulation stomatique est fonction des possibilités d'extraction d'eau par les racines :

Le dessèchement du sol autour des racines provoque la formation de gradients de potentiel d'autant plus élevés que la demande de transpiration est forte. Le dessèchement rapide du sol à proximité des racines peut entraîner alors la formation d'une barrière hydraulique et causer une limitation intrinsèque à l'absorption racinaire (« effet manchon » et/ou nécessiter une trop forte ou trop rapide baisse du potentiel racinaire) et par conséquent freiner la transpiration. Dans des conditions de demande de transpiration forte, la réalimentation du sol à proximité des racines n'est pas assez rapide pour satisfaire la « demande ». Au contraire, dans des conditions de demande de transpiration faible, les mouvements d'eau dans le sol, même pour un sol assez sec, peuvent être suffisant pour permettre de satisfaire l'absorption racinaire parce que les gradients restent faibles.

Nous retrouvons cet aspect dynamique de la disponibilité de l'eau pour les plantes à travers la modélisation mise en place.

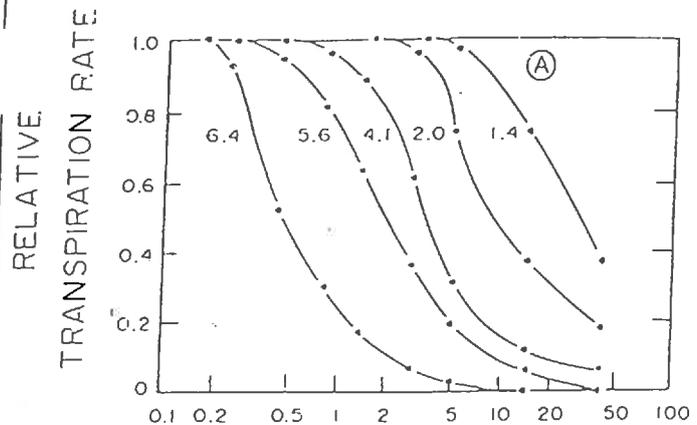
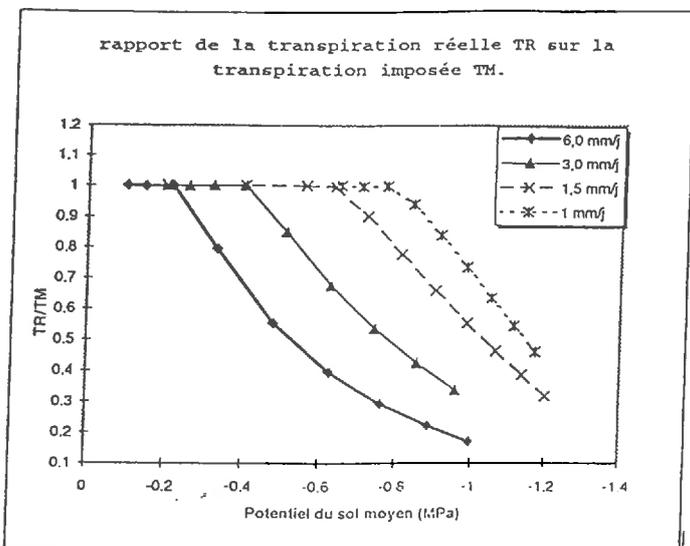


Fig. 7-2. (A) Relative transpiration rate as a function of average soil water suction, under different meteorological conditions. The numbers on the curves represent different rates of potential evapotranspiration in millimeter per day.

Figure 16 : représentation du taux de transpiration en fonction de l'état hydrique du sol. (a) : résultats à partir de la simulation., (b) : résultats expérimentaux (Deanmead et Shaw 1962)

La modélisation des transferts locaux autour des racines permet de retrouver qualitativement un comportement qui montre les relations de la résistance stomatique (du frein à la transpiration maximale) avec la combinaison de l'état hydrique du sol et de la demande de transpiration.

C'est un aspect très positif qui n'est pas explicité dans les modèles classiques de régulation stomatique.

On a pu montrer à travers quelques analyses et confrontations que certains comportements hydriques des plantes (évolution du potentiel racinaire, relation du potentiel de la plante avec la transpiration, influence combinée de l'état hydrique du sol et de la demande climatique) pouvaient être reproduits avec une description détaillée des transferts autour des racines. Reste à savoir si ces résultats peuvent être retrouvés quantitativement et si le rôle du sol est le facteur prédominant dans les mécanismes de régulation de la plante. L'objet de cette partie a été de montrer (à travers des résultats expérimentaux ou de simulation) que le sol est un facteur qui influence les réponses de la plante à plusieurs niveaux : au niveau de la plante elle-même à travers l'évolution de son potentiel et au niveau de ses capacités à s'adapter aux conditions environnementales. Le modèle de transfert sol-racine devrait permettre de répondre à certaines de nos questions sur l'importance du sol et des effets qu'il engendre notamment sur le frein à la transpiration maximale.

.II.4. Conclusion

L'approche utilisée ici pour rendre compte des transferts d'eau dans le sol est intéressante parce qu'elle combine les transferts verticaux et les transferts spécifiques autour des racines. Nous résumons le fonctionnement du modèle et les aspects positifs qui devraient nous permettre de comprendre les réponses de la plante aux contraintes hydriques. Ce n'est évidemment pas le seul objectif de la thèse puisque nous cherchons à pouvoir prendre en compte la variabilité spatiale des couverts naturels et les compétitions entre les racines (chapitre 3), mais l'approche utilisée permet de se pencher sur les phénomènes de régulation stomatique en réponse au facteur sol.

II.4.- 1/. Résumé du fonctionnement du modèle sol.

II.4.1.a. Résumé

Le modèle de transfert d'eau dans le sol présente l'avantage de rendre compte à la fois des transferts verticaux et à la fois des transferts autour des racines. La combinaison de ces transferts est explicitée dans la section II.2.- 1/. Le principe de fonctionnement de la plante est basé sur l'optimisation du potentiel racinaire pour satisfaire la transpiration maximale : considérant que les racines ont le même potentiel sur l'ensemble du chevelu racinaire et qu'elles ont les mêmes aptitudes à capter l'eau quel que soit leur âge, la profondeur à laquelle elles se trouvent ou encore leur morphologie, on considère que la plante s'adapte de façon à répondre à la demande de transpiration sans faire intervenir de régulation tant que l'établissement de gradients autour des racines n'amènent pas la plante à descendre à un potentiel tel qu'elle met en péril sa survie (potentiel racinaire seuil) ou que les conditions de diffusion autour des racines ne permettent plus de satisfaire le flux d'absorption nécessaire pour satisfaire la transpiration.

Ces deux aspects sont intégrés dans le modèle et devraient permettre de mieux comprendre les mécanismes mis en jeu en situation naturelle. On explique ainsi la fermeture stomatique comme une réponse à une transpiration qui excède les apports hydriques au niveau des racines et par conséquent au niveau des feuilles.

II.4.1.b. Prospectives.

L'approche utilisée met en valeur le facteur sol dans la régulation stomatique. Les facteurs influençant l'ouverture et la fermeture stomatique sont multiples (lumière, température, humidité, teneur en CO₂, disponibilités hydriques dans le sol, vent, âge des feuilles, état de développement, état hydrique, équilibres hormonaux, nutrition minérale (Jones, 1983.) mais nous pensons que le facteur majeur est la disponibilité de l'eau dans le sol.

Nous mettons en avant le fait que l'état hydrique moyen du sol n'est pas la composante importante pour discuter de l'absorption racinaire. Le rôle primordial est centré sur l'état hydrique localisé à proximité des racines ce qui explique de manière mécaniste la réponse de la plante aux conditions environnementales variables (*Figure 16*). Nous vérifierons à travers la validation si les facteurs principaux de la régulation stomatique sont les deux mécanismes explicités ci-dessus (potentiel racinaire seuil et « effet manchon») et lequel des deux mécanismes est prépondérant. Ce dernier point est particulièrement intéressant parce qu'il permet de distinguer le rôle du sol lui-même et le rôle de la régulation propre à la plante dans les mécanismes de régulation de la transpiration.

II.4.- 2/. Organigramme du fonctionnement du modèle sol

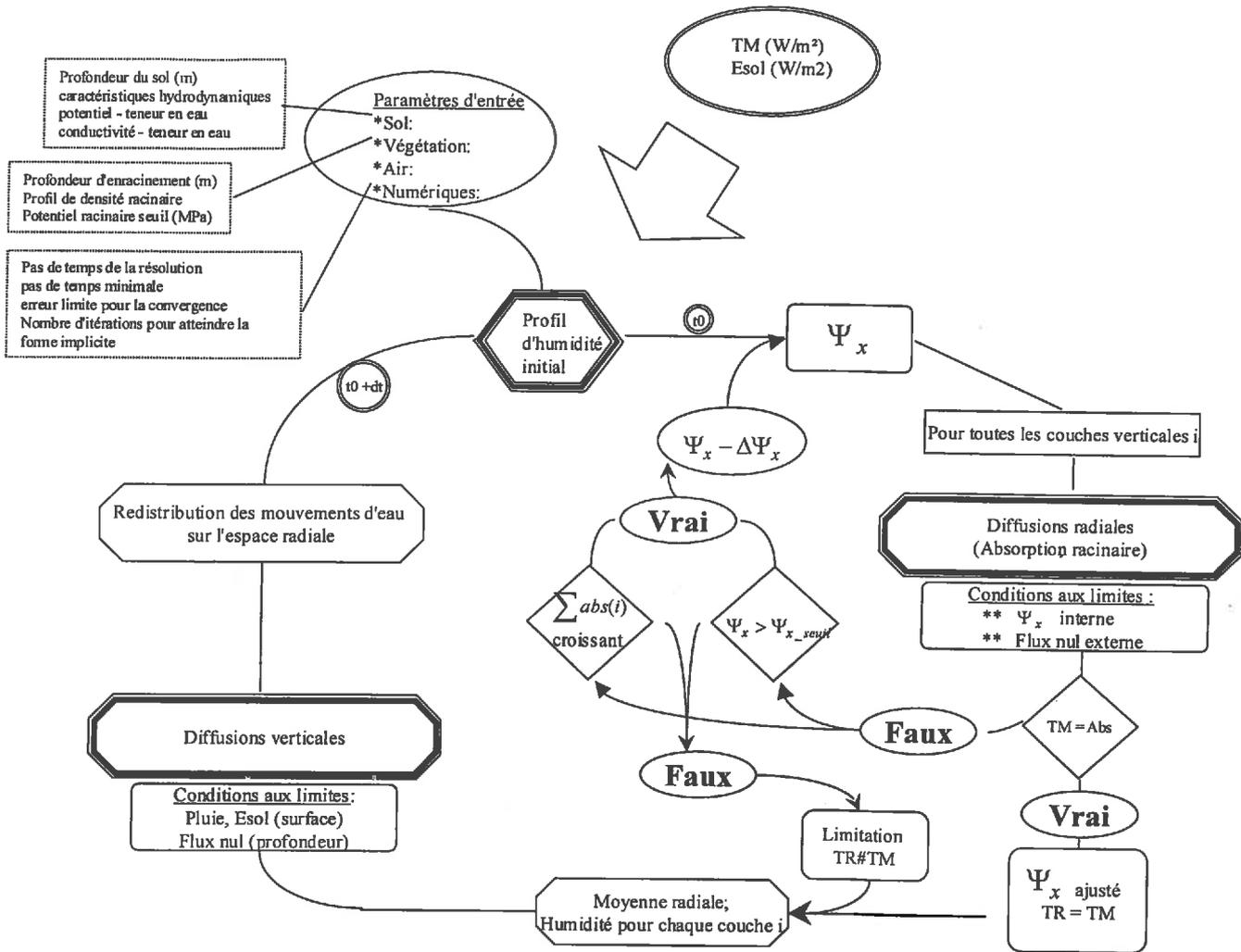


Figure 17 : Organigramme présentant le fonctionnement général du modèle de transfert d'eau dans le sol (transfert vertical et absorption racinaire).

III. Chapitre 3 : Prise en compte des couverts bistrates et de l'hétérogénéité

Ce chapitre est consacré à la manière dont un système naturel hétérogène dans sa structure horizontale peut être étudié sous l'angle de l'eau à partir de certaines simplifications et hypothèses concernant cette hétérogénéité. Il a été envisagé d'établir une approche nouvelle pour permettre à la fois de se pencher sur les processus spécifiques et locaux liés à l'hétérogénéité et à la fois de connaître le fonctionnement global du système, tout ceci à partir de données et paramètres minimums. Une approche décrivant strictement l'hétérogénéité (modèle type SIG, description et modélisation en 3D) aurait été adaptée pour la description fine des phénomènes mais lourde pour l'acquisition des paramètres, les temps de calcul, tandis qu'une réduction du système à un couvert moyen unique ne permet pas de prendre en compte la spécificité des mécanismes liés au système épars. Subséquemment, l'idée est de se situer à l'intermédiaire de ces différents modèles.

La première partie décrit l'approche adoptée pour rendre compte de l'hétérogénéité d'une parcelle. Pour ne pas entrer dans une description et une modélisation en 3 dimensions de l'ensemble de la parcelle, l'idée est de ramener l'ensemble des caractéristiques de la parcelle à une description aussi simple que possible. La deuxième partie permet d'introduire l'estimation de la demande de transpiration dans un système hétérogène dit « épars ». La notion de distance par rapport à une strate haute est introduite de façon systématique pour le calcul de la transpiration maximale à partir des variables de forçage atmosphérique. La troisième partie fait la synthèse des couplages à mettre en place pour adapter la modélisation des transferts dans l'atmosphère et la modélisation des transferts dans le sol au sein d'un système hétérogène. On verra par ailleurs comment les compétitions racinaires sont modélisées lorsque deux espèces différentes coexistent dans le même espace sol (compétition racinaire).

III.1.Principe de prise en compte de l'hétérogénéité

Certes, l'étude des systèmes hétérogènes mérite pour le moins une description statistique fine qui donne un ensemble de renseignements sur les caractéristiques même de l'hétérogénéité. Il peut paraître toutefois intéressant de garder l'approche totalement mécaniste pour déterminer les différentes interactions typiques entre les éléments considérés. cette approche mécaniste est par ailleurs la plus facile à mettre en œuvre dans un premier temps.

En pratique, on cherche à spécifier les grandeurs moyennes qui permettent de caractériser le système. Ce ne sera qu'à partir de ces grandeurs moyennes que l'on travaillera. Tout ce qui concerne la description statistique n'est pas présenté.

III.1.- 1/. Description du schéma adopté

Nous nous plaçons dans le cadre de couverts bistrates avec une strate haute « éparsse » et une strate herbacée continue. Ces systèmes sont assimilables à des savanes (voir définition de savane dans la section .IV.1). Le système est dit hétérogène parce que la strate haute est répartie de manière aléatoire et ne forme pas un couvert continu (mais plutôt agrégé). Par la suite, dans tout le développement de ce chapitre, nous parlerons de système arbuste-herbe pour décrire le système strate haute - strate inférieure (le terme arbuste qualifie la strate haute éparsse et le terme herbe ou strate herbacée qualifie la strate inférieure continue).

III.1.1.a. Caractérisation du couvert

Pour se replacer dans le contexte qui nous intéresse, c'est à dire l'étude du bilan hydrique des couverts bistrates hétérogènes et épars, il est utile de caractériser chacun des couverts pour déterminer le rôle de chacun d'eux et la place qu'il occupe dans l'ensemble du système. Chaque strate est décrite à partir des grandeurs agronomiques simples qui la caractérisent. Comme nous travaillons sur un système de type arbuste-herbe, les grandeurs utilisées sont :

*** Pour l'arbuste:**

- l'indice de surface foliaire de l'arbuste = LAI arbuste (LAI_{a_mesure}) en m² feuille par m² de sol
- la hauteur de l'arbuste (h_a) en m
- la couronne de l'arbuste, ce qui revient à dire sur quel rayon l'arbuste (R_a) est couvrant en m
- la demi-distance moyenne entre les centres des arbustes, c'est à dire le rayon d'action de l'arbuste (D_a) en m.

*** Pour la strate inférieure**

on suppose que celle-ci forme un couvert continu et que ses caractéristiques agronomiques ne sont pas fonction de la distance à l'arbuste.

- l'indice de surface foliaire (LAI_h)
- la hauteur de l'herbe h_h en m.

On constate que le système hétérogène n'est pas réduit à un système homogène avec un indice de surface foliaire unique représentatif d'un couvert moyen arbuste + herbe, mais à une description d'un système très régulier qui est fonction de l'espacement entre les arbustes et qui est défini dans un espace radial.

On peut estimer la distance moyenne entre les arbustes à partir du taux de couverture (TC) des arbustes et du rayon moyen (R_a) : le taux de couverture est égal au rapport des surfaces qui, dans une symétrie radiale, sont exprimées en fonction du rayon au carré de l'élément considéré. On trouve donc

$$D_a = \frac{R_a}{\sqrt{TC}}$$

(III-1)

Note :

Nous avons établi initialement une procédure qui recale l'ensemble du système sur une symétrie radiale comme pour la demi-distance entre racine (HMRD). Cette approche à partir d'une symétrie radiale est étendue à tous nos calculs.

III.1.1.b. Création de compartiments

L'espace radial décrivant le système arbuste-herbe est découpé en compartiments (anneaux cylindriques) totalement indépendants (au moins dans un premier temps). On suppose qu'il n'y a pas de transferts entre les compartiments et qu'au sein de chaque compartiment, toutes les caractéristiques (transpiration maximale, profil d'humidité, densité racinaire) sont homogènes : il y a homogénéité des contraintes et des paramètres au sein de chaque compartiment.

D'une certaine manière, la compartimentation revient à une discrétisation de l'espace radial considéré. Seuls les transferts verticaux sont pris en compte. Remarque : à cette échelle, transferts = rediffusion verticale + absorption racinaire (transport de l'eau vers les racines).

On peut représenter schématiquement un couvert hétérogène de type savane, fait d'arbustes répartis aléatoirement et d'une strate herbacée continue comme sur la *Figure 18* suivante.

Le compartiment 0 correspond à la zone arbustive (couronne de l'arbuste R_a). En dehors de la couronne de l'arbuste, on définit N_c compartiments ($i = 1, \dots, N_c$) caractérisés chacun

** par une distance au centre de l'arbuste ($x(i)$ en m est la distance qui sépare le centre de l'arbuste au milieu du compartiment considéré),

** et par une épaisseur de compartiment ($\Delta_{comp}(i)$ en m est la distance qui sépare le bord externe du bord interne du compartiment considéré).

Cette figure met en avant particulièrement 3 points qui seront développés dans les parties suivantes:

➤ Les conditions atmosphériques à la hauteur de référence permettent de calculer la demande de transpiration en fonction de la distance à l'arbuste

➤ L'absorption racinaire sur tout l'ensemble du sol exploré permet d'estimer la transpiration réelle $TR_{herbe}(i)$ de la strate herbacée en fonction de la distance à l'arbuste et la transpiration de l'arbuste TR_{arbre} .

➤ L'estimation du flux total ET global est issue de la combinaison des flux locaux de chaque compartiment.

Remarque :

Un tel découpage de l'espace ainsi que la restriction de l'hétérogénéité à quelques grandeurs moyennes peut paraître réducteur mais c'est sans doute ce qui peut faire comprendre et quantifier les interactions d'une végétation sur l'autre sans passer par une approche en 2 ou 3 dimensions.

III.1.- 2/. Entrée de modules fonctions de la distance à l'arbre (ou des compartiments)

Comme l'idée est de supposer qu'au sein de chaque compartiment, le « comportement hydrique » est homogène, un minimum de 3 compartiments est toujours envisagé :

- au niveau de l'arbuste
- au niveau de la zone interface arbuste - herbe
- éloigné de l'arbuste.

Ce minimum de 3 compartiments se justifie par le fait que l'on conçoit au moins 3 situations contrastées pour les transferts d'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère d'un couvert bistrate :

- ◆ La zone sous l'arbuste (sous la strate la plus haute) est particulière parce que les compétitions racinaires sont les plus importantes a priori et parce qu'il y a un écran radiatif et convectif direct de cet arbuste sur la strate inférieure.
- ◆ A proximité de l'arbuste, on peut se rendre compte de l'effet d'écran radiatif par ombrage et de l'effet d'écran convectif par le sillage laissé par l'obstacle « arbuste ». Par ailleurs, selon l'extension racinaire transversale de l'arbuste, les compétitions racinaires peuvent ou non exister.

- ◆ Eloigné de l'arbuste, le compartiment présente des caractéristiques propres à un espace très ouvert. Les compétitions racinaires sont à priori faibles et les effets d'écran radiatif et convectif dus à l'arbuste sont d'une faible intensité.

Pour ce qui concerne la partie informatique, on peut augmenter le nombre de compartiments pour rendre compte au mieux de la continuité des conditions sur l'axe radial noté x .

III.1.- 3/. L'intégration de la compartimentation pour obtenir une vision globale (intégration sur l'espace)

Sur le même modèle que l'intégration des grandeurs sur l'espace radial « microscopique », la symétrie cylindrique impose de faire une moyenne en prenant en compte la surface occupée par les compartiments.

On retrouve donc :

$$X_{Total} = X_0 \times \frac{R_a^2}{D_a^2} + \sum_{i=1}^{N_c} X_i \times \frac{2x(i)\Delta Comp(i)}{D_a^2} \quad (III-2)$$

avec X_i et X_0 les grandeurs quelconques du compartiment i et du compartiment 0 par unité de surface, R_a et D_a respectivement le rayon de la couronne de l'arbuste et le rayon d'action de l'arbuste en m (= demi-distance moyenne entre les centres des arbustes), et la distance x_i (en m) du compartiment au centre de l'arbuste pour le compartiment i et son épaisseur $\Delta comp_i$ en m.

La grandeur totale (X_{Total}) est donc fonction des grandeurs locales exprimées par unité de surface pondérée par la surface du compartiment de l'espace radial considéré.

En note, on peut constater que la discrétisation du système radial à l'échelle de l'arbuste ne permet pas de considérer la moyenne comme l'issue d'une intégrale mais plutôt comme l'issue d'une somme d'objets ponctuels.

En résumé, à partir du découpage simple de l'espace en compartiments, on peut décrire le fonctionnement typique du système hétérogène considéré (le comportement propre à chaque compartiment) et quantifier les transferts hydriques de l'ensemble du système.

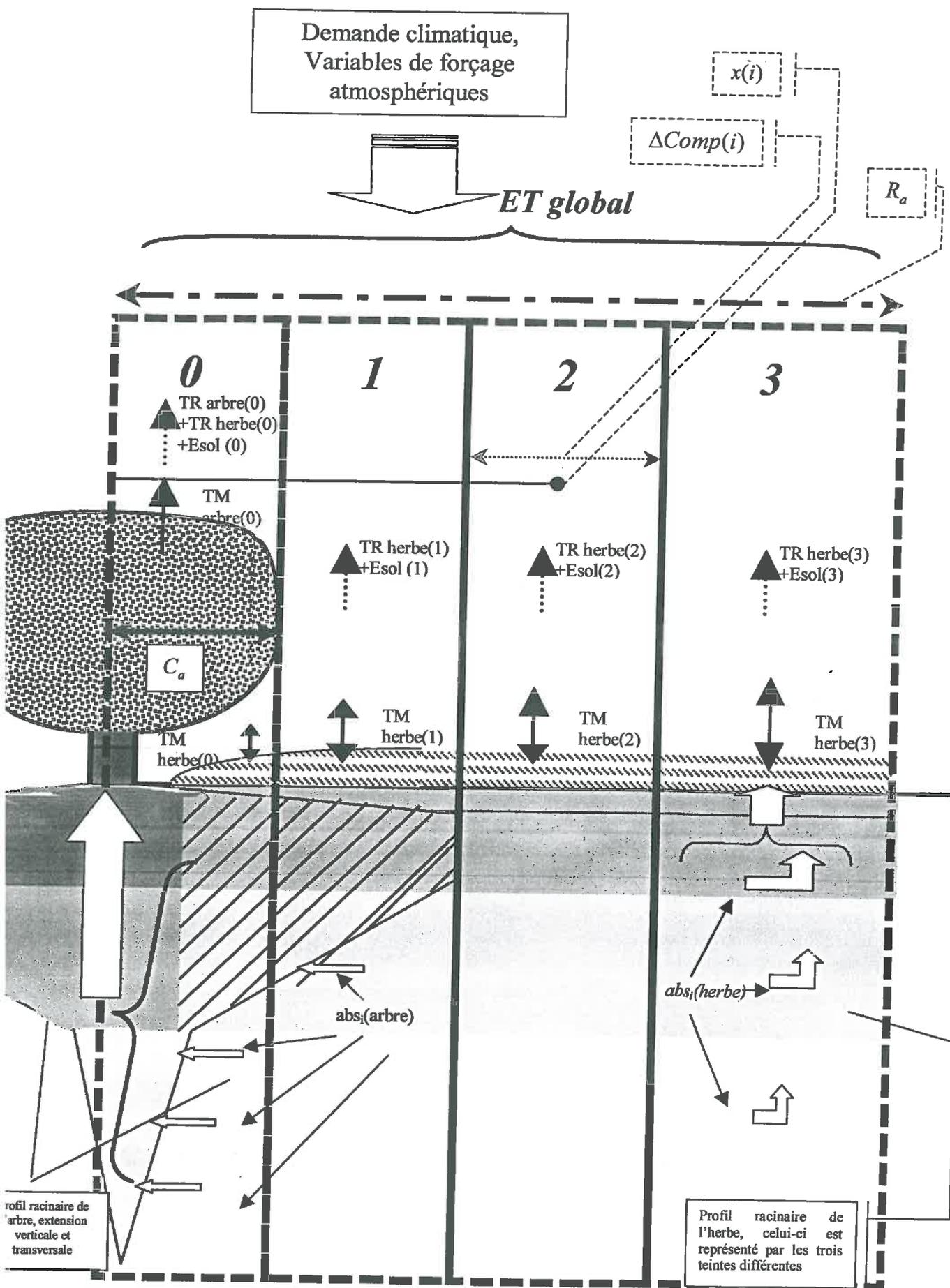


Figure 18: Schématisation de la compartimentation d'un couvert bistraté. On distingue 4 compartiments aux propriétés homogènes à l'intérieur de chacun d'eux.

.III.2.base du modèle atmosphérique

Cette partie est essentielle pour décrire la façon dont on calcule la demande de transpiration ainsi que la demande d'évaporation au niveau du sol en fonction de la distance à la strate la plus haute (arbuste) et en fonction des données météorologiques simples.

Le modèle atmosphérique permet de calculer à partir des variables de forçage atmosphériques (T_a , T_r , V , R_n) ce que l'on appelle la demande de transpiration et la transpiration maximale (TM). La demande évaporatoire qui s'impose au niveau du sol est aussi calculée sur le même principe. Le principe de ce calcul est basé sur une analyse mécaniste des flux ainsi que sur le bilan d'énergie au niveau de la surface considérée. Les effets d'écran radiatif et convectif causés par la présence des arbustes sur la parcelle sont intégrés dans le modèle en fonction de la distance à l'arbuste.

III.2.- 1/. Modèle convectif, modification du profil de vent par la présence de la strate haute éparsée.

Pour expliquer le principe du calcul de la transpiration potentielle en fonction de la distance à l'arbre, on peut se référer à l'article de Tuzet et al (1992) qui est à la base de cette modélisation. En premier lieu, l'arbuste est un obstacle qui va perturber l'écoulement du vent et par conséquent modifier le profil de vent. Les arbustes constituent le principal élément de rugosité influençant les transferts de quantité de mouvement et cette influence est graduellement décroissante en fonction de la distance à l'arbre. Le modèle met en place cette décroissance le long de l'axe x. L'effet d'écran convectif est schématisé par une modification du profil de vent suivant quelques hypothèses simples. Le calcul des coefficients d'échange dans le profil de vent fonction de la distance à l'arbuste permet d'estimer le terme convectif dans le calcul des demandes climatiques locales.

III.2.1.a. Préliminaire ; la présence de l'arbuste et les caractéristiques de surface des couverts.

Avant d'explicitier l'effet d'écran convectif, et la modification du profil de vent due à la présence de l'obstacle « arbuste », il est utile de présenter d'une part comment on traduit la proximité de l'arbuste par rapport à un point donné de l'espace radial et d'autre part comment on donne les caractéristiques de surface des couverts à partir de grandeurs agronomiques décrivant le couvert.

i)- Distribution du feuillage de l'arbuste

Pour prendre en compte les forces de traînée ainsi que l'ombrage de l'arbuste sur la strate inférieure en fonction de la distance au centre de l'arbuste, il est proposé de simuler la présence de l'arbuste à partir d'une répartition de son feuillage sur l'ensemble de la surface du centre de l'arbuste à la distance considérée.

Il est ici intéressant de noter que cette répartition permet de simuler une présence arbustive au-dessus de la strate herbacée en dehors de sa couronne. C'est à partir de cette distribution du feuillage de l'arbuste sur l'ensemble de l'espace considéré que l'on rend compte du changement des conditions « climatiques » qui interviennent sur la strate inférieure (III.2.1.b et III.2.2.b)

En d'autres termes, la présence de l'arbuste se répercute à travers un indice de surface foliaire (un LAI) variable en dehors de la couronne de l'arbuste et qui est fonction de la distance au centre de l'arbuste. Les effets d'ombrage et de sillage du vent explicités ultérieurement sont issus de cette répartition de l'indice de surface foliaire.

Donc, deux situations sont rencontrées :

I- du centre de l'arbuste à la limite externe de sa couronne, la densité de surface de l'arbuste est égale à LAI_{a_mesure} (m^2 surface de feuille / m^2 de surface au sol).

2- en dehors du rayon de cette couronne (R_a), on introduit en dehors de la couronne de l'arbuste une surface foliaire liée à la proximité de l'arbuste.

$$LAI_a(x) = LAI_{a_mesure} \times \frac{(R_a)^2}{x^2} \quad \text{avec} \quad R_a \leq x \leq D_a \tag{III-3}$$

Cette procédure met en avant le fait que plus on s'éloigne de l'arbuste et plus l'influence de celui-ci sera faible, tant au niveau convectif (modification du profil de vent) que radiatif (atténuation d'autant plus réduite que l'on s'éloigne de l'arbuste). On peut constater qu'à une distance infinie, on retrouve l'équivalent d'une zone ouverte pour la strate herbacée ($LAI_a(x) \cong 0$)

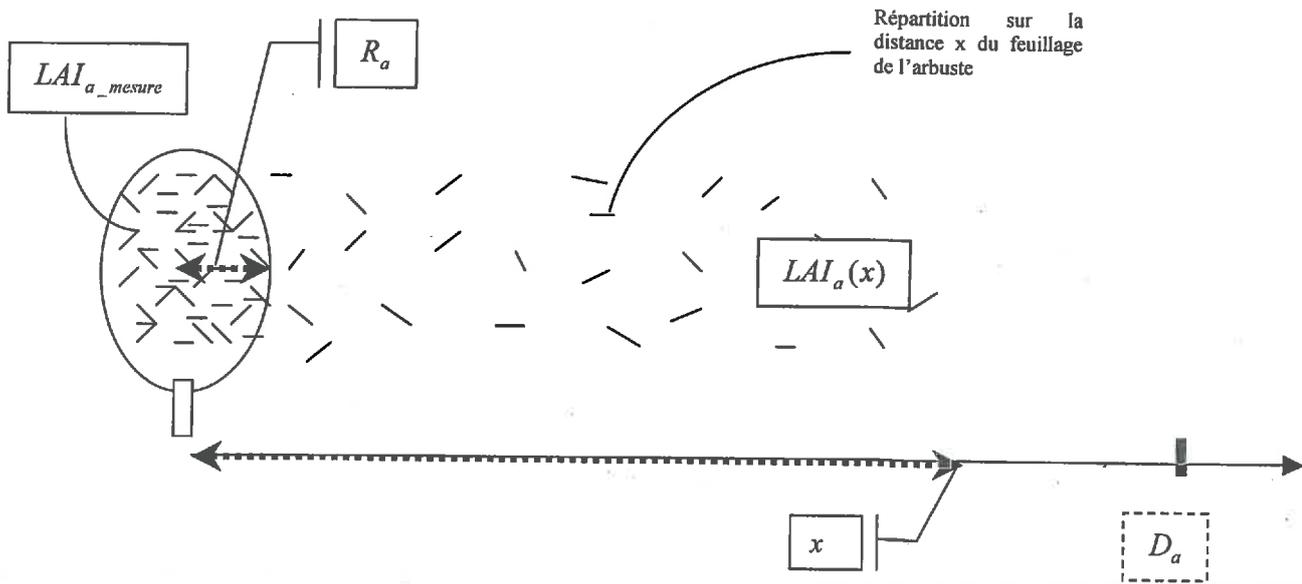


Figure 19 : représentation de la distribution de la surface foliaire de l'arbuste ; plus la distance considérée (x) est grande, plus le $LAI_a(x)$ est faible.

ii)- Le calcul des caractéristiques aérodynamiques du couvert

Le deuxième volet de cette section concerne les calculs des hauteurs de déplacement et des longueurs de rugosité. C'est un point essentiel qui permet de donner les caractéristiques aérodynamiques des végétations. Les expressions pour calculer la longueur de rugosité des végétations ainsi que la hauteur de déplacement qui lui est associée, sont issues des travaux de Perrier (1976). Plusieurs expressions existent dans la littérature (Raupach et al 1992, Shaw et Ferreira 1982), il s'agit toujours de rendre compte au mieux des caractéristiques de surface du couvert en fonction des caractéristiques agronomiques de la végétation considérée et de considérations théoriques (Perrier 1975 (b)).

$$d = h \left[1 - \frac{2}{LAI} \cdot (1 - \exp(-LAI/2)) \right] \tag{III-4}$$

et

$$z_0 = h \cdot \left\{ \exp(-LAI/2) \left[1 - \exp(-LAI/2) \right] \right\} \tag{III-5}$$

Ces expressions générales donnent la hauteur de déplacement d (en m) en fonction de l'indice de surface foliaire du couvert considéré (LAI) et de la hauteur du couvert h en m.

La description des caractéristiques de la surface à travers ces deux expressions nous permettent d'estimer les profils de vent à partir de la vitesse du vent à la hauteur de référence et des caractéristiques du couvert (voir section suivante).

Il est à noter qu'à travers l'expression de $LAI_a(x)$ qui est fonction de la distance au centre de l'arbuste, on introduit des caractéristiques de surface qui varient avec la distance à l'arbuste.

III.2.1.b. effet de l'arbuste sur le profil de vent

Dans cette section, on va montrer comment l'arbuste modifie le profil de vent. Cette approche utilisée pour décrire l'ensemble du profil de vent dans le couvert arbuste-herbe permettra de calculer les coefficients d'échange aérodynamique entre la surface considérée et le niveau de référence.

i)- Présentation du modèle d'écran convectif

Le modèle décrivant le profil de vent est issu d'une combinaison de 3 profils de vent. En énumérant à partir de la hauteur de référence, on trouve (voir *Figure 20* et *Figure 21*):

- Une zone allant de la hauteur de référence à la hauteur des arbustes (décroissance logarithmique de la vitesse du vent ; hauteur de déplacement et rugosité fonction du LAI des arbustes)
- Une zone comprise entre la hauteur maximale des arbustes et la partie supérieure de la strate herbacée : on rend compte de l'effet sillage de l'arbuste (décroissance logarithmique ; hauteur de déplacement et rugosité fonction du LAI des herbes)
- Une zone dans la strate herbacée : de la partie supérieure de la strate herbacée à la surface du sol (décroissance exponentielle de la vitesse du vent).

Les grandeurs caractéristiques qui permettent de décrire les différents profils sont les hauteurs de déplacement et les longueurs de rugosité des éléments rugueux considérés (arbuste, herbe, rugosité du sol). Ces caractéristiques de surface sont données par les équations (III-4) et (III-5).

1- Pour la partie supérieure, le profil de vent peut être exprimé de la façon suivante en supposant que l'on se place dans des conditions de neutralité thermique (pas de corrections liées aux phénomènes de stabilité et d'instabilité) :

$$u(z) = u_a^* \times \ln\left(\frac{z-d_a}{z_{0a}}\right) \quad (III-6)$$

La vitesse du vent pour la partie supérieure s'exprime donc en fonction de la vitesse de frottement u_a^* (m/s), une hauteur de déplacement d_a liée à la strate supérieure en m, et la rugosité de cette strate z_{0a} (m). (remarque : d_a et z_{0a} sont fonctions de $LAI_a(x)$, nous devrions noter $d_a(x)$ et $z_{0a}(x)$. Par soucis de simplicité dans les écritures, nous n'indiquons pas la dépendance à la distance x qui est sous-entendue.

2- Au niveau de la strate arbustive (sous la hauteur h_a), une expression analogue peut être donnée pour simuler l'évolution du profil de vent en fonction de la hauteur. On considère que l'on reste même à proximité de la surface dans des conditions de neutralité (Beljaars, 1982) et que le caractère suffisamment éparé des arbustes permet d'introduire une décroissance logarithmique du profil de vent.

$$u(z) = u_h^* \times \ln\left(\frac{z-d_h}{z_{0h}}\right) \quad (III-7)$$

Cette expression donne la vitesse du vent entre la surface de la strate inférieure et la hauteur de la strate supérieure en fonction de la vitesse de frottement pour cette partie du profil u_h^* (m/s), la hauteur de déplacement d_h de la strate inférieure (strate herbacée) en m, et la rugosité de cette strate z_{0h} (m).

La jonction des deux profils se fait au sommet des arbustes (h_a).

3- Le profil de vent dans le couvert herbacé s'exprime de la façon suivante :
De la surface du sol à la hauteur du couvert herbacé (h_h), on a :

$$u(z) = u_h \times \exp \left[\alpha_p \cdot \left(\frac{z}{h_h} - 1 \right) \right]$$

(III-8)

C'est à dire que la vitesse du vent dans le couvert est fonction de la vitesse du vent au sommet du couvert herbacé u_h (en m), la hauteur de ce couvert h_h (en m), et un coefficient α_p (sans unité).

La référence classique pour décrire un profil de vent en condition de neutralité et pour une surface ouverte s'exprime en fonction d'un profil logarithmique uniquement (Monteith 1973). A la hauteur de référence, on suppose que les deux profils (surface ouverte et celui décrit par la succession des profils due aux obstacles « arbustes ») se rejoignent.

A partir des caractéristiques de ces deux profils, on peut retrouver les expressions des vitesses de frottement u_a^* et u_h^* en fonction de la vitesse de frottement u_o^* d'une surface ouverte (Tuzet et al 1995).

La Figure 20 suivante permet de synthétiser la façon dont on introduit l'influence des arbustes sur le profil de vent à une distance donnée de l'arbuste. Elle montre les différentes parties du profil de vent et permet de visualiser l'effet d'éloignement à l'arbuste. Cette approche rend compte d'une atténuation moyenne sur l'ensemble de l'espace radial.

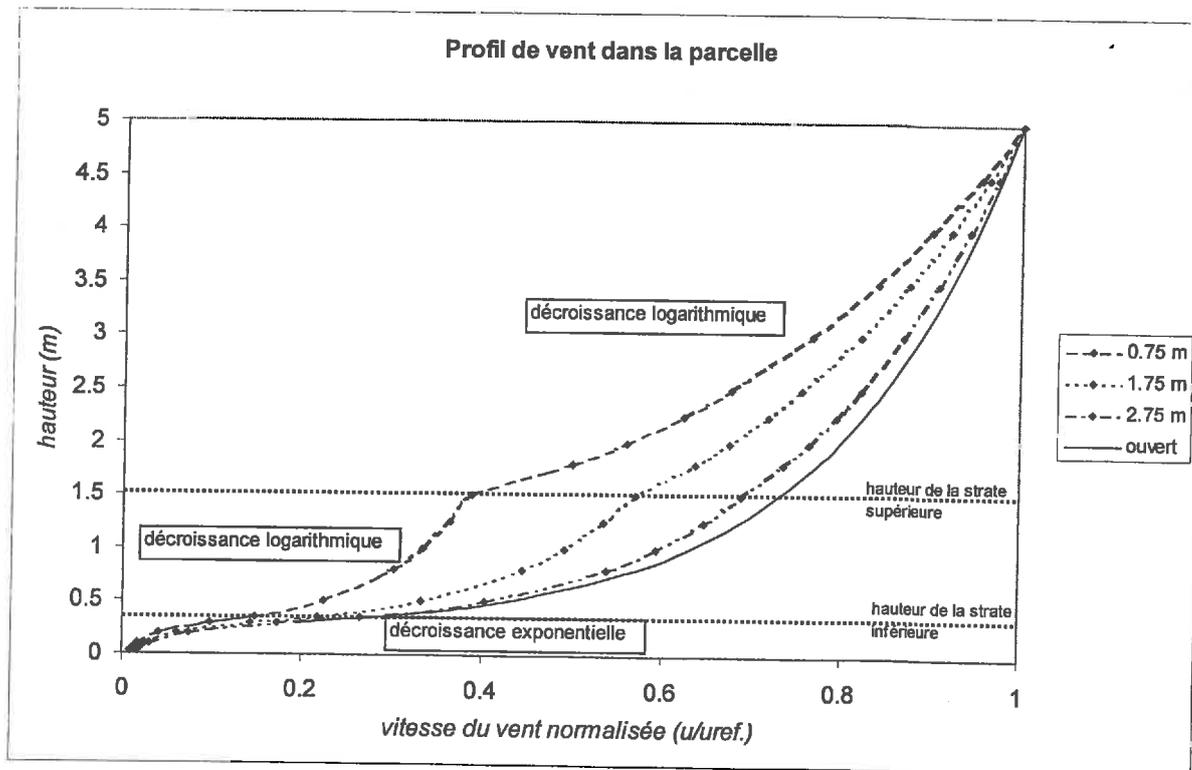


Figure 20 :Présentation de profils de vent pour une parcelle dont la structure horizontale est éparse. Les différentes courbes en pointillés représentent les profils obtenus pour 3 distances au centre de l'arbuste (0,75 m ; 1,75 m et 2,75 m). La courbe en trait plein représente le profil logarithmique d'une zone ouverte.

On observe bien à travers cette figure une discontinuité qui se forme au sommet du couvert le plus haut, c'est l'effet d'écran convectif. Dans le couvert herbacé la décroissance de la vitesse du vent est très rapide parce que le couvert est continu et dense. On constate par ailleurs que l'éloignement à l'arbuste a pour effet de réduire l'effet d'écran convectif : on tend vers un profil logarithmique classique d'une zone ouverte.

Remarque :

Cette figure a été obtenue pour une strate herbacée d'une hauteur de 0,35 m et un LAI de 4,2 et un arbuste d'une hauteur de 1,5 m pour un LAI 5,6. Le rayon de la couronne de l'arbuste est de 0,56 m et la rugosité du sol est prise égale à 0,005 m. Les profils représentés sont ceux obtenus pour des distances variables à l'arbuste.

ii)- Calcul des coefficients d'échange aérodynamiques

La description des profils de vent permet de calculer les coefficients d'échange aérodynamique.

Les coefficients d'échange convectifs appelés aussi conductance s'expriment de la façon suivante :

$$h|_{z_j}^{z_k} = \frac{1}{\int_{z_j}^{z_k} K_e(z) dz} \tag{III-9}$$

Cette expression donne le coefficient d'échange $h|_{z_j}^{z_k}$ (m/s) entre la hauteur z_j et la hauteur z_k en fonction du coefficient de diffusivité $K_e(z)$ (exprimée en m²/s). Ce coefficient d'échange est l'intégrale des coefficients de diffusivité par élément dz sur la hauteur considérée. Le coefficient de diffusivité ($K_e(z)$) représente la facilité avec laquelle les échanges se font tandis que le coefficient d'échange ($h|_{z_j}^{z_k}$) représente la vitesse du transfert entre z_j et z_k .

Sachant que le coefficient de diffusivité est relié à la vitesse de frottement pour une décroissance logarithmique par

$$K_e(z) = k.u^*.(z - d) \tag{III-10}$$

On trouve que les coefficients d'échange sur le profil de vent qui est retracé dans la section précédente sont donnés par les expressions suivantes :

1- sur le profil logarithmique supérieur, du sommet de l'arbuste au niveau de référence, on a :

$$h|_{h_a}^{z_r} = \frac{k.u_a^*}{\ln\left(\frac{z_r - d_a}{h_a - d_a}\right)} \tag{III-11}$$

2- Sur le profil logarithmique inférieur, c'est à dire entre le sommet de la strate herbacée et le sommet des arbustes, on a une expression analogue à la précédente :

$$h|_{h_h}^{h_a} = \frac{k.u_h^*}{\ln\left(\frac{h_a - d_h}{h_h - d_h}\right)} \tag{III-12}$$

3- Pour ce qui est du coefficient d'échange dans le couvert de la strate inférieure, on suppose qu'il y a la même atténuation exponentielle pour le vent que pour les coefficients d'échange (Cowan 1968, Monteith 1973), c'est à dire qu'au sein du couvert, on a :

$$\frac{u(z)}{u_h} = \frac{K_e(z)}{K_{e_h}} \quad (III-13)$$

u_h et K_{e_h} représentent la vitesse du vent et le coefficient de diffusivité au sommet du couvert h_h .

La diffusivité $K_e(z)$ est donc fonction de sa position dans le couvert, de la hauteur du couvert (h_h), fonction du coefficient α_p lié à l'atténuation du vent dans un couvert continu et du coefficient de diffusivité K_{e_h} qui correspond à la diffusivité au sommet du couvert herbacée (h_h).

$$K_e(z) = K_{e_h} \cdot \exp\left[\alpha_p \left(\frac{z}{h_h} - 1\right)\right] \quad (III-14)$$

A partir de l'équation (III-14) et (III-9), on trouve que :

$$h|_{z_{0s}}^{h_h} = \frac{\alpha_p \cdot K_{e_h}}{h_h} \cdot \left\{ \exp\left[-\alpha_p \left(\frac{z_{0s}}{h_h} - 1\right)\right] - 1 \right\}^{-1} \quad (III-15)$$

Pour obtenir les résistances aérodynamiques associées à ces coefficients d'échanges d'une hauteur z_i à une hauteur z_k , on introduit le concept général qui donne la résistance comme l'inverse du coefficient d'échange.

$$r|_{z_j}^{z_k} = \frac{1}{h|_{z_j}^{z_k}} \quad (III-16)$$

La résistance est donc exprimée en s/m et représente le frein au transfert de la grandeur considérée du point z_j au point z_k . Ces résistances sont supposées identiques pour le transfert de vapeur et le transfert de quantité de mouvement.

La figure ci-dessous permet de présenter les trois résistances aérodynamiques calculées précédemment. Tout ce travail est initié pour calculer la demande climatique qui s'impose au niveau d'une surface. La section suivante permet de donner les concepts et expressions permettant d'estimer cette demande climatique qui est le moteur de la transpiration de la plante (de toute surface évaporante).

Il est à noter que cette figure ne représente pas les résistances de structure qui sont explicitées dans la section III.2.2.a

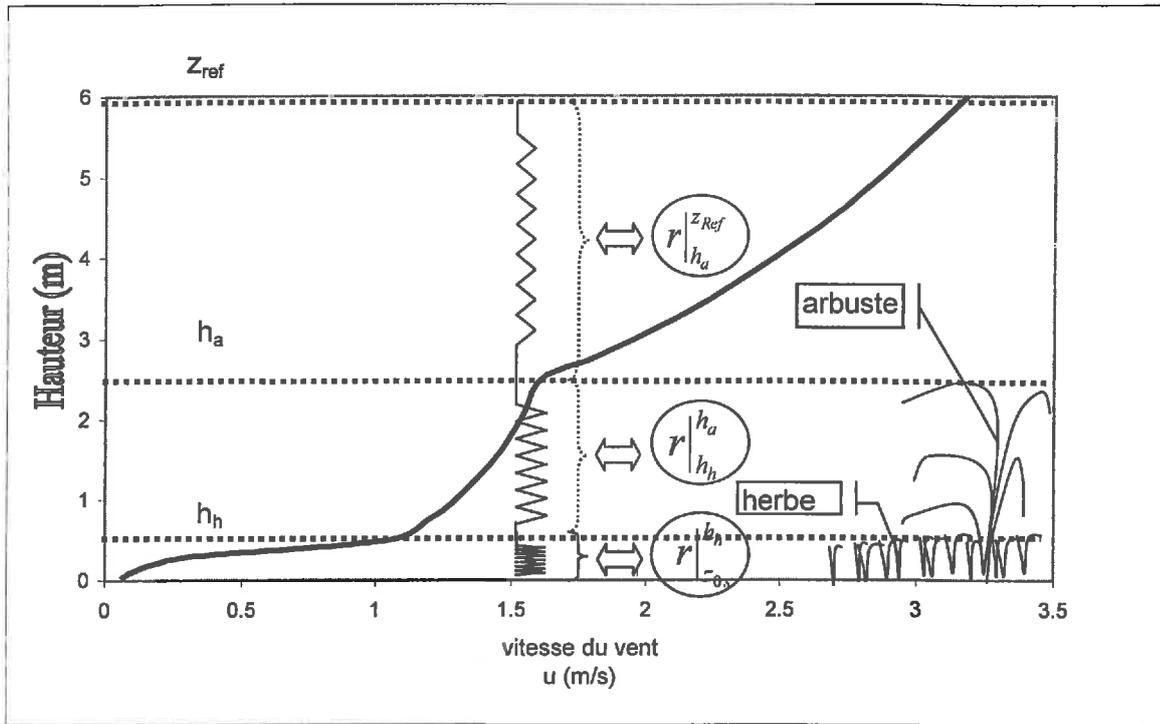


Figure 21 : présentation des différentes résistances aérodynamiques pour le profil de vent simulé.

III.2.- 2/. La demande climatique et la transpiration de la végétation.

Cette section donne les concepts généraux pour calculer la demande climatique, l'évaporation et la transpiration maximale d'une surface.

III.2.2.a. Approche théorique de la demande climatique

i)- L'évapotranspiration potentielle

La transpiration des couverts est calculée suivant le modèle de Penman (1948) dont les termes ont été définis avec précision par Perrier (1975 (b) et (c)) (voir aussi Monteith (1973 et 1990) pour une analyse détaillée des termes et expressions utilisés).

La demande climatique (W/m²) qui s'impose sur le système *i* est donnée par :

$$EP_i = \frac{P'}{P'+\gamma} \cdot \left[(Rn_i - G_i) + \frac{\rho \cdot Cp \cdot (Ta - Tr)}{r_{a_i}} \right]$$

(III-17)

Où *P'* est la pente de la courbe de pression de vapeur saturante (Pa/K), *γ* est la constante psychrométrique (Pa/K), *ρCp* est la capacité calorifique volumique de l'air (J/(m³.K)). La demande climatique est fonction du rayonnement net au niveau du système considéré (*Rn_i*, en W/m²), du flux de conduction de chaleur dans le sol

(G_i en W/m^2), de l'écart entre la température de l'air et la température de rosée (K) au niveau de référence, et de la résistance aérodynamique pour tout l'espace vertical du système considéré jusqu'à la hauteur de référence (r_{a_i} en s/m). L'indice « i » précise à la fois le système qui est étudié (arbuste ou herbe) et à la fois la distance au centre du poquet qui est associée à ce système.

Cette expression est basée sur les idées suivantes : la demande climatique est issue du bilan d'énergie et elle est le résultat d'un bilan radiatif et de conduction ($Rn-G$) et d'un bilan convectif lié au déficit hydrique de l'air (donné par $Ta-Tr$) et aux résistances de transfert de la surface considérée i jusqu'au niveau de référence. La résistance aérodynamique notée ici r_{a_i} est la somme des résistances au transfert de la surface i jusqu'au niveau de référence et d'une résistance de structure r_{0_i} qui correspond au transfert de vapeur dans le couvert considéré.

La résistance aérodynamique totale pour un couvert considéré i jusque la hauteur de référence (z_{ref}) s'exprime de façon générale :

$$r_{a_i} = r_{0_i} + \sum_{j=h_i}^{h_{ref}} r_j^{j+1} \quad (III-18)$$

La figure ci-dessus (Figure 21) permet de visualiser les combinaisons nécessaires pour estimer les résistances aérodynamiques des surfaces considérées.

Notamment, pour le sol, on donne la résistance aérodynamique à partir de la surface considérée (le sol) :

$$r_{a_{sol}} = r_{z_{0s}}^{h_h} + r_{h_h}^{h_a} + r_{h_h}^{z_r} \quad (III-19)$$

Pour ce qui concerne la demande climatique qui s'impose sur la strate herbacée, on trouve que la résistance aérodynamique prend en compte les deux résistances ($r_{h_h}^{h_a}$) et ($r_{h_h}^{z_r}$) ainsi que la résistance de structure $r_{0_{herbe}}$ qui correspond au transfert de la vapeur dans le couvert herbe.

$$r_{a_{herbe}} = r_{h_h}^{h_a} + r_{h_h}^{z_r} + r_{0_{herbe}} \quad (III-20)$$

La seule résistance aérodynamique intervenant pour la demande climatique de l'arbuste est la résistance au-dessus du couvert. Comme pour le cas précédent, on introduit une résistance de structure r_{0_a} qui réunit l'ensemble des résistances au transfert à l'intérieur même de la strate arbustive.

$$r_{a_{arbuste}} = r_{h_h}^{z_r} + r_{0_a} \quad (III-21)$$

ii)- Les résistances de structure

La résistance de structure est introduite dans les travaux de Perrier (1975 (c) et 1976) comme une résistance au transfert dans le couvert considéré. C'est une approche utilisée pour calculer la demande climatique à partir du niveau de la surface évaporante (ou plutôt transpirante).

On exprime la résistance de structure (r_{0_i}) comme une fonction de la résistance aérodynamique de la partie supérieure du couvert considéré (r_i^{sup}), de la résistance aérodynamique de la partie inférieure (r_i^{inf}) et de la résistance de couche limite moyenne $\overline{r_v(z)}$ que l'on suppose être située au milieu du couvert.

Le schéma suivant représente la combinaison des différentes résistances dans le couvert i pour rendre compte de la résistance de structure (r_{0_i})

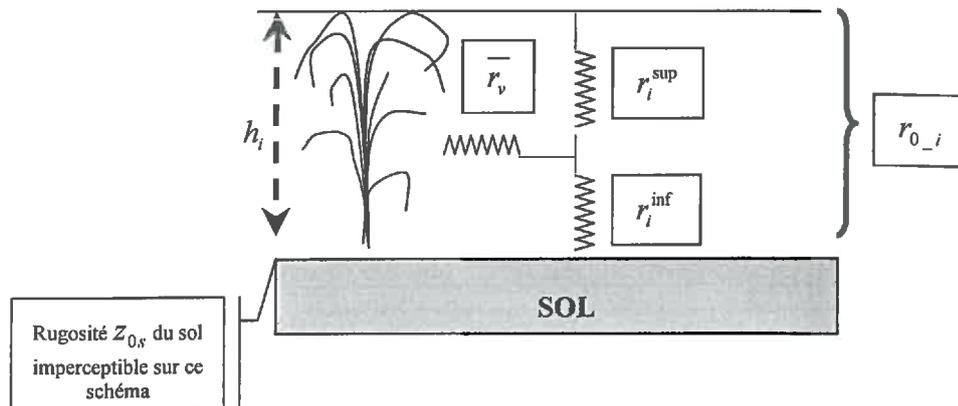


Figure 22 : Représentation de la combinaison des résistances au sein du couvert. La résistance de structure.

Ce petit schéma utilisant l'analogie électrique pour représenter les résistances permet de poser les bases du calcul de la résistance de structure :

$$r_{0_i} = r_i^{sup} + r_c \quad , \quad \text{avec } r_c \text{ donnée par } \frac{1}{r_c} = \frac{1}{r_i^{inf}} + \frac{LAI_i}{r_v}$$

on trouve que la résistance de structure est donc exprimée d'une façon générale de la façon suivante :

$$r_{0_i} = r_i^{sup} + \frac{\left(\frac{r_v}{LAI_i}\right)}{1 + \frac{\left(\frac{r_v}{LAI_i}\right)}{r_i^{inf}}} \tag{III-22}$$

r_i^{sup} et r_i^{inf} sont les résistances aérodynamiques (m/s) associées au transfert dans le couvert respectivement dans la partie supérieure et inférieure de celui-ci. Le terme LAI_i est l'indice de surface foliaire du couvert i . La résistance dans la partie inférieure, r_i^{inf} , est très élevée parce qu'elle prend en compte la forte atténuation du vent

La résistance de couche limite est définie dans Monteith (1973), elle s'exprime pour chaque feuille en condition de convection forcée pour un point donné dans le couvert considéré de la façon suivante :

$$r_v(z) = A \cdot df^{1/2} \cdot u(z)^{-1/2} \tag{III-23}$$

Le terme $r_v(z)$ est la résistance de couche limite pour chaque feuille à une hauteur donnée. Elle est fonction de la dimension des feuilles (df en m), et de la vitesse du vent pour la hauteur considérée. La résistance de couche limite du couvert (r_v) est la résistance moyenne de couche limite de tout le feuillage du couvert. En considérant que le profil d'indice de surface foliaire est constant en fonction de la hauteur, on trouve que cette résistance de couche limite est donnée par :

$$\bar{r}_v = \frac{1}{h_i - z_{0s}} \cdot \int_{z_{0s}}^{h_i} r_v(z) \cdot dz$$

(III-24)

La résistance de couche limite moyenne est fonction de la hauteur h_i du couvert i , de la rugosité du sol z_{0s} , et de la résistance de couche limite pour chaque feuille. On suppose également que le profil d'indice de surface foliaire du couvert i est constant de z_{0s} à h_i et que la résistance de couche limite moyenne est située au milieu du couvert.

III.2.2.b. Effet d'écran radiatif

Les différentes équations présentées permettent de calculer les demandes climatiques pour la surface du couvert considéré pour un profil de vent donné en captant toute l'énergie radiative disponible. A partir du schéma suivant, on peut obtenir l'évaporation potentielle réelle et la transpiration potentielle réelle des couverts en pondérant les équations des demandes climatiques pour chaque système considéré (sol, herbe, arbuste) par les fractions d'énergie radiative disponible au niveau de chaque couvert suivant la loi de Beer-Lambert (Varlet-Grancher et al 1989) (Figure 23).

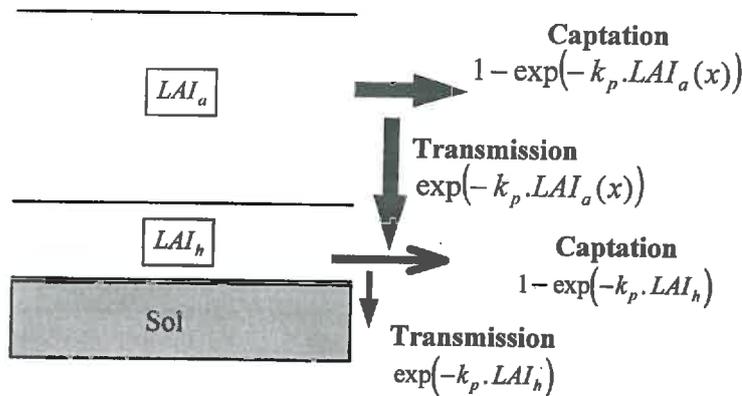


Figure 23 : schéma récapitulatif de l'atténuation du rayonnement net dans le couvert.

On retrouve que l'énergie disponible (Monteith 1973), pour chaque système considéré (arbuste, herbe ou sol) est donnée par la partition du rayonnement net (Rn) dans un couvert

$$Rn_a = Rn \cdot [1 - \exp(-k_p \cdot LAI_a(x))] \tag{ III-25 }$$

pour le couvert arbustif.

$$Rn_h(x) = Rn \cdot \exp(-k_p \cdot LAI_a(x)) [1 - \exp(-k_p \cdot LAI_h)] \tag{ III-26 }$$

pour le couvert herbacé à la distance x

et que le bilan d'énergie disponible au niveau du sol est pondéré par l'ensemble des deux couverts traversés :

$$Rn_{sol}(x) = Rn \cdot \exp(-k_p \cdot (LAI_a(x) + LAI_h)) \tag{ III-27 }$$

Le coefficient k_p est le coefficient d'atténuation du rayonnement dans une végétation.

Ces calculs permettent de rendre compte de l'atténuation du rayonnement net lorsque celui-ci traverse une végétation. La figure ci-dessus résume cette approche.

Cette atténuation est donc appliquée pour le calcul des demandes climatiques des surfaces considérées (équation (III-17)).

III.2.2.c. Calcul de la transpiration maximale

Pour connaître la transpiration maximale du couvert i (TM_i), il suffit d'introduire une résistance stomatique minimale afin de ne faire intervenir aucun phénomène de régulation biologique (De Parcevaux, 1963). La résistance stomatique minimale permet de rendre compte du flux de transpiration maximale sans que n'intervienne de régulation stomatique (fermeture) liée à des conditions atmosphériques ou de sol limitantes. Cette approche permet de mettre en évidence la transpiration maximale qui est comparable dans son concept à une ETM (le terme ETM bien connu est assimilé à une évapotranspiration maximale ; sol + végétation). Le terme TM est introduit comme une transpiration maximale uniquement et se distingue de la transpiration réelle TR qui fait intervenir la fermeture stomatique.

On peut ainsi exprimer cette transpiration maximale par (Monteith, 1965)

$$TM_i = \frac{1}{L_v} \cdot EP_i \cdot \frac{1}{1 + \frac{\gamma}{P + \gamma} \cdot \frac{(r_{st_min(i)} / LAI_i)}{r_{a_i}}} \quad (III-28)$$

Cette transpiration maximale TM_i (kg/(m².s)) est fonction en particulier de la résistance stomatique minimale du couvert i $r_{st_min(i)}$ (s/m), de l'indice de surface foliaire de celui-ci (LAI_i), de la chaleur latente de vaporisation de l'eau L_v (J/kg) et de la demande climatique EP_i (W/m²) qui s'applique sur le couvert i (à une distance donnée du centre de l'arbuste).

Ces différentes expressions nous permettent de calculer la transpiration maximale en utilisant une approche appelée souvent « big leaf ».

Remarque : on peut dire que la transpiration maximale (TM_i) du couvert i prend en compte la pondération de l'énergie disponible pour chacun des couverts à partir de l'équation (III-25) et (III-26) et de la distance au centre de l'arbuste à travers l'intégration de la fonction $LAI_a(x)$.

III.2.- 3/. Application. Transpiration de la strate haute, de la strate herbacée et évaporation du sol.

La section précédente présente les différents concepts utilisés pour calculer la transpiration maximale d'un couvert quelconque. Ces concepts sont introduits dans notre situation précise où deux strates coexistent. Nous précisons ici les différents calculs qui donnent la transpiration maximale de l'arbuste, de l'herbe, et l'évaporation du sol en fonction des variables climatiques et en fonction de la distance à l'arbuste à travers l'expression de l'indice de surface foliaire de l'arbuste qui est distribué sur l'espace considéré.

III.2.3.a. calcul et hypothèses pour l'évaporation du sol

L'évaporation du sol est directement donnée par la demande climatique qui s'impose au niveau du sol sans qu'aucune limitation n'intervienne tant que la surface est à un potentiel hydrique supérieur à celui de l'air (de nombreux travaux font intervenir une résistance liée à l'assèchement de la surface et à la formation d'un mulch). En effet, on peut voir que de nombreux travaux sur l'évaporation du sol mettent en évidence de manière qualitative trois phases pour l'évaporation. Une phase pendant laquelle le sol fournit totalement par évaporation la demande qui s'impose à sa surface, une phase où l'évaporation diminue graduellement avec l'humidité du sol et où l'évaporation ne satisfait pas totalement le demande évaporatoire et une phase où le niveau d'évaporation est faible et relativement constant (voire nul). Un modèle mécaniste de transfert d'eau

liquide dans le sol comme celui qui est mis en place permet de retracer la continuité des phases de l'évaporation à travers certaines hypothèses de fonctionnement. On suppose que la demande évaporatoire est satisfaite tant que la surface du sol n'atteint pas le potentiel hydrique de l'air. Le potentiel hydrique de l'air est calculé à partir de la loi de Kelvin (ci-dessous). A partir du moment où le potentiel hydrique du sol en surface est égal au potentiel hydrique de l'air, le rapport du flux d'évaporation du sol sur la demande évaporatoire diminue graduellement parce qu'il n'est plus imposé un flux en surface mais un potentiel qui est celui de l'air : le potentiel du sol en surface se met en équilibre avec celui de l'air et l'évaporation est donnée par le transfert d'eau des couches inférieures vers la surface (phénomènes de réalimentation). L'assèchement progressif du sol réduit l'évaporation parce que la réalimentation est ralentie par cet assèchement (les vitesses de transfert sont d'autant plus faibles que l'humidité du sol est faible. On passe progressivement d'une évaporation maximale à une évaporation faible (sans pour autant introduire de discontinuité comme il peut être suggéré à travers 3 phases distinctes) ce qui est plus réaliste.

La loi de Kelvin donne le potentiel hydrique en phase vapeur.

$$\Psi = \frac{1}{g} \cdot \frac{RT_a}{M_{H_2O}} \cdot \ln \left(\frac{P(Tr)}{P(Ta)} \right) \quad (III-29)$$

Cette équation donne le potentiel hydrique (exprimé en m) en fonction de la pression partielle de vapeur d'eau du milieu considéré ($P(Tr)$ en Pa), de la pression de vapeur saturante ($P(Ta)$ en Pa) à la température Ta (°K), de l'accélération de la pesanteur g (m/s^2), de la constante des gaz parfaits R (en $J/(mole.K)$), de la masse moléculaire de l'eau (M_{H_2O} en $kg/mole$).

Certes, le modèle ne prend pas en compte toutes les interactions et transferts en phase vapeur dans le sol (ni d'ailleurs la conduction thermique dans le sol), mais cette approche mettant en relation la phase vapeur dans l'air et la phase liquide dans le sol permet de « conditionner » la limite au niveau de la surface pour modéliser l'évaporation :

On suppose que la surface du sol s'assèche sans restriction tant que le potentiel du sol ne s'équilibre pas avec le potentiel de l'air, ensuite, c'est directement le potentiel hydrique de l'air qui est le moteur de l'évaporation et non plus le flux associé au bilan d'énergie au niveau du sol.

Pour résumer les deux situations rencontrées :

1- le sol est suffisamment humide pour évaporer à la demande évaporatoire. On est donc dans la situation :

Potentiel du sol en surface > potentiel air : ($\Psi_{0,sol} > \Psi_{air}$)

L'évaporation du sol est égale à la demande climatique au sol :

Demande climatique au sol (W/m^2) :

$$EP_{sol}(x) = \left\{ \frac{P^i}{P^i + \gamma} \cdot \left[(Rn_{sol}(x) \cdot \exp(-k_p \cdot (LAI_a(x) + LAI_h))) - G(x) + \frac{\rho \cdot Cp \cdot (Ta - Tr)}{r_{a,sol}} \right] \right\} \quad (III-30)$$

Une condition de flux ($kg/(m^2.s)$) égale à $E_{sol}^{pot.}(x) = (1/L_v) \cdot EP_{sol}(x)$ est donc imposée en limite du système sol pour la distance x .

2- La surface au sol sèche au point d'être en équilibre avec l'air :

Potentiel hydrique du sol en surface = potentiel hydrique de l'air ($\Psi_{0,sol} = \Psi_{air}$)

→ La condition à la limite du système vertical sol devient le potentiel hydrique de l'air et non plus une condition de flux. On passe d'une condition de Neumann à une condition de Dirichlet. L'évaporation réelle du sol $E_{sol}^{réelle}(x)$ est le résultat du bilan d'eau dans le sol lorsque l'on impose une condition de potentiel en surface ($E_{sol}^{réelle}(x) < E_{sol}^{pot.}(x)$). Cette évaporation est dépendante des rééquilibrages sur l'ensemble du profil.

III.2.3.b. La transpiration maximale de la strate inférieure

Pour connaître la transpiration maximale du couvert herbacé (la strate inférieure), il suffit d'introduire la résistance stomatique minimale pour rendre compte des stomates grands ouverts.

Pour la strate herbacée on a donc :

$$TM_h(x) = \frac{1}{L_v} EP_h(x) \cdot \frac{1}{1 + \frac{\gamma}{P+\gamma} \cdot \frac{(r_{st_min(h)} / LAI_h)}{r_{a_herbe}}} \quad (III-31)$$

avec la résistance aérodynamique r_{a_herbe} (s/m) exprimée précédemment (équation (III-20))

Cette transpiration maximale de la strate inférieure $TM_h(x)$ en $kg/(m^2.s)$ est donc fonction de la résistance stomatique minimale du couvert herbacé $r_{st_min(h)}$, de son indice de surface foliaire (LAI_h), de la résistance aérodynamique du sommet du couvert au niveau de référence combinée à la résistance de structure et de la demande de transpiration calculée à partir de l'équation (III-17) (les autres termes ont déjà été décrits et utilisés à plusieurs reprises).

Le principe de calcul des résistances de structure (équations (III-22), (III-23) et (III-24)) permet de donner les relations obtenues pour la strate herbacée, c'est à dire, pour l'espace vertical compris entre la rugosité du sol (z_{0s}) et la hauteur de la strate herbacée (h_h).

La résistance de couche limite moyenne est :

$$\bar{r}_v = \frac{1}{h_h - z_{0s}} \cdot \int_{z_{0s}}^{h_h} A \cdot df_h^{1/2} \cdot u_h^{-1/2} \cdot \exp\left[-\frac{\alpha_p}{2} \cdot \left(\frac{z}{h_h} - 1\right)\right] \cdot dz \quad (III-32)$$

ce qui donne

$$\bar{r}_v = \frac{A \cdot df_h^{1/2} \cdot u_h^{-1/2}}{h_h - z_{0s}} \cdot \frac{2 \cdot h_h}{\alpha_p} \cdot \left\{ \exp\left[-\frac{\alpha_p}{2} \cdot \left(\frac{z_{0s}}{h_h} - 1\right)\right] - 1 \right\} \quad (III-33)$$

Cette résistance de couche limite est donc fonction de la dimension des feuilles (df_h en m), de la vitesse du vent au sommet de la strate herbacée (u_h en m/s), du coefficient d'atténuation du vent dans le feuillage α_p , de la rugosité du sol (z_{0s} en m) et de la hauteur de cette strate (h_h en m).

Cette résistance de couche limite est introduite dans l'expression qui donne la résistance de structure (équation (III-22)).

Les résistances r_h^{sup} et r_h^{inf} sont données à partir de la résolution de l'équation (III-9) et (III-16) en adaptant les bornes correspondantes. On trouve ainsi que les résistances aérodynamiques dans le couvert herbacé s'expriment de la façon suivante :

$$r_h^{sup} = \frac{h_h}{\alpha_p} \cdot \left[\exp\left(-\alpha_p \cdot \left(\frac{h_{h,1/2}}{h_h} - 1\right)\right) - 1 \right] \quad (III-34)$$

et

$$r_h^{inf} = \frac{h_h}{\alpha_p} \cdot \left[\exp\left(-\alpha_p \cdot \left(\frac{z_{0s}}{h_h} - 1\right)\right) - \exp\left(-\alpha_p \cdot \left(\frac{h_{h,1/2}}{h_h} - 1\right)\right) \right] \quad (III-35)$$

Ces résistances sont fonctions de la hauteur du couvert h_h , de la rugosité du sol (z_{0s}), du coefficient α_p et de la hauteur représentative de la zone où la résistance de couche limite est moyenne : $h_{h,1/2}$. Nous prenons $h_{h,1/2} = h_h/2$.

III.2.3.c. La transpiration maximale de l'arbuste.

Pour le calcul de la transpiration de l'arbuste, les mêmes principes sont utilisés, on calcule la résistance aérodynamique du sommet de l'arbuste jusqu'au niveau de référence ainsi que la résistance de structure comme il est montré sur la figure (Figure 24). En reprenant l'équation (III-21), on distingue dans le couvert formé par l'arbuste et l'herbe la résistance aérodynamique de la partie supérieure (r_a^{sup}), la résistance aérodynamique de la partie inférieure (r_a^{inf}) et une résistance moyenne de couche limite du feuillage considéré (\bar{r}_v).

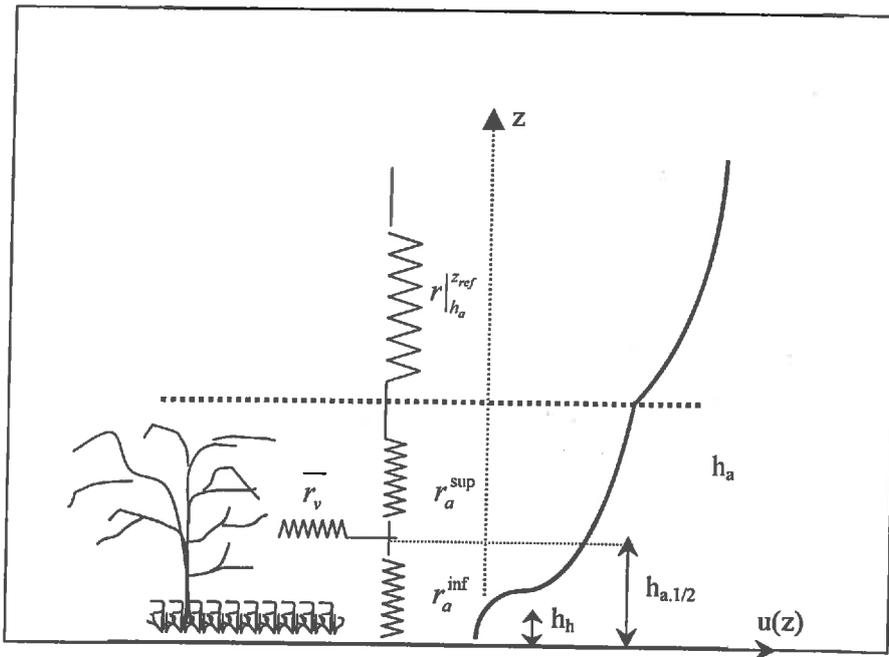


Figure 24 : description des résistances entrant en jeu dans le calcul de la transpiration de la strate haute

L'estimation de la résistance de structure fait donc intervenir les calculs suivants :

1- L'équation (III-11) donnant la résistance aérodynamique pour l'espace vertical compris entre le sommet de la strate herbacée (h_h) et le sommet de l'arbuste (h_a) permet de retrouver facilement l'expression de la résistance aérodynamique à partir de la hauteur $h_{a,1/2}$ qui correspond à la hauteur de l'arbuste divisé par 2. On a ainsi

$$r_a^{sup} = \frac{\ln \frac{h_a - d_h}{h_{a,1/2} - d_h}}{k \cdot u_h^*}$$

(III-36)

2- Pour la résistance aérodynamique de la partie inférieure, on retrouve une combinaison issue des équations (III-12) et (III-15) puisque l'on prend en compte tous les transferts dans le couvert, c'est à dire la résistance dans la strate herbacée jusqu'à la hauteur $h_{a,1/2}$.

$$r_a^{\text{inf}} = \frac{\ln \frac{h_{a,1/2} - d_h}{h_h - d_h}}{k \cdot u_h^*} + \frac{h_h}{\alpha_p \cdot K_{e-h}} \cdot \left\{ \exp \left[-\alpha_p \cdot \left(\frac{z_{0s}}{h_h} - 1 \right) \right] - 1 \right\} \quad (\text{III-37})$$

3- La résistance de couche limite s'exprime à partir des équations (III-23) et (III-24) en prenant en compte les deux types de profils intervenant dans le couvert herbe + arbuste.

On obtient ainsi que la résistance de couche limite moyenne s'exprime par :

$$\overline{r_v^{\text{arbuste}}} = \frac{A \cdot df_a^{1/2} \cdot u_h^{-1/2}}{h_h - z_{0s}} \cdot \frac{2 \cdot h_h}{\alpha_p} \cdot \left\{ \exp \left[\frac{-\alpha_p}{2} \cdot \left(\frac{z_{0s}}{h} - 1 \right) \right] - 1 \right\} + \frac{A \cdot df_a^{1/2} \cdot u_a^{*-1/2}}{(h_a - h_h) \cdot k^{-1/2}} \cdot \int_{h_h}^{h_a} \left(\ln \frac{z - d_h}{z_{0h}} \right)^{-1/2} \cdot dz \quad (\text{III-38})$$

L'expression de la couche limite des feuilles prend en compte à la fois les transferts au niveau du profil de vent exponentiel (de z_{0s} à h_h) et au niveau du profil de vent logarithmique (de h_h à h_a). Cette expression donne la résistance de couche limite du couvert herbe + arbuste en fonction de la dimension des feuilles de l'arbuste (df_a en m) et des différents termes précédemment décrits.

⇒ La transpiration maximale de l'arbuste (TM_a en $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$) s'écrit donc :

$$TM_a = \frac{1}{L_v} EP_a \cdot \frac{1}{1 + \frac{\gamma}{P + \gamma} \cdot \frac{(r_{st_min(a)} / LAI_{a_mesure})}{r_{a_arbuste}}} \quad (\text{III-39})$$

Elle est fonction de la résistance stomatique minimale de l'arbuste ($r_{st_min(a)}$), l'indice de surface foliaire de l'arbuste et la résistance aérodynamique $r_{a_arbuste}$ définie précédemment (équation (III-21) et (III-22)).

L'approche utilisée est relativement simple, elle est monodimensionnelle et permet de calculer avec les mêmes principes de calcul, les différentes composantes de l'évapotranspiration d'un « couvert épars ». Cette approche permet de prendre en compte simplement les effets d'écran radiatif et convectif dus à la présence d'un obstacle (arbuste). Elle prend toute sa valeur dans la compartimentation du système arbuste-herbe puisque la notion de distance x est prise en compte. La compartimentation (III.1) permet de dégager la distance au centre de l'arbuste ($x(i)$) qui permet de calculer les grandeurs utiles pour rendre compte des transferts d'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère dans le compartiment considéré.

.III.3.couplage sol-plante-atmosphère (espace et temps...)

Nous avons montré dans cette section comment calculer cette transpiration maximale quelle que soit la distance à « l'arbuste » et les descriptions des calculs de transpiration ont permis de mettre en évidence l'influence de l'arbuste sur la strate herbacée vis à vis de la demande de transpiration.

D'autres interactions entrent en jeu lorsque deux espèces de plantes coexistent, notamment les compétitions racinaires pour l'eau. Pour prendre en compte les compétitions racinaires, on considère que l'espace de sol où les deux types de racines coexistent, est partagé et que des échanges d'eau entre ces espaces entourant les racines sont possibles.

Nous discuterons donc dans cette partie dans un premier temps des compétitions racinaires et des échanges d'eau qui ont lieu au niveau de chaque type de racine puis nous nous pencherons une dernière fois sur les couplages entre la partie atmosphérique et le partie sol et enfin nous discuterons de ce que l'on souhaite apporter de nouveau en introduisant une telle approche pour simuler le bilan hydrique.

III.3.- 1/. les compétitions racinaires, cas du partage de l'espace sol entre les racines (2 types de racines)

Les systèmes complexes, hétérogènes interagissent entre eux à tous les niveaux et en ce qui concerne la partie sol, un des plus importants phénomènes est la compétition pour l'eau. A partir de l'approche microscopique pour gérer l'absorption d'eau des racines, il est mis en place un processus de transfert d'eau entre les deux espaces qui définissent le sol entourant les 2 types de racines (les racines de l'espèce arbustive et les racines de l'espèce herbacée). C'est une approche originale qui est basée sur le partage de l'espace sol suivant la densité racinaire des deux espèces. L'absorption d'eau des deux espèces est modélisée séparément mais on rend compte des relations entre les deux systèmes à travers des échanges possibles entre la fraction de sol entourant les racines de l'espèce arbustive et la fraction de sol entourant les racines de l'espèce herbacée. Les paragraphes suivants permettent de décrire cette façon originale de prendre en compte les compétitions pour l'eau.

III.3.1.a. partage de l'espace

i)- Homogénéité de la distribution des racines dans le sol pour les deux espèces

La compétition est présente entre les espèces parce qu'il y a un certain partage des ressources. Nous introduisons une distribution homogène des deux systèmes racinaires pour rendre compte de leurs interactions sans faire intervenir de distribution spécifiquement localisée.

Ainsi, lorsque deux systèmes racinaires sont présents dans le sol (densité racinaire ρ_a et ρ_h en m/m³), on peut donner pour toutes les racines quelle que soit leur espèce, un espace de sol disponible qui dépend de la densité racinaire totale pour une profondeur donnée à partir de la même approche que précédemment (chapitre 2).

La densité racinaire totale permet de connaître l'espace sol disponible pour chaque racine à la profondeur z à partir de la demi-distance moyenne séparant chaque racine.

$$\rho_T(z) = \rho_a(z) + \rho_h(z)$$

(III-40)

Pour chaque racine individuelle quelque soit son espèce, on retrouve donc :

$$HMRD_T(z) = \frac{1}{\sqrt{\pi \cdot \rho_T(z)}}$$

(III-41)

ii)- Absorption racinaire.

Le fonctionnement du modèle est strictement le même pour toutes les racines, il est basé sur la modélisation des transferts microscopiques présentés au chapitre 2. Les transferts sont gérés à travers le potentiel racinaire pour satisfaire au mieux la transpiration maximale imposée, propre à chaque espèce (herbe ou arbuste). La seule différence vient de l'interaction des volumes élémentaires entre espèces différentes. Cette interaction est présentée ci dessous, elle reproduit les échanges d'eau entre les volumes élémentaires de sol de chaque fragment de racine ce qui rend compte du partage des ressources et donc de la compétition.

III.3.1.b. Echange d'eau et partage des ressources en eau

Le partage des ressources en eau est géré à travers les échanges entre les volumes élémentaires. Pour se resituer, dans le cas d'un seul type de racines, à une profondeur donnée, le système racinaire est réduit à un seul élément racinaire. Où toutes les racines ont le même flux d'absorption. Ceci induit une condition de flux nul au niveau de la face externe de l'espace radial (voir chapitre 2). En revanche si deux espèces coexistent, le potentiel au niveau de la face externe de l'espace défini par $HMRD_T(z)$ évolue de façon différente selon l'espèce. En conséquence, on introduit un flux externe qui dépend de l'écart entre les potentiels aux bornes des deux systèmes. Ces flux au niveau de la face externe permettent de rendre compte des échanges d'eau entre les espaces de sol disponibles pour chaque racine.

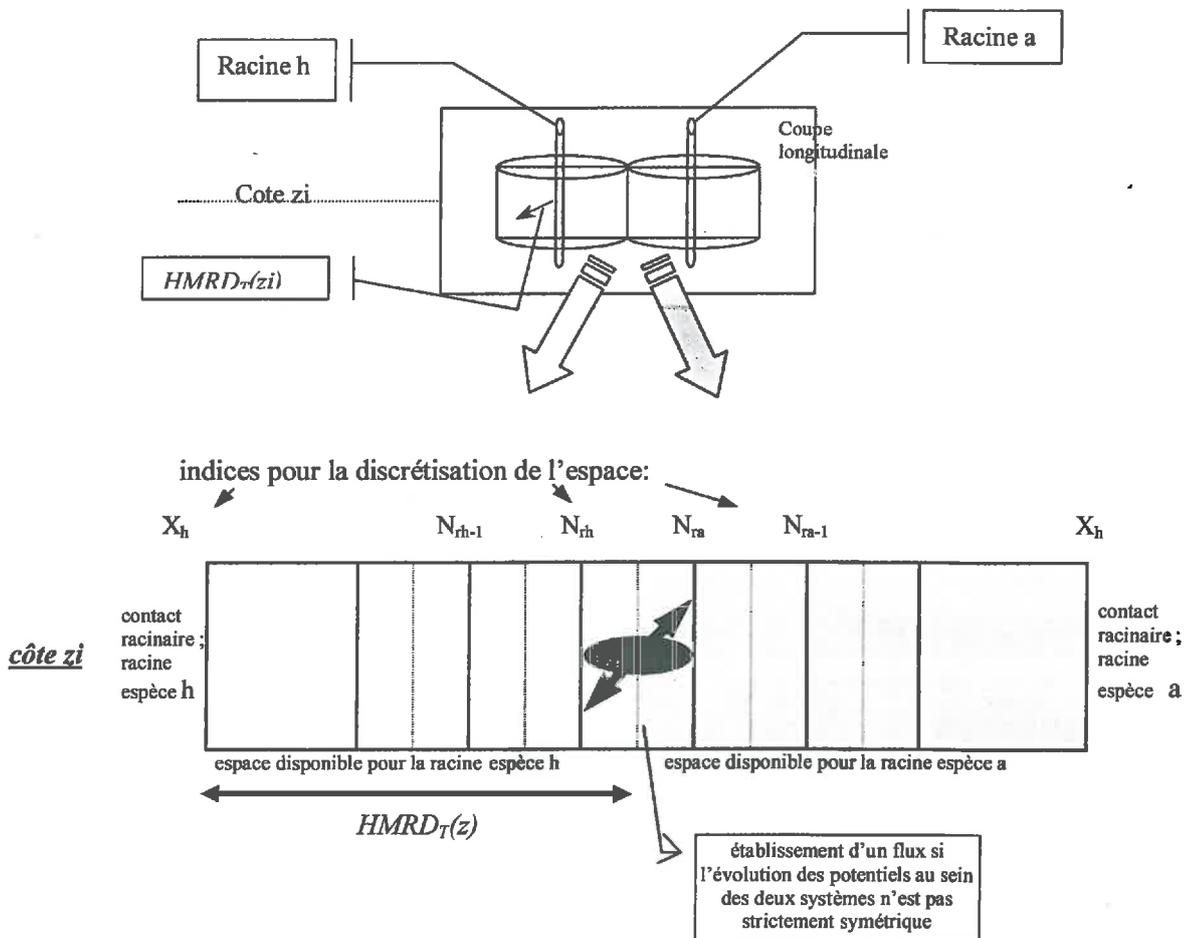


Figure 25 : Etablissement d'échange d'eau entre les espaces interracinaires. Partage des ressources en eau

La limite externe du système radial, explication des flux aux limites

Les échanges permettent de rendre compte des phénomènes de compétition pour l'eau parce qu'il peut y avoir approvisionnement en eau de l'espace sol réservé aux racines d'herbe noté « h » par l'eau contenue dans l'espace des racines d'arbuste noté « a » (ou inversement).

Les flux à la limite externe de chaque système radial sont gérés de la façon suivante:

- Le flux imposé à la limite du système des racines d'herbe (q_h^{ext} en kg/(m.s)) est fonction du rapport de la densité racinaire du système (ρ_a en m/m³) sur la densité racinaire totale (ρ_T en m/m³), de la conductivité radiale hydraulique au niveau de l'interface des 2 systèmes radiaux ($K^*(\Psi_{Nrh}, \Psi_{Nra})$ en m²/s (voir chapitre 2 pour les unités et la notation avec « * ») et du gradient de potentiel aux niveau des 2 bornes externes :

$$q_h^{ext} = -\frac{\rho_a}{\rho_T} \cdot \rho_{eau} \cdot K^*(\Psi_{Nrh}, \Psi_{Nra}) \cdot \frac{\Psi_{Nrh} - \Psi_{Nra}}{\Delta r_{Nr}} \quad (III-42)$$

- Le flux imposé à la limite du système des racines d'arbuste est analogue au précédent au sens du flux près et à la pondération près :

$$q_a^{ext} = -\frac{\rho_h}{\rho_T} \cdot \rho_{eau} \cdot K^*(\Psi_{Nrh}, \Psi_{Nra}) \cdot \frac{\Psi_{Nra} - \Psi_{Nrh}}{\Delta r_{Nr}} \quad (III-43)$$

Les échanges d'eau se font à partir des gradients qui s'établissent aux bornes des deux systèmes radiaux. Cet échange est pondéré par les densités respectives de chacune des espèces.

Un schéma de la discrétisation permet de visualiser la connexion des systèmes entre eux. La figure ci-dessus est une représentation longitudinale de deux anneaux adjacents, elle schématise le flux d'eau de la zone racinaire de l'espèce « a » vers l'espèce « h » du fait de l'établissement d'un gradient de potentiel hydrique entre les deux interfaces.

Cette approche nous permet ainsi de prendre en compte la présence de racines d'espèces différentes dans un même espace sol. La modélisation entreprise permet à la fois de préserver les ressources propres en eau de chaque espèce à travers un espace sol délimité par une demi-distance moyenne entre racine ($HMRD_T(z)$) mais elle permet aussi les échanges d'eau pour que les systèmes ne soient pas déconnectés les uns des autres.

III.3.- 2/. le couplage de la partie atmosphérique et de la partie sol

Pour ce qui est du couplage du modèle sol et du modèle atmosphérique, nous avons déjà évoqué le sujet dans la partie II.2.- 2/. Le modèle sol fonctionne à partir d'une demande de transpiration donnée (ainsi que de l'évaporation potentielle et la pluie). Ce sont les variables d'entrée du modèle sol. La partie « aérienne » du modèle complet fournit à partir des variables atmosphériques une transpiration maximale puisque l'on ne cherche pas à rendre compte des régulations biologiques liées à la fermeture stomatique. Le couplage est donc trivial puisque la sortie de l'un est l'entrée de l'autre. Nous rappelons ici les principales spécificités.

III.3.2.a. la demande de transpiration comme variable d'entrée du modèle sol

Le modèle permet de calculer la transpiration maximale de l'arbuste (TM_a) et la transpiration de la strate inférieure (TM_h) en fonction de la distance au centre de l'arbuste. Ceci permet de connaître l'intégrale des absorptions élémentaires qui doit être satisfaite pour qu'il n'y ait pas de frein à la transpiration. On peut rappeler que cette transpiration maximale peut ou non être satisfaite selon les conditions hydriques du sol et le potentiel racinaire seuil.

le couplage du modèle sol et du modèle atmosphérique : la transpiration maximale

Le modèle atmosphérique permet de donner la transpiration maximale du couvert considéré en kg/(m².s), cette grandeur est introduite comme variable dans le modèle sol pour rendre compte des transferts d'eau dans le sol à partir de l'absorption racinaire car on impose absorption = transpiration. Si aucune limitation n'intervient, la transpiration et l'évaporation réelle du système sol-plante sont égales aux flux imposés ($TR(i) = TM(i)$) et

$E_{sol}^{réelle}(x) = E_{sol}^{pot.}(x)$). Dans le cas contraire, les variables de sortie qui sont la transpiration réelle ($TR(i)$) et l'évaporation du sol ($E_{sol}^{réelle}(x)$) sont les résultantes du bilan d'eau dans le sol pendant le pas de temps dt et l'on ne retrouve plus les égalités ci-dessus .

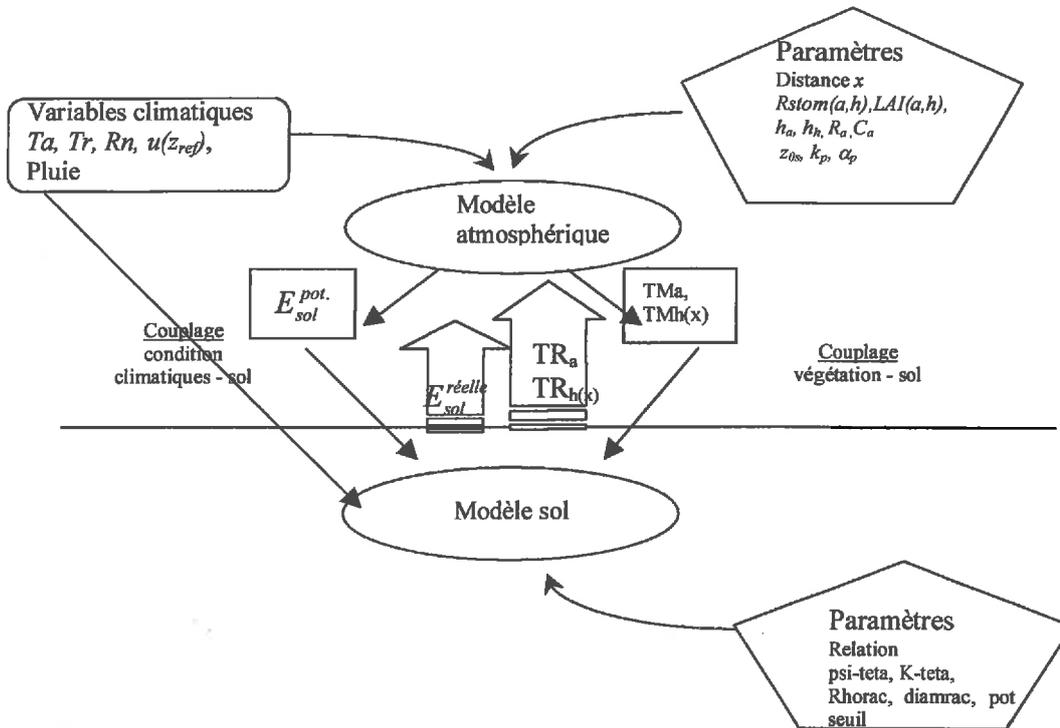


Figure 26: Présentation du couplage entre le modèle atmosphérique et le modèle de diffusion d'eau dans le sol.

III.3.2.b. la pluie et l'évaporation du sol

les conditions aux limites pour les transferts verticaux (potentiel sol minimum., limitation de l'évaporation)

Les conditions aux limites pour les transferts verticaux se limitent (cf. chapitre 2) aux pluies, à l'évaporation du sol et plusieurs conditions sont envisagées pour la partie inférieure du modèle (drainage libre, flux nul, potentiel imposé).

D'une manière générale, pour vérifier la validité de la programmation, des conditions de flux nul en profondeur sont imposées.

Notes sur le modèle et les phénomènes de surface.

Les flux évaporatoires et transpiratoires sont calculés de façon la plus rigoureuse et la plus mécaniste possible. En revanche, on ne prend pas en compte les différents processus qui s'appliquent aux intrants : La pluie est prise en compte sans faire intervenir la captation par le feuillage et c'est là une source d'erreurs assez importante. Les phénomènes de ruissellement sont gérés uniquement par l'infiltration dans les couches de sol verticales et le ruissellement n'est introduit qu'à partir du moment où le potentiel hydrique en surface atteint la

saturation. On introduit alors un potentiel comme condition à la limite supérieure (à la surface du sol), ce potentiel est pris égal au potentiel à la saturation ($\psi_{surface} = 0$), toute l'eau supplémentaire est considérée comme perdue pour la parcelle. Tous ces phénomènes de surface revêtent une importance plus ou moins grande suivant l'état de surface du sol, la microtopographie, l'intensité de la pluie, ... pour le ruissellement ; la taille des feuilles, leur forme, ... pour l'interception de la pluie.

III.3.2.c. la compartimentation

Pour ce qui est de la compartimentation, la partie (.III.1) présente l'approche utilisée pour réduire un système hétérogène à une description simple sous forme de compartiments. Ceci est comparable d'une certaine manière à une discrétisation grossière de l'espace.

présentation de la compartimentation mise en place (liaison entre les différents compartiments)

A partir de la modélisation mise en place, les choix concernant la compartimentation sont importants pour les temps de calcul engendrés. La partie atmosphérique n'est pas limitante car les calculs à partir des variables météorologiques sont rapides (solutions analytiques pour l'ensemble des termes), par contre, les résolutions numériques des transferts dans le sol entraînent des temps de calcul importants pour simuler l'évolution du potentiel hydrique sur les différents axes introduits. En conséquence, nous essaierons de limiter au plus le nombre de compartiments pour nos études.

Les transferts entre compartiments ne sont pas encore gérés, il serait sans doute intéressant de connaître les transferts horizontaux d'un compartiment vers l'autre.

calcul des variables d'entrée et de sortie globales

L'ensemble de cette modélisation permet d'estimer la transpiration réelle de chaque compartiment. On peut donc estimer le flux de chaleur latente globale comme une contribution de chaque compartiment en relation avec la surface occupée sur l'ensemble du système (voir équation (III-2)

On trouve ainsi que :

$$TR_{parcelle} = TR_a \cdot \frac{R_a^2}{D_a^2} + \sum_{i=1}^{Nc} \frac{TR_h(x) \times 2 \cdot x(i) \cdot \Delta comp(i)}{D_a^2} \quad (III-44)$$

Ceci nous permet de connaître la consommation en eau de la parcelle tout en connaissant les particularités « locales ». $TR_{parcelle}$ est la transpiration par unité de temps de la parcelle ramenée à l'unité de surface ($kg/(m^2 \cdot s)$). Elle est fonction de la transpiration de l'arbuste (TR_a , en $kg/(m^2 \cdot s)$), la transpiration de la strate herbacée ($TR_h(x_i)$) dans les différents compartiments i ($i = 1, \dots, Nc$), la couronne de l'arbuste (R_a en m), la demi-distance moyenne séparant chaque arbuste (D_a en m), et les caractéristiques de chaque compartiment ($\Delta comp(i)$ l'épaisseur du compartiment en m et $x(i)$ la distance entre le centre du poquet et le centre du compartiment i en m).

L'évapotranspiration est la combinaison de l'évaporation et de la transpiration, elle sera notée ET si elle est exprimée en kg d'eau par unité de surface et par unité de temps ($kg/(m^2 \cdot s)$) et LE si elle est exprimée en énergie dissipée pour sa vaporisation par unité de surface et par unité de temps (W/m^2)

III.3.- 3/. Conclusions : les résultats espérés ; les espoirs d'explications de la fermeture stomatique

Un tel modèle est élaboré pour estimer le bilan hydrique des couverts hétérogènes à travers une compartimentation de l'espace et une réduction de l'hétérogénéité à une distribution spatiale régulière. La partie atmosphérique développée est utilisée en tant que modèle de simulation pour calculer la transpiration maximale de la plante. Sa spécificité est d'intégrer les notions de distance à un « obstacle » répondant aux problèmes d'écran radiatif et convectif qui se posent lorsque l'on étudie les systèmes à deux végétations distinctes et éparées.

Les différentes expérimentations menées sur la diffusion de l'eau vers les racines ont souvent été mises en place dans des laboratoires, c'est à dire pour des situations très contrôlées ou réduites (culture en pots). Le modèle complet est adapté pour pouvoir connaître les différents mécanismes qui entrent en jeu dans des situations naturelles. On cherche donc à travers cette modélisation à comprendre en situation naturelle si des phénomènes comme la limitation liée aux transferts d'eau dans le sol peuvent exister et s'ils expliquent par exemple des mécanismes de limitation de la transpiration parfois introduits au sein de fonctions biologiques établies empiriquement.

En effet, à partir d'une approche telle que celle-ci où l'on explore les transferts d'eau vers la racine en condition de faible humidité du sol, on peut expliquer le comportement des plantes vis à vis de la contrainte hydrique. De nombreuses relations existent pour relier la résistance stomatique et l'état d'humidité (ou de potentiel) du sol et se penchent sur l'intervention de messages chimiques (Zhang et Davies 1989, Tardieu et al 1993) pour renseigner les stomates sur l'humidité du sol. De tels mécanismes de régulation sont envisagés pour modéliser les limitations de la transpiration lorsque la physiologie de la plante joue le rôle principal. Par contre, il est intéressant de voir que l'état hydrique du sol lui-même peut être un objet de limitation et intervenir comme une régulation : la fermeture stomatique serait rétroactive à la limitation de l'absorption (au contraire d'une régulation stomatique qui serait pilotée par le potentiel racinaire et réduirait l'absorption en réponse à ce potentiel). Les conséquences sur la plante se répercutent forcément de façon rapide et la distinction entre la fermeture stomatique et la résistance provoquée par la formation d'une barrière hydraulique peut ne pas être observable (parce que le déficit hydrique au niveau des racines provoque immédiatement une fermeture stomatique). Tout ce travail est un objet d'étude en tant que tel et le modèle présenté ici permet d'en approcher certains points.

En résumé, la particularité de ce modèle est sa fonctionnalité dans la mesure où celui-ci est construit autour des facteurs climatiques et du sol classiquement mesurés. Il combine à la fois une modélisation de certains phénomènes très précis et qui méritent une étude propre et à la fois la possibilité de rendre compte des différents phénomènes à grande échelle comme la redistribution verticale de l'eau ou encore les compétitions racinaires entre deux espèces ainsi que les interactions à tous les niveaux d'une strate arbustive agrégée sur une strate continue plus basse.

IV. Chapitre 4 : Résultats expérimentaux

Le modèle de bilan hydrique est destiné à être utilisé pour l'étude du bilan hydrique des couverts épars. Nous cherchons à pouvoir adapter un tel modèle à des situations réelles en particulier pour comprendre les différentes interactions au sein des espaces complexes naturels. L'évaluation du bilan hydrique de ces espaces est un gage pour la gestion des systèmes naturels.

Pour tester le modèle, il est nécessaire d'avoir accès à des mesures expérimentales afin de

- ◆ déterminer les valeurs des coefficients et des paramètres du modèle
- ◆ acquérir les jeux de variables d'entrée et de sortie pour valider le modèle.

A ce titre, nous avons étudié le bilan hydrique de deux parcelles hétérogènes dans des situations contrastées. Une première étude expérimentale a été menée en zone semi-aride au Niger sur une jachère naturelle faite d'arbustes de *Guiera Senegalensis* sur un sol sableux et une deuxième étude sur une parcelle totalement artificielle recréant un couvert épars de maïs (semé en poquets) et de blé en zone tempérée (à proximité de Paris, sur Grignon) sur un sol argilo-limoneux.

Dans ce chapitre, nous présentons le cadre des différentes expérimentations ainsi que les méthodes de mesure utilisées. Par ailleurs, on donnera pour les deux situations les principaux résultats et interprétations que l'on peut dégager de l'ensemble des mesures réalisées.

.IV.1. Présentation des sites

IV.1.- 1/. expérimentation en zone tropicale

Les savanes couvrent une grande partie de la surface terrestre, principalement en Afrique, en Australie ou en Amérique du sud. Le terme « savane » est ici employé pour désigner l'écosystème « naturel » où coexistent une strate herbacée continue et une strate ligneuse plus ou moins discontinue (Menaut, 1983). La savane est donc un objet d'étude extrêmement intéressant parce que son importance n'est pas négligeable (en terme de surface pour le moins, Huntley et Walker, 1982.), elle correspond tout à fait aux couverts épars qui nous intéressent, et pour lequel le modèle a été élaboré, en particulier parce qu'il y a codominance de deux formes végétales.

IV.1.1.a. description du site

La première expérimentation s'est déroulée au Niger sur une savane semi-aride pendant la période humide. L'intérêt d'une étude du bilan hydrique sur une parcelle de ce type est important parce que cela permet de connaître le fonctionnement hydrique des plantes dans des conditions naturelles assez austères.

i)- lieu

L'ensemble des expérimentations s'est déroulé au Niger, en collaboration étroite avec le centre ORSTOM en place, et plus particulièrement JL Rajot, sur une parcelle constituée de *Guiera Senegalensis* située à 70 km de Niamey (site de Banizoumbou). Le site a été choisi dans la zone d'étude d'HAPEX-SAHEL dans le Site Central Est de cette étude. La parcelle présentait une répartition quasi aléatoire de ses arbustes dont la hauteur est comprise entre 1m50 et 3m et une strate herbacée plus ou moins continue, les effets de bords sont supposés négligeables du fait de notre emplacement suffisamment éloigné des bords (plus de 40m).

ii)- dates

La période d'étude s'est déroulée pendant la saison des pluies du 26 juillet au 25 août 96, la pluviométrie sur le site a été de 159 mm pour 12 épisodes pluvieux .

IV.1.1.b. le sol:

Le sol sur lequel nous avons effectué nos études peut être considéré comme homogène sur l'ensemble de la parcelle. C'est un sol essentiellement sableux issu des sols ferrugineux tropicaux lessivés dont la richesse en argile et en matière organique dépend essentiellement de l'hétérogénéité locale due aux termitières et à la microtopographie (nous avons veillé à ne pas nous placer à proximité d'anciennes termitières dont les caractéristiques sont marquées par une absence de végétation et une induration du sol).

Toutefois, ce sol que l'on peut supposer homogène est en général surmonté d'une croûte de surface typique des sols sahéliens (provoquée par de violents cycles d'humectation / évaporation) d'épaisseur variable selon la topographie du milieu, selon le piétinement, la végétation environnante (densité ou proximité de l'arbre),

IV.1.1.c. la parcelle:

Les caractéristiques de la parcelle sont les suivantes :

Le taux de couverture des arbres est estimé à 25 % ce qui reste du même ordre de grandeur que les estimations de Tuzet et al en 1992 sur une parcelle équivalente. La hauteur des arbustes de *Guiera* a été mesurée à 2,5 m en moyenne, tandis que la couronne moyenne des arbustes est estimée 2,5 m. L'indice de surface foliaire des arbustes (LAIa) est mesuré à 0,9 et celle de l'indice de surface foliaire de la strate herbacée (LAIh) est estimée à 0,4.

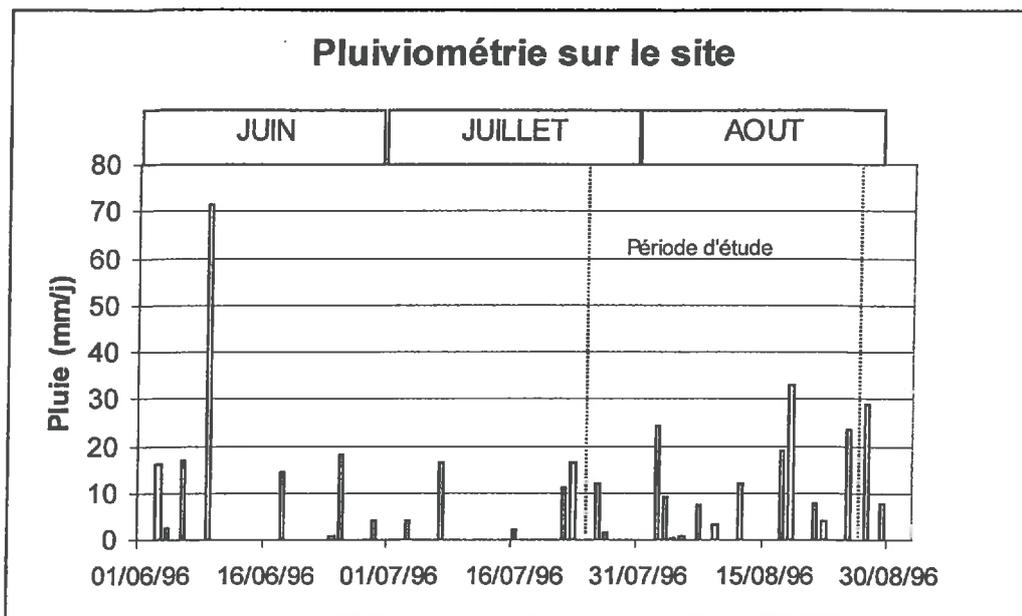
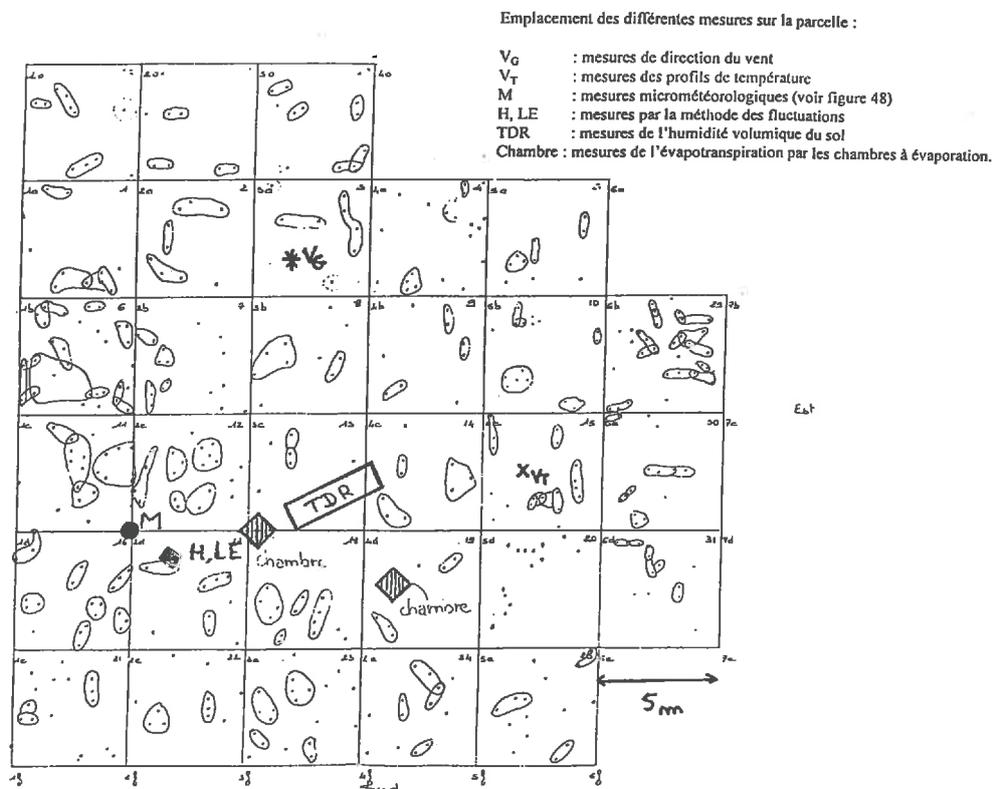


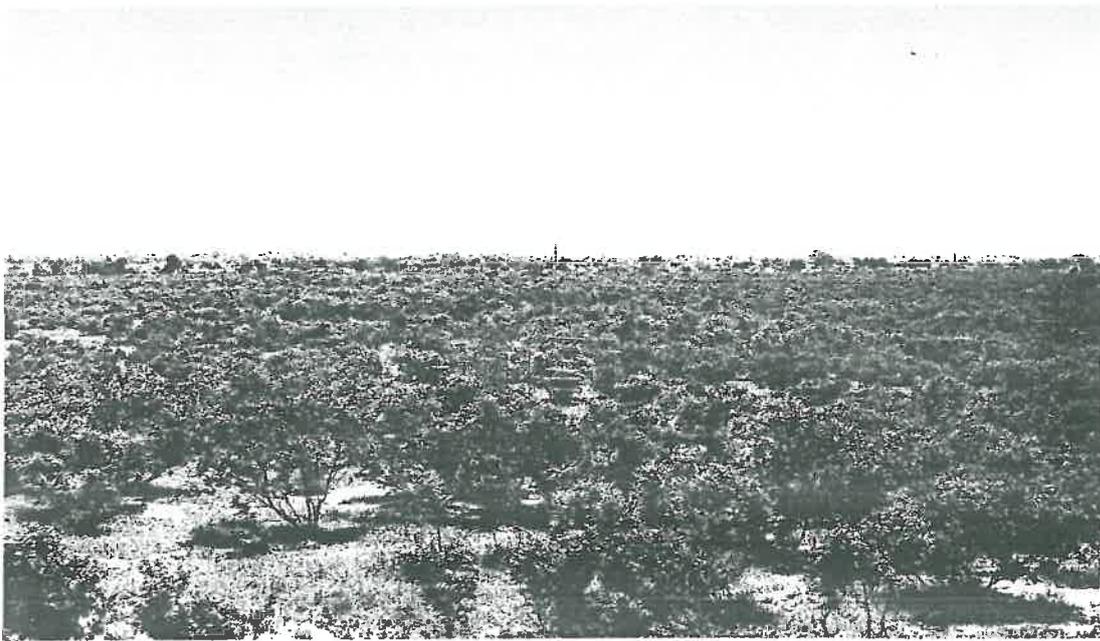
Figure 27 : Histogramme des pluies.

La période de mesure s'est réalisée pendant la saison des pluies. Nous n'avons pas eu de réelle période sèche.

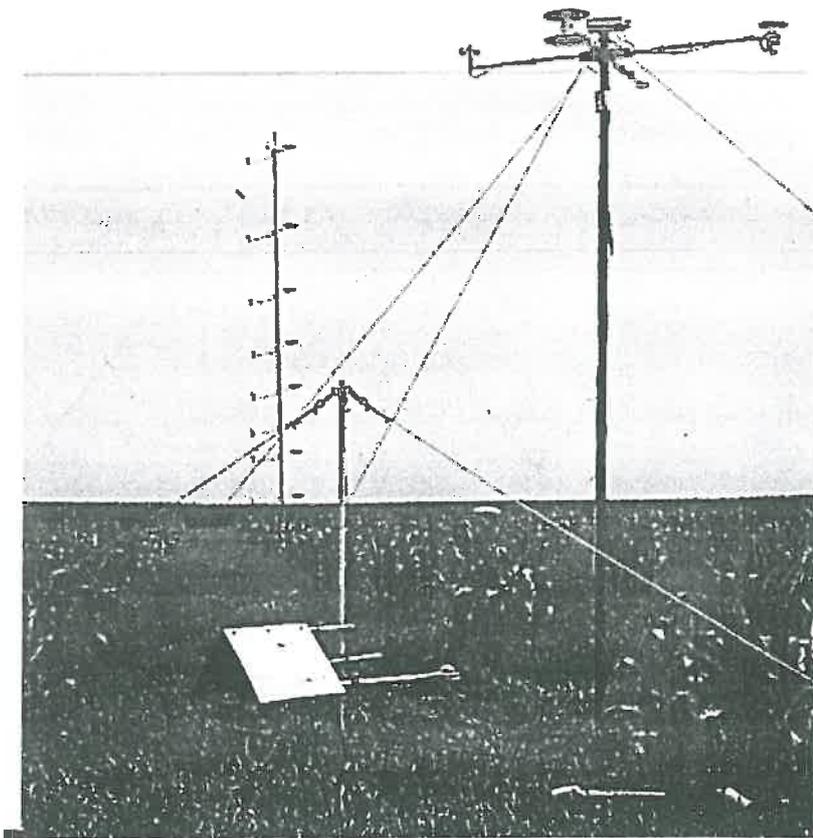


Notes : Les différents points représentés sur la figure indiquent la base des troncs des arbustes de Guiera et les cercles entourant ces points indiquent les arbustes en question entremêlant leur feuillage complètement. Ces cercles ne représentent pas la surface de recouvrement du feuillage.

La cartographie ci-dessus présente les différentes mesures réalisées sur la parcelle. Une description plus détaillée de ces mesures est faite dans les sections suivantes.



Photographie de la parcelle d'étude. Niger, site de Banizoumbou.



Photographie de la parcelle expérimentale. Région parisienne. Site de Grignon.

L'intérêt de l'étude d'un tel système bistrate (herbe-arbre) est la compréhension du fonctionnement des couverts naturels vus sous l'angle de l'eau. Les expérimentations se sont donc focalisées sur les mesures de transferts d'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère.

L'expérimentation sur le bilan hydrique se décompose en une série de mesures indispensables à l'étude des transferts de l'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère.

Ainsi, les mesures se situent

- au niveau de l'air par les mesures micrométéorologiques (R_g , rayonnement global, T_a , température de l'air, T_r , température de rosée, v , vitesse du vent) et les mesures directes des énergies mises en jeu (H , flux de chaleur sensible, LE , flux de chaleur latente, G , flux de chaleur dans le sol, R_n , rayonnement net)
- au niveau de la plante avec des mesures de débit de sève pour connaître la transpiration des arbustes, mais aussi des mesures de LAI et de hauteur par exemple.
- au niveau du sol avec des mesures de profil d'humidité et des mesures ponctuelles d'évapotranspiration de la strate herbacée.

Les mesures sont complétées par des mesures d'enracinement, des analyses hydrodynamiques du sol, des estimations des taux de couverture des herbes et de LAI des arbres.

La disposition du matériel, la localisation des mesures sur la parcelle est présentée sur la figure précédente.

IV.1.- 2/. Expérimentation en zone tempérée (Grignon)

Pour apprécier le fonctionnement hydrique des plantes dans un système hétérogène, il a été recréé artificiellement un couvert « épars » fait de maïs et de blé. La combinaison de ces deux plantes permet de mettre en place une strate haute et éparse regroupant plusieurs pieds de maïs (nous utiliserons souvent le terme « poquet de maïs ») et une strate basse formée par un couvert de blé continu.

Cette expérimentation a été entreprise afin de maîtriser au mieux l'hétérogénéité de la structure du système étudié. La parcelle ainsi constituée à partir de plantes aux caractéristiques agronomiques relativement bien connues (croissance, LAI, physiologie,...), permet de se placer dans des conditions d'étude plus simples et moins variables par rapport à un système épars naturel comme la savane. La strate haute souvent appelée strate arbustive est ici remplacée par un « poquet de maïs » qui présente les caractéristiques « physiques » d'un arbuste dans la mesure où ce poquet joue le rôle d'écran radiatif et convectif.

IV.1.2.a. Objectifs et description

L'objectif principal de cette expérimentation est de disposer d'un couvert aux caractéristiques de structure connues pour mieux maîtriser les phénomènes entrant en jeu en situation naturelle.

i)- Lieu

L'étude a été menée sur Grignon, proche de Paris, sur l'une des parcelles de la ferme de Grignon. De nombreuses expérimentations ont déjà été menées sur ces parcelles ce qui permet de disposer de certaines caractéristiques du sol notamment.

La photo suivante permet de visualiser le système étudié.

ii)- Date

La période d'étude a débuté le 6 juin et s'est terminée le 10 septembre. Toutefois, les mesures se sont concentrées sur les périodes du 1er juillet au 1er septembre, c'est à dire quand les deux végétations étaient déjà formées (voir *Figure 42*).

La pluviosité sur le site a été de 63.5 mm entre le 1er juillet et le 1er septembre pour 5 épisodes pluvieux de plus de 1mm. Les trois premières journées de juillet ont été pluvieuses, puis la saison a été sèche sur l'ensemble des 2 mois à l'exception des fortes pluies début août (6-8 août) qui cumulent un total de 29 mm d'eau.

Deux points sont à noter :

- la période précédant les études intensives a été très pluvieuse (près de 120 mm du 1^{er} juin au 6 juillet)

- Après le 8 juillet, la période a été sèche. Les pluies se sont concentrées sur 2 périodes (6-8 août et 27-30 août).

On s'attend donc à voir initialement un sol très humide puis un dessèchement progressif jusqu'au 6 août. Les couches de surface sont alors sans doute réalimentées puis il y a à nouveau un dessèchement progressif jusqu'à la période pluvieuse suivante (27-30 août).

IV.1.2.b. Le sol:

Le sol est un sol argilo-limoneux, classé dans les sols bruns lessivés, présentant deux horizons distincts, en particulier un horizon de surface (0-30cm) et l'horizon inférieur (30-110 cm). On atteint les affleurements de calcaire à partir de 110 cm et la roche calcaire est établie à 200 cm.

Nous appellerons la couche 0-30 cm « horizon de surface », elle correspond à l'horizon de labour et la couche de sol 30-110 cm « horizon profondeur ».

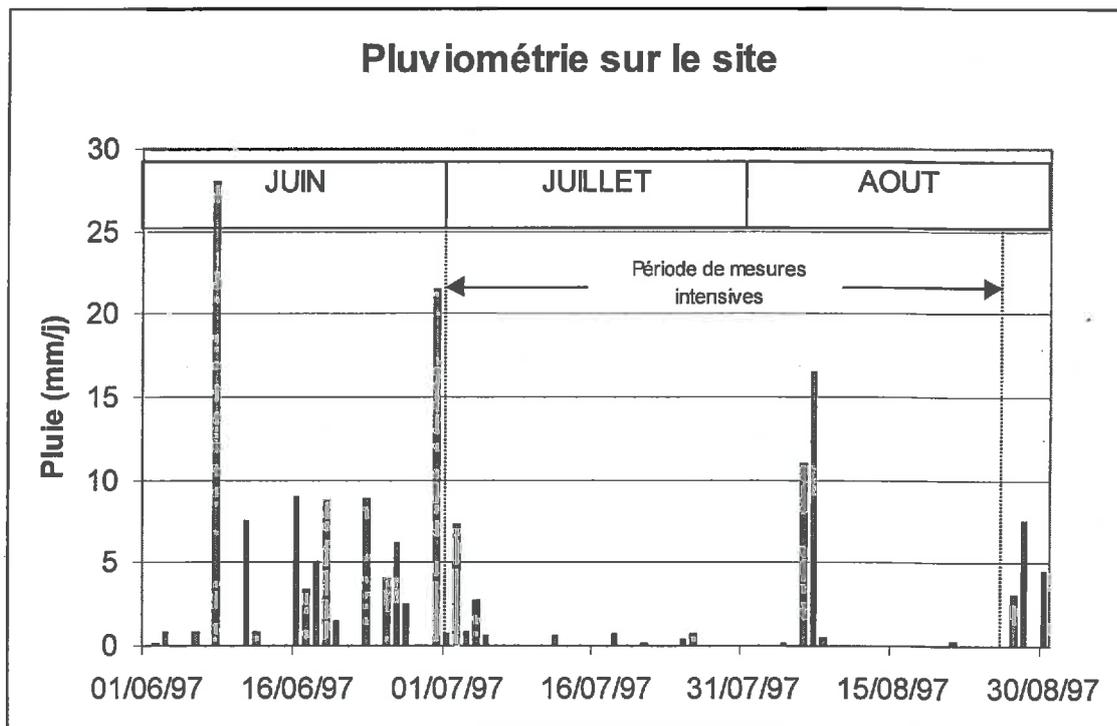


Figure 28 : Diagramme des pluies.
La représentation donne l'histogramme des pluies par jour.

IV.1.2.c. La parcelle

Les caractéristiques de la parcelle sont les suivantes :

Surface parcelle = 14400 m² (120 m x 120 m)

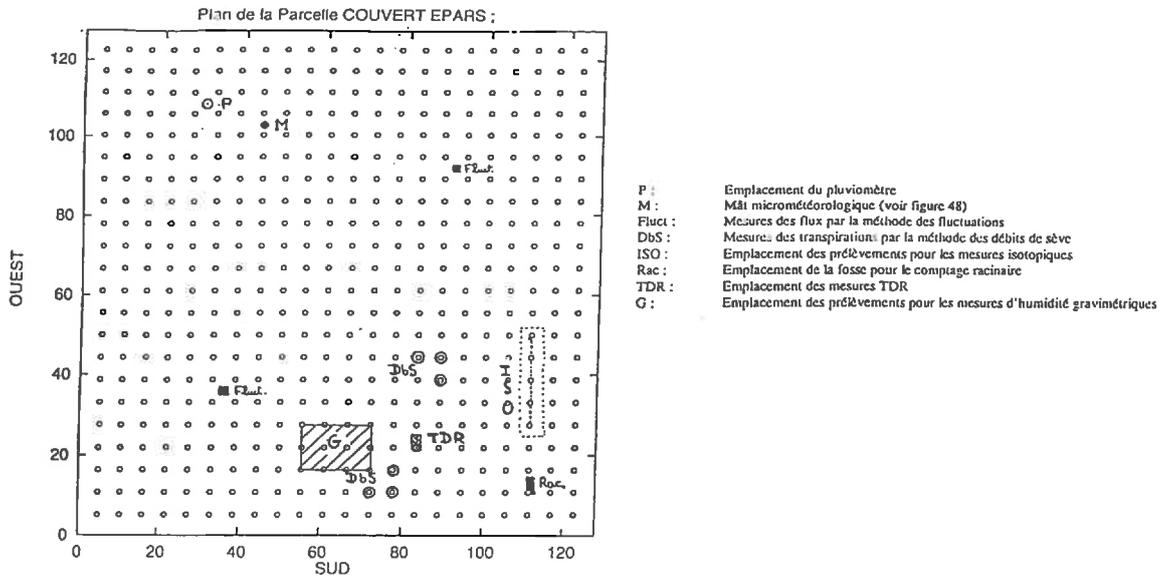
Les poquets de maïs (484 = 22 x 22) sont formés de 9 à 13 pieds de maïs (Nombre moyen de pied par poquet = 11,62) et ils sont répartis suivant un quadrillage régulier sur la parcelle (orientation Nord - Sud des rangs). La distance entre les centres des poquets adjacents est de 5.6 m et le rayon d'un poquet est de 0,56 m (couverture au sol de la couronne du poquet = 1 m²).

On peut déterminer la demi-distance moyenne entre poquet en considérant que l'on se situe dans une symétrie radiale. On trouve que cette demi-distance (Da) est égale à

$$Da = \frac{0.56m}{\sqrt{(484m^2/14400m^2)}} = 3.05m.$$

La strate inférieure est un couvert continu de blé d'hiver planté au printemps (semis le 1er avril). Les caractéristiques de celui-ci sont celles d'un blé non vernalisé. On peut par conséquent assimiler ce blé à une strate herbacée continue.

La figure ci-dessous permet de rendre compte de l'organisation de la parcelle. La distribution horizontale de la strate haute (le maïs) est réduite à des poquets régulièrement espacés.



Cette figure met en évidence les emplacements des mesures réalisées. On suppose d'une manière générale que les effets de bords sont négligeables au niveau des différentes mesures réalisées et que les mesures sur un poquet sont reproductibles pour un poquet identique.

.IV.2. les mesures concernant le sol

Plusieurs analyses du sol peuvent être utiles pour estimer, modéliser et interpréter les transferts d'eau dans le sol. Nous présentons en parallèle les mesures sur Grignon et sur le site du Niger.

IV.2.- 1/. caractéristiques du sol

En premier lieu, il est utile de préciser les caractéristiques du sol afin de connaître les particularités de celui-ci, ses caractéristiques hydrodynamiques en particulier.

IV.2.1.a. Granulométrie:

Grignon :

Plusieurs expériences ont précédemment été menées sur les sols de Grignon et on possède un certain nombre de données sur les caractéristiques du sol. En particulier, il est appréciable de connaître l'analyse granulométrique du sol pour avoir une idée générale des caractéristiques de la matrice poreuse.

HORIZO N	Argile < 2 μ m	Limon fin 2-20 μ m	Limon grossier 20-50 μ m	Sable fin 50-200 μ m	Sable grossier 0,200-2 mm	Matière organique
0-30 cm	22	21	52	4	1	2.2
30-40 cm	23	22	50	4	1	
40-100 cm	30	24	43	2	1	

*Tableau 3 : granulométrie en pourcentage du poids sec (Beaudoin et Bourgeois, 1986).
Grignon*

Ce sol est donc particulièrement limoneux (près de 50 % de la matière sèche) et la différence entre les deux horizons n'est pas extrêmement marquée d'un point de vue textural. La zone de transition se situe entre 30 et 40 cm de profondeur. La fraction non négligeable d'argile indique que les transferts d'eau liquide sont à priori relativement lents (ceci sera vérifié à partir des caractéristiques hydrodynamiques du sol). Ces données peuvent par ailleurs être introduites dans des fonctions de pédo-transfert afin d'estimer les courbes potentiel - teneur en eau et conductivité hydraulique - teneur en eau utiles pour connaître les transferts d'eau dans le sol (Clapp et Hornberger 1978). Pour notre part, nous utiliserons les mesures sur échantillons pour estimer ces courbes (voir section IV.2.- 1/)

Niger :

Les mesures ont été réalisées par JL Rajot directement sur le site. On obtient les caractéristiques suivantes :

Profondeur en cm	% Argile <20 μ m	% Limon 2-50 μ m	% Sable > 50 μ m
0-5 cm	2.6	2.5	94.9
15-20 cm	6	3.2	90.8
45-55 cm	8.7	2.1	89.1
95-105 cm	9.7	2.1	88.2
145-155 cm	9.8	2.1	88.1
185-195 cm	9.5	2.4	88.1

*Tableau 4 : granulométrie en pourcentage du poids sec.
Niger.*

Le sol est très sableux, ce qui indique que les caractéristiques de diffusion seront très favorables à des transferts rapides. Ces mesures font apparaître également une homogénéité texturale importante à partir de 45 cm de profondeur. C'est uniquement en surface que le profil textural apparaît différent avec une plus faible teneur en argile que les autres profondeurs. Ceci est dû essentiellement au lessivage provoqué par les fortes pluies et leur ruissellement. En revanche, bien que ce ne soit pas indiqué parce qu'aucune mesure n'a été réalisée, les 20 premiers centimètres en surface ont une couleur brune qui indique une teneur en matière organique plus élevée qu'en profondeur.

IV.2.1.b. densité apparente

C'est une donnée importante qui nous permet d'évaluer l'humidité volumique à partir de mesures d'humidité pondérale par gravimétrie. La précision avec laquelle elle est donnée est déterminante pour les comparaisons entre différents types de mesures et pour l'estimation du stock d'eau dans le sol.

Grignon :

Pour ce qui concerne la densité du sol, de nombreuses analyses ont été précédemment réalisées et nous avons également procédé à des mesures de densité apparente du sol directement sur les zones de mesures. La figure suivante donne l'ensemble des résultats obtenus sur la densité du sol. Les différents protocoles et mesures précédemment réalisés sont indiqués dans les publications des auteurs. Pour notre part, nous avons utilisé la méthode des cylindres à partir d'un échantillonnage de 5 prélèvements par horizon.

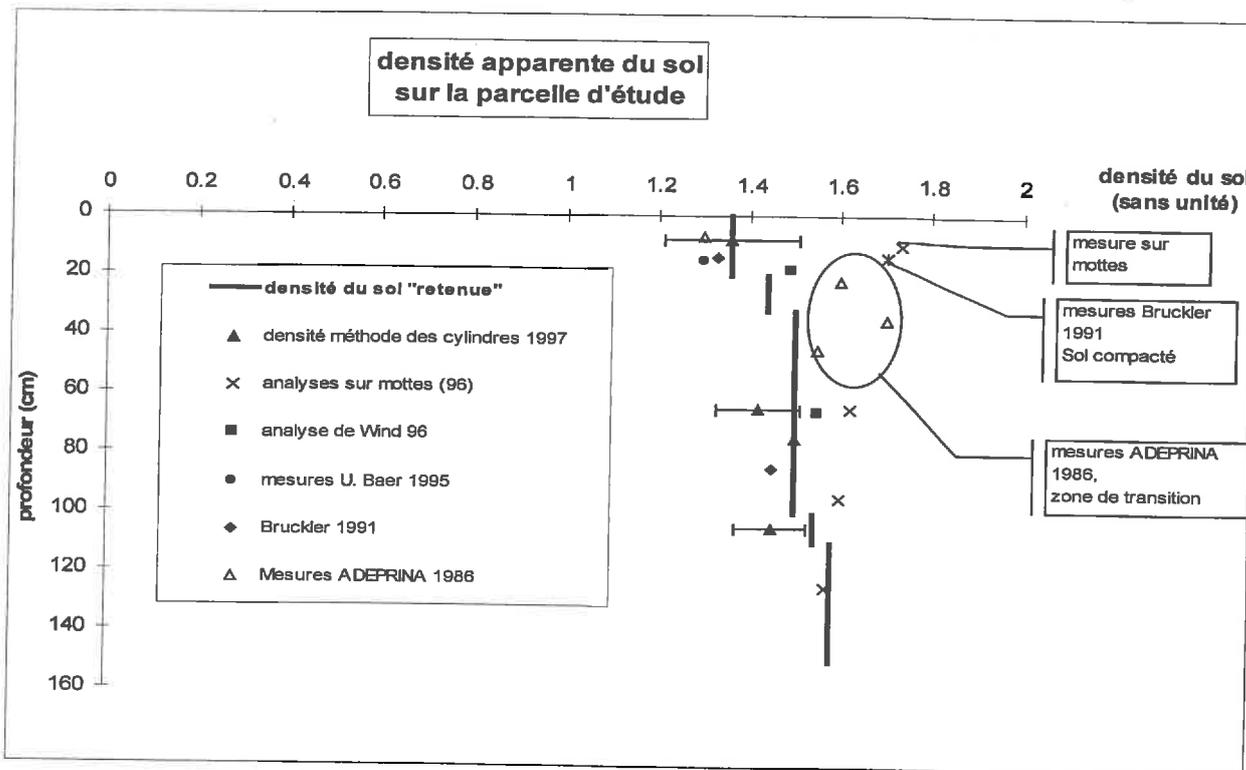


Figure 29 : Ensemble des densités apparentes mesurées sur la parcelle. Un profil de densité apparente est retenu pour l'ensemble des mesures (trait épais) Grignon.

Cette figure montre une assez grande variabilité de la densité apparente sur tout le profil. Cette variabilité a pour origine la variabilité du sol et les différents types de prélèvements qui ont été réalisés.

Ces résultats sont obtenus à partir de 3 types de prélèvements : la méthode des cylindres directement réalisée sur le site et au laboratoire (analyses personnelle 1997, ADEPRINA 1986 et Baer 1996), les résultats issus des analyses des échantillons destinés à l'analyse de Wind (Bruckler et al 1991, analyse de Wind 1996 ; même principe de mesure que la méthode des cylindres) et les mesures sur mottes (INRA Orléans, 1996). A partir de nos propres mesures, pour lesquelles l'écart type moyen de la densité apparente est de 0.09 (écart type plus élevé en surface), on peut avancer que ces résultats se recourent à la variabilité du sol près (on peut penser que cette variabilité mesurée se retrouve également pour les autres mesures) hormis quelques mesures qui sont mises en évidence sur le graphique (points entourés) et qui sont écartées de notre analyse parce qu'elles présentent des caractéristiques différentes du sol moyen que l'on souhaite étudier.

Pour synthétiser l'ensemble des résultats, nous avons choisi de faire la moyenne de ces mesures pour différentes tranches de sol afin de retracer un profil de densité apparente (trait plein épais) qui nous servira de référence pour toutes les transformations humidité pondérale-humidité volumique. Ce profil est adapté aux horizons pédologiques du sol (horizon 0-30cm => zone de transition => horizon 35-100 cm => zone de transition => couche de sol inférieure) et il ne prend en compte que les mesures représentées par des symboles pleins. Les autres symboles ne sont pas pris en compte car les mesures auxquelles ils sont associés introduisent des biais qui ne nous satisfont pas : densité du sol compacté (Bruckler et al 1991) = inadapté ; mesures sur motte = surestimation de la densité du sol en particulier en surface où une motte ne représente pas singulièrement l'état du sol en place ; mesures par la méthode des cylindres obtenue en 1986 = forte différence avec les différentes autres mesures ce qui nous semble être introduit par un changement de l'état physique du sol à cette période (labour différent ??, semelle de labour fortement marquée) en comparaison de nos propres mesures.

Niger :

Les mesures de densité par la méthode des cylindres ont été réalisées sur le site en 6 endroits différents de la parcelle. Pour un même endroit, 3 échantillons sont prélevés par couche de sol. les résultats sont illustrés sur la figure suivante :

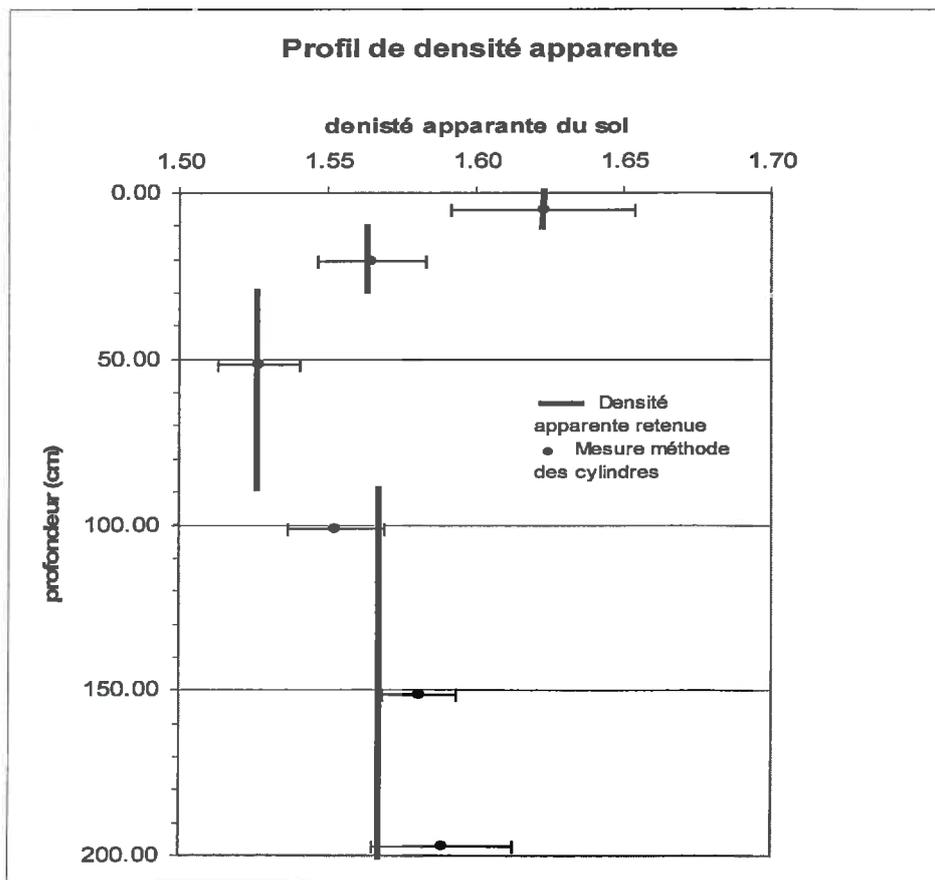


Figure 30 :
Profil de
densité
apparente du
sol. Site du
Niger

Les mesures réalisées nous permettent de retracer un profil de densité apparente adapté au découpage en couche du maillage numérique du sol (trait plein) (voir V.1.- 1/).

Au contraire du profil de densité sur Grignon, on peut constater qu'en surface la densité est plus élevée parce qu'aucun labour n'est réalisé. Le sol est tassé en surface par le piétinement des troupeaux dans la savane et par la formation d'une croûte de surface liée aux cycles de réhumectation/évaporation intenses.

IV.2.1.c. caractéristiques hydrodynamiques

Ce qui nous intéresse tout particulièrement concerne les caractéristiques hydrodynamiques du sol pour pouvoir estimer les facteurs liés aux transferts de l'eau dans le sol à partir de l'humidité du sol. Des prélèvements ont été réalisés sur chacun des sites et les mesures spécifiques réalisées dans les laboratoires de science du sol de l'INRA à Orléans ou à Avignon. La méthode de Wind permet de retracer les courbes potentiel - teneur en eau et les courbes conductivité hydraulique - teneur en eau. Cette méthode de mesure des caractéristiques hydrodynamiques du sol est explicitée dans les articles de Wind (1968) et la procédure et les améliorations apportées à ces analyses sont précisées dans l'article de Tamari et al (1993).

Le principe est le suivant :

A partir de l'évolution du profil de potentiel hydrique mesuré par des microtensiomètres insérés dans un échantillon non remanié de sol et de la variation de masse de l'échantillon pendant une expérience d'évaporation, on peut obtenir un ajustement de la courbe potentiel - teneur en eau qui retrace le profil de potentiel et d'humidité et son évolution. La simulation de l'évaporation et de l'évolution du potentiel dans l'échantillon par la résolution de l'équation de Richards permet d'introduire les ajustements obtenus pour la courbe potentiel-teneur en eau et permet d'estimer la courbe conductivité-teneur en eau sous-tendue à la résolution de cette équation. La gamme d'humidité volumique (et de potentiel) qui a permis de réaliser l'ajustement est compris entre 40 % et 28 % soit $-2.0E-4$ MPa et -0.1 MPa pour le sol de Grignon et compris entre 43% et 4 % soit une gamme de potentiel de -0.01 MPa à -0.1 MPa pour les échantillons du Niger.

Les courbes $\Psi = f(\theta)$ sont donc ici supposées répondre au modèle de Van Genuchten qui est décrit ci-dessous :

$$\frac{\theta - \theta_R}{\theta_S - \theta_R} = \left[1 + |\alpha \Psi|^n \right]^{-m} \quad \text{avec } m = 1 - 1/n \quad (IV-1)$$

Le modèle de Van Genuchten (1980) permet de donner la courbe $\Psi = f(\theta)$ à partir de l'humidité volumique à la saturation θ_S (en m³ d'eau / m³ de sol), θ_R (l'humidité volumique résiduelle en m³ d'eau / m³ de sol) et aux paramètres d'ajustement α (unité m⁻¹), n et p . Mualem (1976) montre que le paramètre p estimé à 0.5 est satisfaisant pour la majorité des sols.

La relation entre l'humidité et la conductivité est décrite ci-dessous à partir des mêmes paramètres et de la conductivité à la saturation (K_S en m/s) :

$$K(\theta) = K_S \left(\frac{\theta - \theta_R}{\theta_S - \theta_R} \right)^p \left\{ 1 - \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_R}{\theta_S - \theta_R} \right)^{1/m} \right]^m \right\}^2 \quad (IV-2)$$

Grignon :

Les analyses ont été réalisées sur 2 échantillons par couche. Les paramètres donnés sont le résultat de la moyenne des paramètres ajustés par échantillon. Deux à deux, les résultats sont très semblables pour une couche de sol donnée (ce qui nous permet de faire la moyenne des paramètres sans introduire de grandes différences).

Les mesures sur échantillons ont donné les résultats suivants pour l'ajustement des paramètres du sol pour la courbe potentiel teneur en eau (Figure 31) :

Couche	θ_s	θ_R	α (m ⁻¹)	n	Porosité
15-22 cm	0.401	0.00024	0.32	1.33	0.422
60-67 cm	0.401	0.061	3.14	1.125	0.407

Tableau 5 : paramètres d'ajustement de la courbe humidité/potential pour le modèle de Van Genuchten Grignon.

Pour l'ajustement de la courbe conductivité-teneur en eau, on trouve des paramètres légèrement différents de ces derniers :

Couche	θ_s	θ_R	K_s (m/s)	n	P
15-22 cm	0.401	0.00024	1.08 ^E -6	1.21	0.5
60-67 cm	0.401	0.061	2.04 ^E -7	1.125	0.5

Tableau 6 : paramètres d'ajustement de la courbe conductivité/humidité pour le modèle de Van Genuchten Grignon.

Ces paramètres permettent de tracer les deux courbes pour les deux horizons « surface » et « profondeur » sur la parcelle de Grignon.

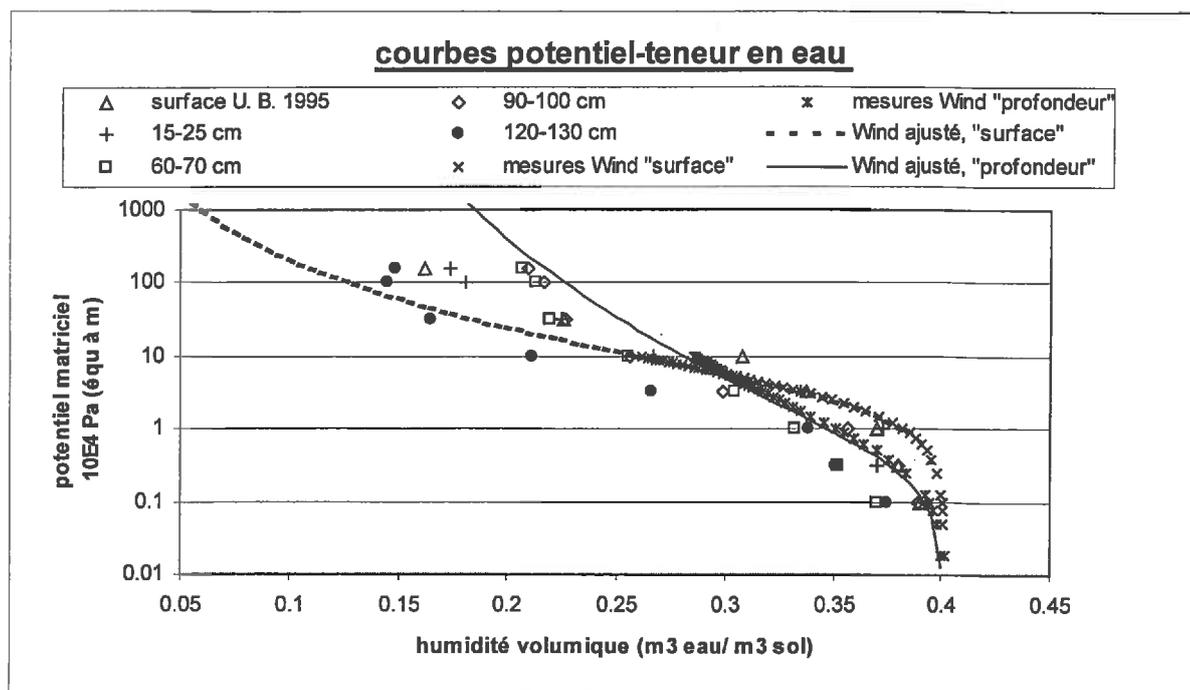


Figure 31 : Présentation des courbes humidité - potentiel (surface et profondeur). Comparaisons de l'ajustement avec des mesures sur mottes.

La figure ci-dessus montre les courbes obtenues à partir de ces paramètres. Elle donne l'ajustement obtenu à partir des mesures réalisées (ajustement du modèle = traits ; mesures sur les échantillons = symboles "+" et "x"). Les autres symboles correspondent à des mesures combinées de potentiel et d'humidité réalisées sur mottes. Les indications sur les profondeurs associées à ces mesures sont indiquées dans la légende.

** On peut constater que les caractéristiques hydrodynamiques des deux horizons sont différentes. Le sol en profondeur a un potentiel plus faible (plus négatif) que la couche de sol en surface pour une même humidité dès que l'on est en dessous de 30 % d'humidité volumique. Ceci peut être relié à la texture du sol : le sol en profondeur est plus argileux que le sol proche de la surface, en conséquence, dès que le sol s'assèche, pour une même humidité, l'eau est davantage liée avec le sol argileux (les pores sont plus petits).

** Les différentes mesures sur mottes confirment les ordres de grandeur et la forme des courbes représentant $\Psi = f(\theta)$. Il apparaît que les mesures sur mottes pour la couche 60-70 cm et la couche 90-100 cm sont très peu différentes pour une humidité inférieure à 30 %. Ceci est également valable pour les mesures de surface et celles de 15-25 cm). On distinguera donc deux horizons aux caractéristiques différentes : 0-30 cm qui correspond à la zone de labour et 30-110 cm pour l'horizon inférieur.

** L'ajustement sur les mesures est réalisé sur une relativement faible gamme d'humidité (40 % - 25 %) mais on prolonge cet ajustement au-delà de la gamme de mesure qui a permis d'établir ces courbes parce que nous utiliserons la relation pour toutes les humidités rencontrées. Cet ajustement paraît assez robuste puisque les mesures sur mottes confirment assez bien celui-ci.

Par ailleurs, les courbes obtenues précédemment par Bruckler et al (1991) sont très semblables aux résultats obtenus ce qui confirme la validité de l'ajustement réalisé sur les échantillons de 1996.

La Figure 32 présente les courbes obtenues pour la relation $K = f(\theta)$ obtenue. On peut comparer ces courbes à celles précédemment trouvées. Les résultats pour les courbes $K = f(\theta)$ sont assez variables d'une étude à l'autre. La couche de surface est la plus conductrice (ce qui est confirmé par les mesures de Baer 1996), tandis que la conductivité en profondeur est très faible dès que l'on atteint une humidité de 25-28% ($K < 10^{-12}$ m/s) ce qui est également constaté pour la courbe de Bruckler 1991 qui intègre la conductivité du sol en fonction de l'humidité sur toute la profondeur (0-110 cm).

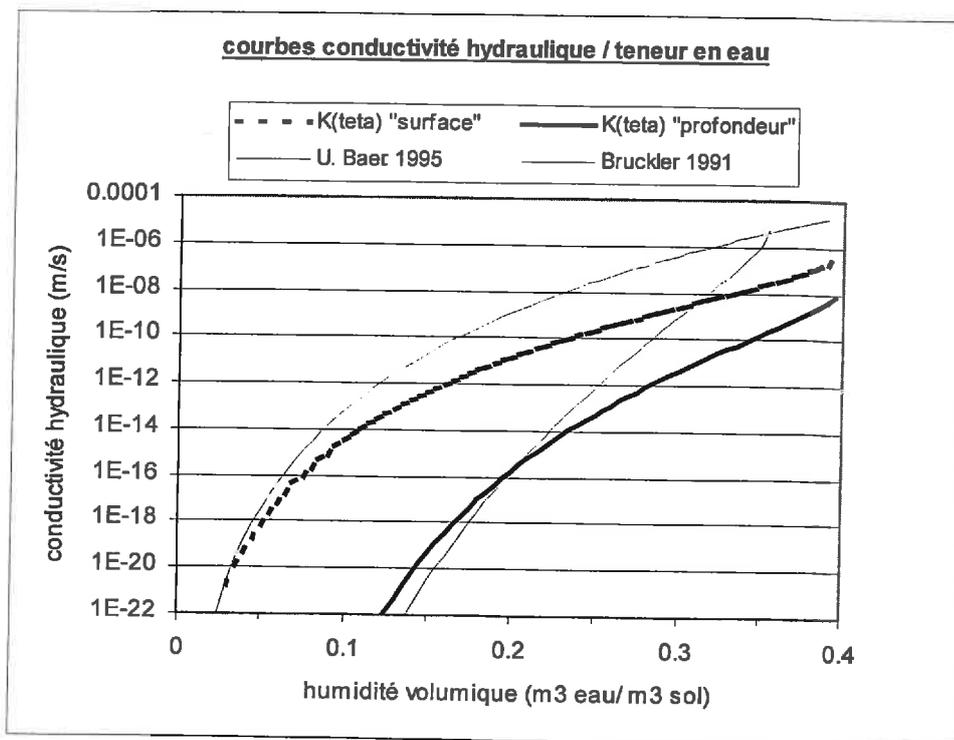


Figure 32 : Présentation des différentes courbes $K = f(\theta)$ sur les parcelles expérimentales. Les ajustements obtenus en 1996 sont représentés par des traits gras, ceux de Bruckler (1991) le sont en traits pointillés fins et ceux de Baer 1996 le sont en traits pleins fins.

Grignon.

Niger

Les analyses ont été réalisées à Avignon sur deux prélèvements par la méthode de Wind décrite précédemment. On trouve les résultats suivants pour la courbe potentiel teneur en eau :

Couche	θ_s	θ_R	α (m ⁻¹)	N	Porosité
5-12 cm	0.427	0.0409	3.10	2.25	Non mesurée
95-102 cm	0.45	0.04	3.03	3.25	Non mesurée

Tableau 7 : paramètres d'ajustement de la courbe humidité/potentiel pour le modèle de Van Genuchten Site de Banizoumbou (Niger).

Pour l'ajustement de la courbe conductivité-teneur en eau, on trouve des paramètres légèrement différents de ces derniers.

Couche	θ_s	θ_R	K_s (m/s)	α (m ⁻¹)	n	p
5-12 cm	0.427	0.0409	4.14 ^E -6	1.396	7.84	0.5
95-102 cm	0.45	0.04	5.7 ^E -7	1.349	3.24	0.5

Tableau 8 : paramètres d'ajustement de la courbe conductivité/humidité pour le modèle de Van Genuchten Site de Banizoumbou (Niger).

Les courbes sont représentées sur les deux figures suivantes :

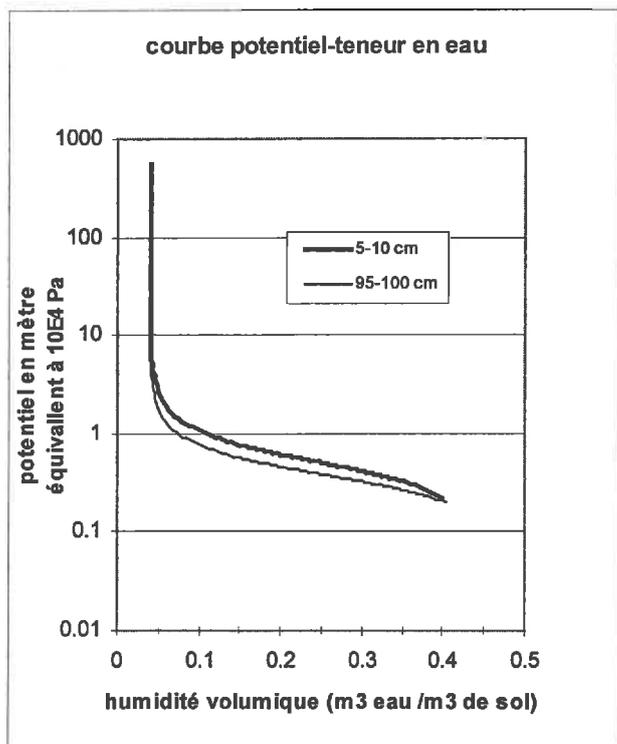


Fig. a)-

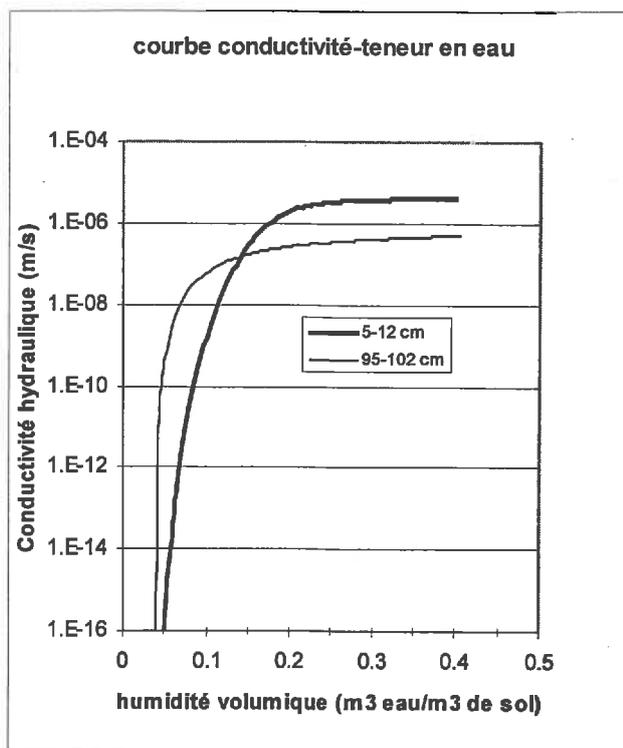


Fig. b)-

Figure 33 : Illustration des relations pour les caractéristiques hydrodynamiques pour le sol du Niger. a)- : relation potentiel-teneur en eau b)- : relation conductivité hydraulique-teneur en eau

Nous présentons ici les relations obtenues de l'analyse de Wind sur les échantillons de surface (5-12 cm) et en profondeur (95-102 cm). On constate qu'il n'y a pas de différence remarquable entre ces courbes. Nous prendrons par la suite (pour les simulations relatives au site du Niger) un sol homogène ayant les caractéristiques du sol en profondeur. Les allures de celles-ci sont typiques des sols sableux : il y a un passage abrupt de la disponibilité de l'eau. Soit l'eau circule rapidement (conductivité élevée $> 1E-8$ m/s) et est relativement libre (potentiel $> -0,5$ MPa (-50m)), soit elle n'est plus disponible (conductivité faible $< 1E-10$ m/s ; potentiel < -1.0 MPa (-100m)). Il n'y a pas d'évolution progressive comme pour un sol limono-argileux présenté ci dessus (expérimentation sur Grignon).

On s'attend donc à voir deux situations contrastées au niveau du sol :

- des transferts rapides et une disponibilité de l'eau soit totale soit très fortement diminuée pour les plantes sur le site du Niger.
- des transferts d'eau relativement lents dans le sol et une réduction progressive de la disponibilité de l'eau pour les plantes (à travers notre limitation comme nous l'avons montré au chapitre 2)

Nous verrons dans le chapitre 5 ce qu'il en est de ces appréciations.

IV.2.- 2/. Mesures et évolution de l'humidité

L'humidité dans le sol a été mesurée par deux méthodes différentes, par mesures gravimétriques et par des sondes TDR. Des tensiomètres ont été installés mais le capteur de pression n'a pas fonctionné tout au long de l'expérimentation. Il est donc sous-entendu que toutes les mesures d'humidité sont les seules mesures de l'état hydrique du sol et que l'on est contraint d'utiliser les relations $\Psi = f(\theta)$ ajustées sur les échantillons pour connaître le potentiel hydrique du sol.

IV.2.2.a. Les mesures gravimétriques :

Protocole :

L'humidité pour une profondeur donnée est estimée à partir de trois prélèvements au moyen d'une tarière. Les prélèvements dans la parcelle sont pesés puis mis à l'étuve à 105 °C un minimum de 48h. Ils sont ensuite de nouveau pesés pour connaître la masse d'eau perdue et pour calculer l'humidité pondérale (θ_p).

L'humidité volumique à la profondeur donnée est déduite (équation (I-3)) du profil de densité apparente donné sur les *Figure 29* ou *Figure 30*.

IV.2.2.b. Les « mesures TDR ».

Méthode :

L'humidité volumique pour différentes profondeurs peut être déduite des mesures réalisées par l'appareil TDR (système Trase, Soil Moisture) avec les guides d'onde enterrables de 20 cm non gainés. Le principe de la mesure est basé sur l'analyse de la transmission d'une impulsion électrique dans une ligne de transmission parallèle. La vitesse avec laquelle se déplace cette impulsion est fonction de la constante diélectrique du matériau en contact et entourant la ligne de transmission. La vitesse est d'autant plus faible que la constante diélectrique est élevée. Cette dernière est fonction du milieu qui l'entoure :

Le sol est composé d'air, de particules minérales et organiques et d'eau (les particules organiques sont en faible proportion devant les autres constituants pour la majorité des sols).

Les constantes diélectriques de ces matériaux sont :

K_a (air) = 1

K_a (particules minérales) env. 2-5

K_a (eau) = 80

La constante diélectrique s'exprime ainsi :

$$K_a(\zeta) = \{t_c \cdot c / L_g(\zeta)\}^2 \quad (IV-3)$$

La constante diélectrique est fonction du temps de parcours de l'onde électrique dans le guide d'onde (t_i en s), de la vitesse de la lumière c (m/s) et de la longueur du guide d'onde (L_g en m) entouré par le milieu ζ .

Du fait de la forte constante diélectrique de l'eau, la vitesse de propagation de l'onde dans la ligne de transmission dans un sol sera principalement dépendante de la quantité d'eau dans le sol. L'électronique du système Trase permet de calculer le temps de parcours de l'onde dans une ligne de transmission discontinue (le guide d'onde) à partir de la réflexion de cette onde engendrée à l'extrémité du guide d'onde. On connaît donc par l'équation (IV-3) la constante diélectrique du milieu entourant le guide d'onde qui est essentiellement fonction de l'humidité du milieu.

La relation entre K_a et l'humidité du sol a été préalablement établie et permet de convertir automatiquement la mesure de K_a en humidité volumique.

L'étalonnage initial donné par le constructeur est vérifié à l'installation des guides d'onde dans le sol. Des mesures gravimétriques aux endroits précis où sont installés les guides d'onde sont réalisées. La précision absolue des mesures TDR est de $\pm 2\%$ (θ_v en % ± 2). et leur reproductibilité est très satisfaisante (inférieure à 0.2 %).

La vérification de l'étalonnage est présentée sur la figure ci-dessous. Les humidités volumiques sont obtenues à partir des mesures gravimétriques donnant l'humidité pondérale et à partir du profil de densité (Figure 29).

On constate que l'étalonnage donné par le constructeur est relativement bon dans la mesure où il n'y a pas de déviation par rapport à la bissectrice (pente de 0.99). Néanmoins, on constate que certains points sont nettement décalés par rapport à la bissectrice, en particulier lorsque l'humidité diminue.

Cette mauvaise corrélation entre les deux types de mesure pour les faibles humidités est probablement causée d'une part par le prélèvement délicat du sol pour les couches de surface au moment de l'installation (sol friable) et d'autre part par l'installation elle-même des guides d'onde TDR du fait d'un mauvais contact entre la ligne de transmission avec le sol parce que le sol est sec et permet difficilement de réaliser un bon contact sol-guide d'onde. Les mesures en surface par les guides d'onde donnent à priori des mesures sans erreur après une période pluvieuse où le léger tassement de la surface et le rééquilibrage mécanique provoqué par la pluie assure le bon contact entre les lignes de transmission et le sol.

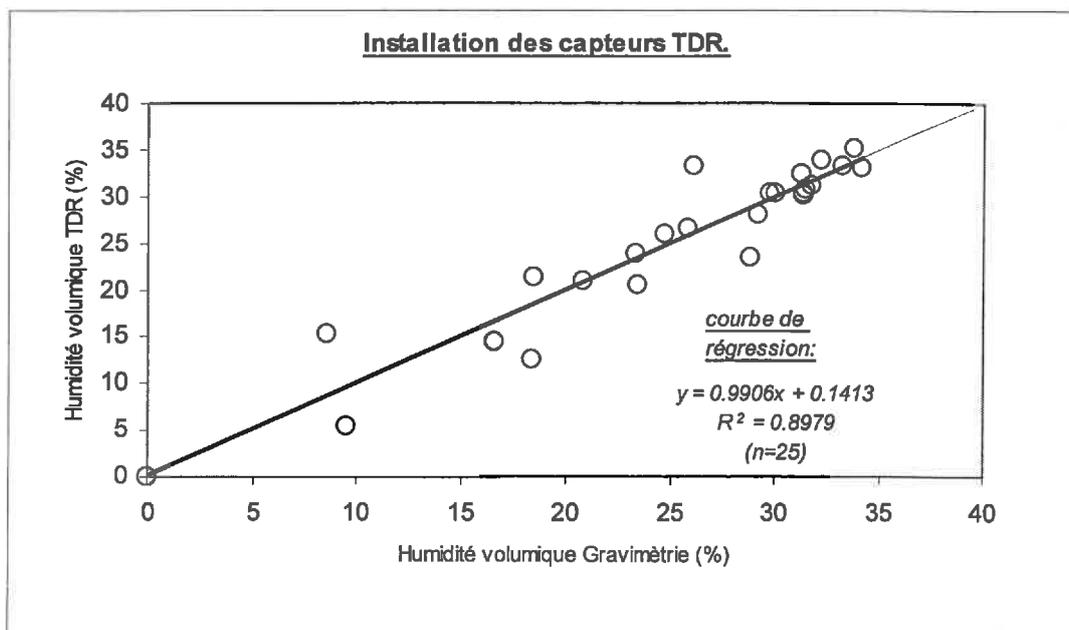


Figure 34 : Vérification de l'étalonnage du système de mesure TDR à l'installation. Grignon.

IV.2.2.c. Présentation de la disposition des capteurs TDR le long du transect strate haute-strate herbacée.

L'objectif du travail étant de connaître en premier lieu le bilan hydrique d'un système hétérogène mais aussi d'estimer les « particularités » locales liées à l'hétérogénéité, les mesures d'humidité dans le sol sont réalisées de telle sorte qu'elles permettent de retracer un transect de la strate haute vers la partie la moins influencée par la présence de cette strate haute (distance $x = Da$)

Grignon :

L'ensemble des guides d'onde est disposé de façon à reproduire 4 profils d'humidité :

Centre du poquet « Maïs »	0,6 m « interface »	1,5 m « mixte »	2,6 m « Milieu »
1-3 cm	1-3 cm	1-3 cm	1-3 cm
6 cm	6 cm	6 cm	6 cm
14 cm	14 cm	14 cm	14 cm
30 cm	30 cm	30 cm	30 cm
50 cm	50 cm	50 cm	50 cm
70 cm	70 cm	70 cm	Pas de capteur
100-110 cm	100-110 cm	100-110 cm	100-110 cm

Tableau 9 : présentation des distances et profondeurs d'installation des guides d'onde TDR. Site de Grignon.

Les guides d'onde sont enfoncés horizontalement aux profondeurs indiquées dans le tableau ci-dessus. Ils mesurent une humidité à une profondeur donnée. En surface (« 1-3 cm ») et en profondeur (« 100-110 cm »), les guides d'onde sont légèrement inclinés pour intégrer une humidité sur une certaine épaisseur. Chacune des colonnes indique à quel niveau le profil est installé, c'est à dire au centre du poquet puis en s'éloignant progressivement, à 0.6 m, 1.5 m et 2.6 m du centre du poquet. Nous pourrions constater que ces distances correspondent (à quelques centimètres près) aux distances introduites dans la compartimentation de la parcelle de Grignon (voir paragraphe .V.1).

Niger

La couronne et le taux de couverture des arbustes étant plus élevés sur le site de Banizoumbou que sur Grignon, nous avons mesuré l'humidité du sol pour 3 distances au centre du poquet (3 profils) en installant plus profondément les capteurs (extension racinaire plus profonde, voir Figure 43).

Arbuste	3m « interface »	4.8m « milieu »
6 cm	6 cm	5 cm
11 cm	10 cm	10.5 cm
15 cm	16 cm	14.5 cm
20 cm	20.5 cm	20 cm
30 cm	30 cm	30 cm
40 cm	40 cm	40 cm
60 cm	60 cm	60 cm
80 cm	80 cm	80 cm
110 cm	110 cm	110 cm
150 cm	150 cm	150 cm

Tableau 10 : présentation des distances et profondeurs d'installation des guides d'onde TDR. Site du Niger

Ces trois profils nous permettent de retracer l'évolution de l'humidité de 0 à 1,5m pour trois distances données d'un arbuste de *Guiera Senegalensis* pour l'expérimentation au Niger.

IV.2.2.d. Corrections apportées sur le fichier original

Les mesures TDR sont enregistrées toutes les 3 heures pendant toute la période de l'expérimentation et le suivi de l'humidité du sol au cours de la journée peut être évalué à partir de ce jeu de données. Des corrections ont été apportées pour stabiliser les réponses du système électronique qui présentent une certaine influence à la température. Nous avons relevé une oscillation systématique pour les cycles nyctéméraux quelle que soit la profondeur : ces oscillations sont perceptibles pour toutes les profondeurs avec la même amplitude alors que les variations de température dans le sol ont des amplitudes décroissantes avec la profondeur. Nous supposons donc que les oscillations sont inhérentes au système électronique de mesures et d'enregistrement.

En conséquence, l'oscillation est corrigée à partir des mesures réalisées à minuit au niveau des capteurs les plus profonds (100-110 cm pour Grignon et 150 cm pour le Niger). On suppose que d'une journée à l'autre, l'humidité ne varie que linéairement à cette profondeur de minuit à minuit (les oscillations qui sont dues aux transferts couplés eau vapeur, eau liquide et température sont négligeables à cette profondeur (Child 1969)). On corrige alors l'oscillation observée à cette profondeur pour obtenir une décroissance linéaire de l'humidité. La correction apportée à cette profondeur est ensuite reportée sur l'ensemble des mesures à toutes les autres profondeurs.

Les deux figures (*Figure 35* et *Figure 36*) montrent l'effet de la correction apportée. Nous travaillerons donc à partir des données TDR corrigées à partir des mesures faites à minuit sur les mesures les plus profondes.

Par ailleurs, il est à noter que ces figures, après correction, permettent de mettre en évidence :

- La faible variation de l'humidité en profondeur (humidité constante à 150 cm sous l'arbuste au Niger et passage de 33 à 29 % sur le site à Grignon à 100-110 cm)
- Les plus fortes variations sont évidemment localisées en surface (pluies ou évaporation)
- On peut distinguer les cycles nocturnes-diurnes d'évapotranspiration : les variations d'humidité sont faibles à nulles la nuit tandis que de jour, on observe une diminution notable de l'humidité à une profondeur donnée (cet effet est d'autant moins marqué que la mesure est réalisée en profondeur).

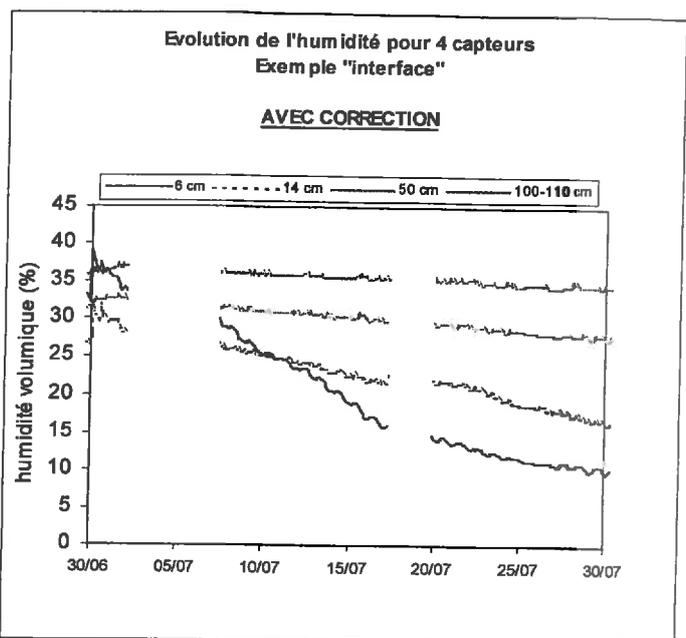
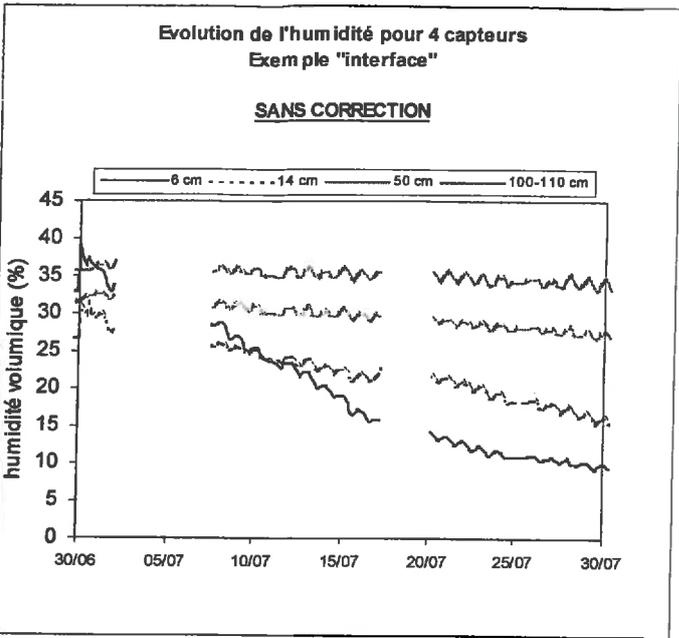


Fig a)

fig b)

Figure 35 : effet de la correction apportée sur l'humidité volumique mesurée
Signal de référence = capteurs « 100-110 cm ». fig. a : sans correction ; fig. b : avec correction Grignon.

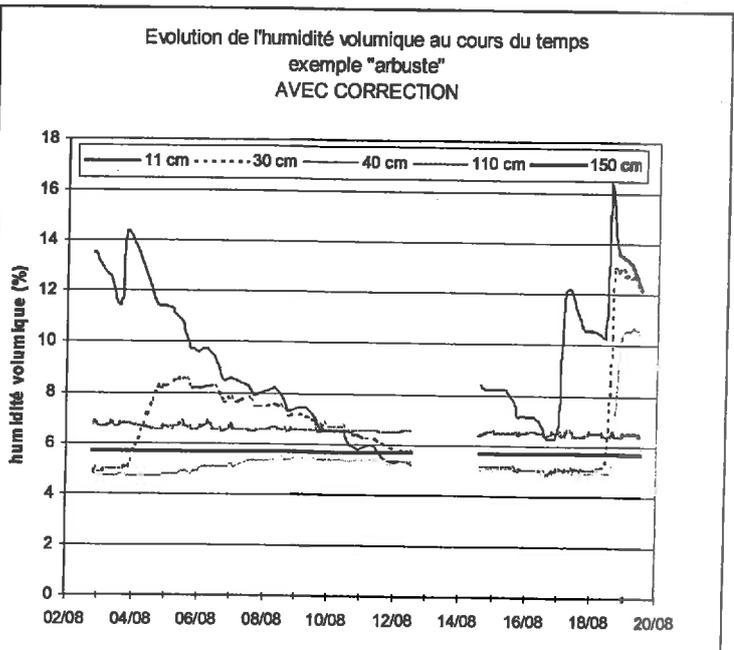
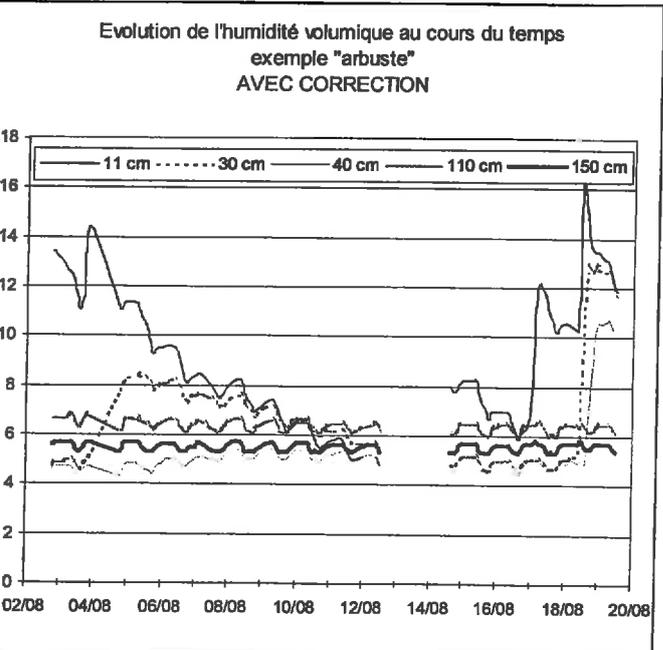


Fig a)

fig b)

Figure 36 : effet de la correction apportée sur l'humidité volumique mesurée.
Signal de référence = capteurs « 150 cm ». fig. a : sans correction ; fig. b : avec correction Niger.

IV.2.- 3/. Résultats obtenus.

IV.2.3.a. Comparaison des mesures TDR et gravimétriques

Nous ne faisons pas une étude comparative stricte des deux méthodes de mesures mais nous cherchons ici à montrer que les mesures TDR qui nous serviront par la suite sur tout le suivi de l'humidité du sol ne présentent pas de déviations par rapport aux mesures gravimétriques. Ces dernières sont certes des mesures soumises à une forte variabilité (Bertuzzi et al 1994, Vauclin et al 1983) d'autant que l'échantillonnage est faible (3 à 5 répétitions) mais elles présentent l'avantage de ne pas dépendre d'une électronique pouvant introduire des biais dans le temps.

La *Figure 37* montre un profil d'humidité obtenu par la méthode gravimétrique et par la méthode TDR. Les barres d'erreur sur les mesures gravimétriques correspondent aux écart-types mesurés.

La comparaison entre les profils obtenus (TDR et Gravimétrie) pour une même journée indique que la forme est bien respectée pour les trois journées illustrées sur la figure et compte tenu de la variabilité des mesures gravimétriques, les mesures TDR sont en bon accord avec les mesures gravimétriques.

C'est plus particulièrement à travers la *Figure 38* (a) et (b) que l'on peut constater la fiabilité de la mesure TDR. Il n'y a pas de divergence notable (pente proche de 1,0) pour les mesures faites sur le site du Niger comme pour les mesures faites à Grignon.

⇒ En conséquence, nous utiliserons plus spécifiquement les mesures TDR parce qu'elles sont réalisées en continu sur toute la période.

IV.2.3.b. Analyse de la variabilité spatio-temporelle de l'humidité

L'ensemble des mesures TDR pour les deux sites est présenté en annexe (cf. annexe 6 et 7). Les grandes idées qui découlent de ces différents profils dans le sol obtenus par les mesures TDR sont :

Grignon :

- Le front d'humectation des pluies n'est pas perceptible sur les mesures à 30 cm et en dessous. La réhumectation est donc concentrée (pendant notre expérimentation) sur les 30 premiers centimètres et l'humidité sous les 30 premiers centimètres diminue progressivement.
- Le sol est plus sec en surface sous le poquet de maïs que sous la strate herbacée. L'ombre du maïs n'est pas complètement couvrante du fait de la répartition de ses feuilles sur une grande hauteur (> 1m). Ceci engendre un assèchement plus élevé de cette surface en comparaison du sol sous la strate de blé car elle ne laisse passer aucun rayonnement direct (densité de feuilles répartie sur une plus faible hauteur et LAI du blé plus élevé).
- En revanche, le phénomène est inversé plus profondément (6, 14 et 30 cm). L'humidité est la plus élevée sous le maïs et on observe un gradient lié à la distance au poquet jusqu'à la zone « milieu ». Cette différence provient vraisemblablement des zones d'absorption différentes, fonctions de la profondeur et fonctions du compartiment. Par ailleurs, il est probable que le capteur « 30 cm » pour la zone « milieu » n'ait pas été placé dans l'horizon de surface 0-30 cm mais à une profondeur légèrement inférieure (32-35 cm), c'est à dire dans l'horizon inférieur où les caractéristiques hydrodynamiques sont différentes (donc l'évolution différente) : sa variation n'est pas conforme à celle mesurée aux autres distances. En conséquence, pour les calculs de stock d'eau de la zone « milieu », nous avons pris les mesures réalisées à 30cm au niveau de la zone « mixte » pour remplacer cette mesure qui nous paraît inadaptée.
- Plus profondément, les différences entre les zones ne sont pas très prononcées et elles sont attribuées à la précision de la mesure et aux différences engendrées par le comportement différent de la végétation du compartiment considéré.

Niger :

Les mesures d'humidité par la méthode TDR sont données dans l'annexe 7. On peut dégager de ces mesures un comportement général qui nous amène à l'interprétation suivante :

- L'humidité sous l'arbuste est la plus faible pour toutes les profondeurs.
- Le compartiment « milieu » est plus sec en surface (pour les 40 premiers centimètres) que le compartiment « interface » mais cette tendance est inversée en profondeur.

Ces deux caractéristiques sont probablement dues à l'interception de la pluie et à son ruissellement ainsi qu'à l'effet d'écran radiatif et convectif de l'arbuste sur les différents compartiments.

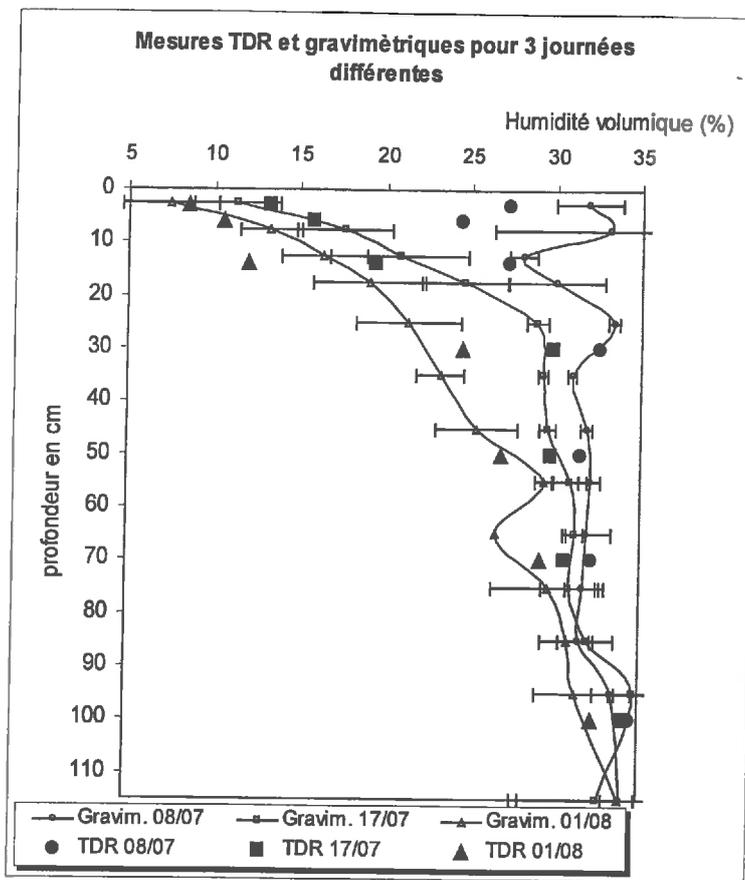


Figure 37 : Présentation de l'évolution du profil d'humidité. Les deux méthodes de mesure (gravimétrie et TDR) sont illustrées. Grignon

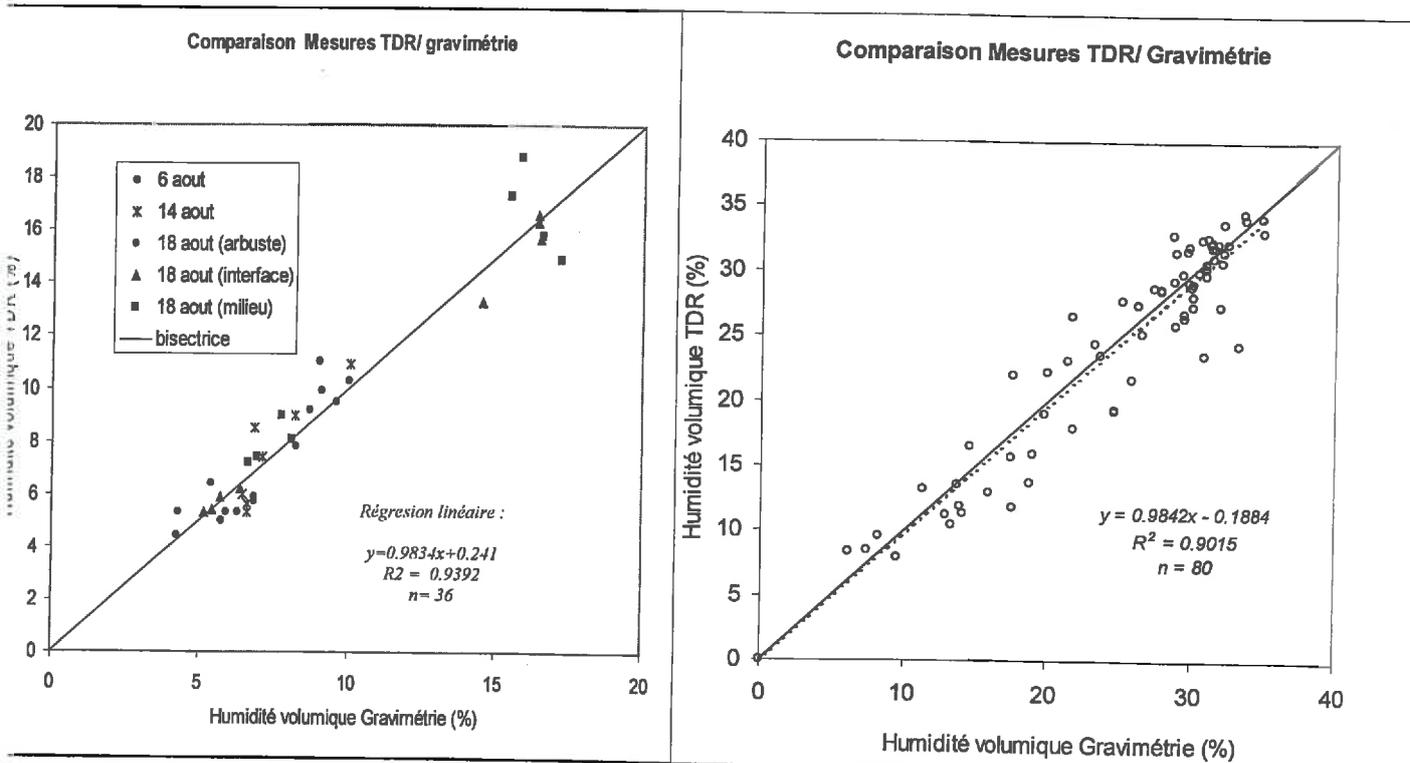
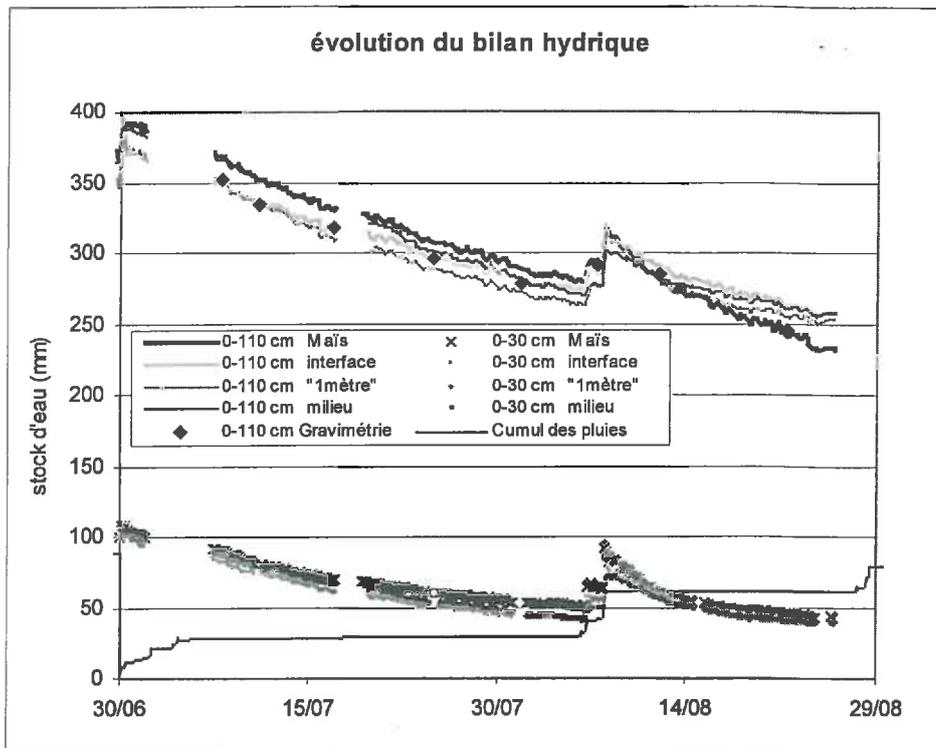


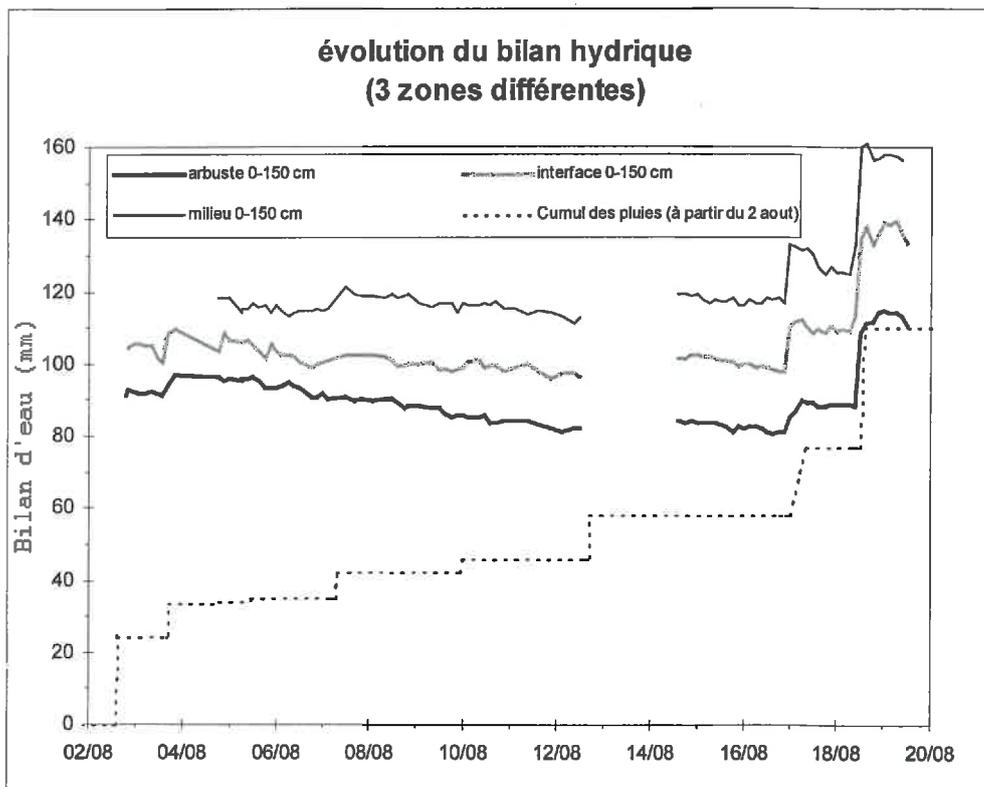
fig. a)

fig. b)

Figure 38 : Comparaison des deux méthodes de mesure sur l'ensemble des résultats obtenus pendant l'expérimentation. (fig. a : site Banizoumbou ; fig. b : site Grignon)



*Figure 40 : Evolution du bilan hydrique mesuré.
Cumul des pluies, stock d'eau 0-30 cm et 0-110 cm.
Grignon.*



*Figure 41 : évolution du bilan hydrique mesuré.
Stock d'eau 0-150 cm pour 3 distances et cumul des pluies.
Niger*

- Pour la plus faible humidité de la zone sous l'arbuste, c'est probablement le résultat de l'interception de la pluie par le feuillage ainsi que la microtopographie qui jouent le rôle le plus important en induisant une réalimentation plus faible de la zone sous l'arbuste : l'écoulement le long des branches et du tronc ne suffit pas à compenser l'interception de la pluie provoquée par le feuillage ainsi que le ruissellement. Ce dernier est une composante très importante du fonctionnement hydrique des savanes et plusieurs études ont été d'ailleurs menées pour montrer l'influence de la microtopographie sur la dynamique même des savanes (Cazenave et Valentin 1992, Peugeot et al 1997, Gaze et al 1997). Nous avons observé qu'aux pieds des arbustes, le niveau du sol était plus élevé que la zone la plus éloignée appelée ici « milieu ». Le ruissellement aurait tendance à converger vers les zones externes aux arbustes.
- La faible humidité en surface de la zone milieu est engendrée par le faible écran radiatif et convectif de l'arbuste en comparaison de la zone « interface ». En revanche, pour les raisons expliquées ci-dessus, cette zone est plus humide en profondeur parce qu'elle concentre l'eau du ruissellement et qu'il n'y a pas (ou peu) de compétition racinaire (partage des ressources en eau) entre la strate herbacée et la strate arbustive au contraire de la zone « interface » (voir *Figure 43*)

IV.2.3.c. le bilan d'eau et la pluie

Les différentes mesures d'humidité dans le sol permettent d'estimer la quantité d'eau dans le sol. C'est un facteur important pour la gestion des systèmes car c'est la grandeur qui permet de mesurer la consommation en eau du couvert végétal étudié sur des périodes assez longues (hebdomadaires ou mensuelles, voir plus)

Le bilan d'eau (appelé aussi stock d'eau) est donc ici calculé à partir du profil d'humidité $\theta(z)$ en introduisant une profondeur Z_{max} sous laquelle le système racinaire ne puise pas et au niveau de laquelle il n'y a plus de flux (drainage et remontées capillaires nuls ou connus).

La quantité $Q_{0-Z_{max}}$ (kg/m²) représente la quantité d'eau présente dans le sol par unité de surface de sol pour un espace de sol vertical donné (0- Z_{max}). Nous ne sommes pas en mesure de donner une courbe continue $\theta(z)$ parce que les mesures sont ponctuelles, il en découle que l'on calcule cette quantité d'eau à partir d'une relation du type :

$$Q_{0-Z_{max}} = \sum_{i=0}^N \rho_{eau} \cdot \theta_v(i) \cdot \Delta z_i$$

où N indique le numéro de la dernière couche à la profondeur fixée pour estimer le stock d'eau, $\theta_v(i)$ est l'humidité de la couche i (m³ eau / m³ de sol) d'épaisseur Δz_i (en m).

Les résultats obtenus sont présentés sur la *Figure 40* pour les mesures sur Grignon et sur la *Figure 41* pour le bilan d'eau réalisé au Niger. Sur ces figures est également reporté le cumul des pluies mesurées afin de visualiser leur répercussion sur le bilan d'eau. Pour la *Figure 40*, on a reporté le bilan d'eau sur une plus faible épaisseur (0-30 cm) afin de localiser les plus fortes variations de stock d'eau dans le sol.

Ces figures nous serviront de base pour la validation parce qu'elles intègrent l'ensemble des transferts d'eau à travers un bilan d'eau. On considère que la perturbation provoquée par l'installation des capteurs s'est atténuée avec le temps parce que les capteurs sont installés depuis plus d'un mois. On suppose donc que les différences observées sont essentiellement engendrées par le fonctionnement hydrique différent des zones de mesure.

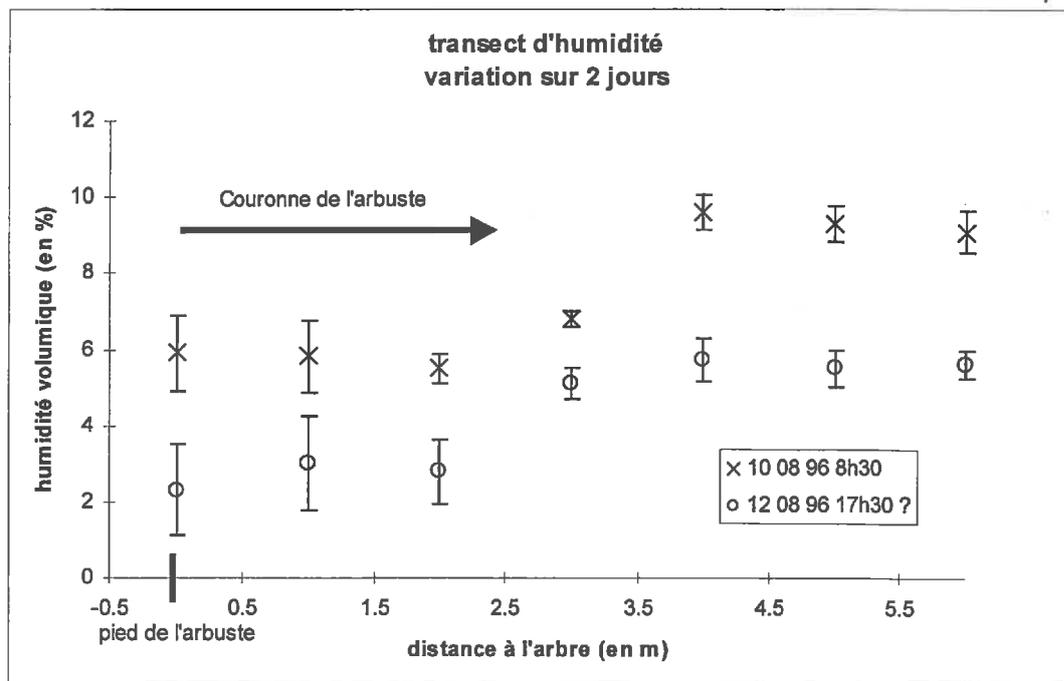
En ce qui concerne le stock d'eau sur Grignon, les différences entre les compartiments sont relativement faibles (16 mm au maximum) et c'est sous le maïs que la quantité d'eau par m² est la plus élevée jusqu'au 6-8 août (jours des fortes pluies). Après cette date, sous le poquet de maïs, le stock d'eau diminue plus fortement que pour les autres distances. Cette différence provient de la diminution de l'humidité à 70 cm de profondeur (cf. annexe 6) et on pense que celle-ci est provoquée par une déviation du capteur TDR et non d'une consommation importante d'eau à cette profondeur par les pieds de maïs. On peut constater que les plus fortes variations d'eau sont en grande partie localisées sur la couche de sol 0-30 cm et que les pluies ne réalimentent que cette zone. C'est l'horizon du sol qui joue le rôle le plus important dans l'alimentation en eau des plantes (voir également chapitre 5).

Pour le bilan d'eau au Niger, on peut vérifier qu'il y a d'importantes différences de stock d'eau du sol pour les trois distances à l'arbuste (l'écart est de 20mm le 5 août et peut aller jusqu'à 50 mm le 18 août pour le stock d'eau entre la zone « milieu », la plus humide, et la zone « arbuste », la plus sèche) et qu'il y a une différence notable entre la pluie mesurée dans un pluviomètre dégagé de toute végétation et les mesures de bilan d'eau au sol. Ces différences, sont attribuées à l'interception par le feuillage et au ruissellement en particulier. Par exemple pour la forte pluie de 32 mm du 18 août, le compartiment « milieu » collecte 36mm d'eau (bilan d'eau par les mesures TDR) alors que le compartiment « arbuste » n'en collecte que 22 mm. La *Figure 39* confirme également cette observation à travers des mesures manuelles à l'aide du système TDR et de guides d'onde de surface déplacés (ces dernières intègrent l'humidité sur les 15 premiers centimètres).

Remarque : Des remontées capillaires sont fort possibles pour la zone « milieu » car l'humidité mesurée à 150 cm de profondeur est plus élevée que celle à 110 cm. Nous ne sommes pas en mesure d'estimer les flux en profondeur parce que les tensiomètres installés ont mal fonctionné.

Cette présentation des mesures et des résultats principaux nous permet de disposer de jeux de données pour valider le modèle. Ces résultats sont aussi utiles pour comprendre le fonctionnement hydrique d'un système épars.

Nous discuterons plus en détail des interprétations dans le chapitre 5 (notamment sur les différences de consommation en eau entre compartiments).



*Figure 39 : illustration par des mesures manuelles du transect d'humidité ; humidité intégrée sur 0-15 cm en surface.
Niger.*

.IV.3. les mesures concernant les plantes

Les mesures réalisées dans le sol sont essentielles pour étudier les transferts d'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère, mais il est important de comprendre les processus mis en jeu au niveau de l'air et de la plante. L'expérimentation est donc complétée par un suivi des caractéristiques microclimatiques de la parcelle et par une série de mesures réalisées sur les plantes en question (le maïs et le blé) pour connaître les processus de fonctionnement hydrique intervenants. Les mesures sur la strate herbacée du Niger et sur les arbustes *Guiera Senegalensis* ne sont pas complètes et il est ici présenté essentiellement les mesures faites sur le site de Grignon.

IV.3.- 1/. Caractéristiques de structure

Les caractéristiques de structure de la plante les plus simples sont données par sa hauteur et sa densité de surface foliaire. Ces caractéristiques sont particulièrement utiles parce qu'elles permettent de donner les caractéristiques de surface indispensables pour modéliser les échanges de masse, de chaleur et d'énergie au niveau de la surface considérée (voir chapitre 3).

Les mesures sur le site de Grignon sont détaillées en premier parce qu'elles sont les plus complètes. Celles du site de Banizoumbou sont précisées à chaque fin de section.

IV.3.1.a. Indice de surface foliaire

Le nombre moyen de pieds de maïs par poquet est de 11,67. La surface de recouvrement des poquets est de 1m² ce qui a permis de mesurer directement le LAI des poquets en mesurant la surface totale des feuilles présentes dans un poquet. La méthode utilisée pour estimer cette surface de feuille d'un pied de maïs est celle préconisée par Ruget et al 1996. 12 poquets ont été choisis pour faire l'objet des mesures de longueur et largeur de feuilles.

Pour le blé, les mesures d'indice de surface foliaire ont été réalisées à partir de prélèvements aléatoires réalisés sur la parcelle. La surface de prélèvement est délimitée soit par un cylindre de surface 530 cm² soit par la surface de la chambre à évaporation décrite ultérieurement (surface au sol de la chambre à évaporation = 1 m²) et la surface des feuilles est déterminée par un planimètre.

La *Figure 42* montre l'évolution de l'indice de surface du maïs. La variabilité du LAI du blé est très élevée et la valeur de 7.2 met en évidence les difficultés à estimer de façon précise cette valeur : Dans ce cas précis, la matière verte et morte a été mesurée tandis que les autres mesures ont sélectionné la matière verte. La difficulté de séparer sans équivoque la matière morte (jaunie) de la matière vivante (verte) s'ajoute à la variabilité interne de la strate de blé.

IV.3.1.b. Hauteur

La hauteur de chacun des poquets de maïs et de la strate herbacée a été mesurée directement par Castell J.F. Les résultats sont regroupés dans un rapport (Bonniol 1997).

Les résultats principaux sont les suivants :

Maïs :

hauteur médiane des poquets = 1.5 m

écart-type de la hauteur = 0,17 m

Blé

hauteur moyenne = 0,35 cm

écart-type = 0,08 cm

Les hauteurs du blé sont données au 31 Juillet 1997. Nous n'avons pas mesuré l'évolution des hauteurs du blé.

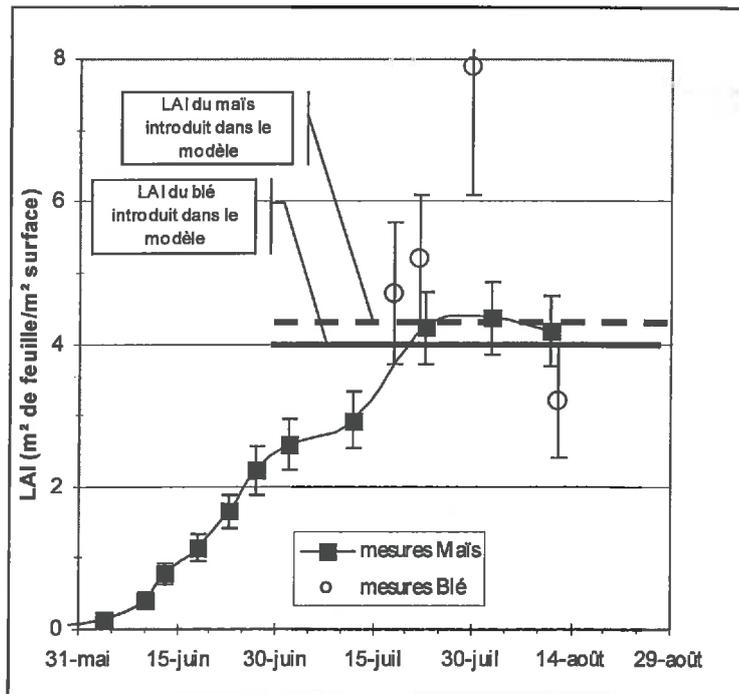


Figure 42 : évolution de l'indice de surface foliaire du blé et du maïs Grignon.

Caractéristiques mesurées sur le site de Banizoumbou (Niger)

La hauteur moyenne des arbustes est de 2,5m et l'indice de surface foliaire des arbustes de *Guiera Senegalensis* est de 0.9 : celle-ci a été mesurée par un comptage du nombre de feuilles sur plusieurs arbustes et à partir de la surface moyenne d'une feuille. Compte tenu de la période expérimentale courte, le LAI est considéré constant. Les précédents travaux font référence à des LAI de 1,25 (Tuzet et al 1992, Braud 1996). Le LAI de la strate herbacée n'est pas mesuré. Il est estimé à 0,4 ce qui est conforme aux articles de Tuzet et al 1992 et 1998). La hauteur de cette strate herbacée est de 0,15 m.

IV.3.1.c. Densité racinaire

Grignon

La densité racinaire est évaluée à partir du comptage des impacts racinaires sur la paroi d'une fosse profonde de 1m. Cette méthode permet de donner une estimation de la densité racinaire sans passer par un tri fastidieux pour les sols compacts (Tardieu 1988). Nous n'avons pas pu distinguer les racines de maïs des racines de blé. Les résultats sont présentés sur la Figure 43.

Niger

La densité racinaire est mesurée au Niger à partir de prélèvements de sol (15cm x 15cm x 10cm) et d'un tri manuel minutieux. Nous avons pu distinguer les racines des herbes des racines des arbustes de *Guiera* parce ces dernières sont de couleur rouge. Nous avons mesuré tous les fragments de racines récoltés ce qui nous a permis de donner directement une densité racinaire en m de racine par m³ de sol.

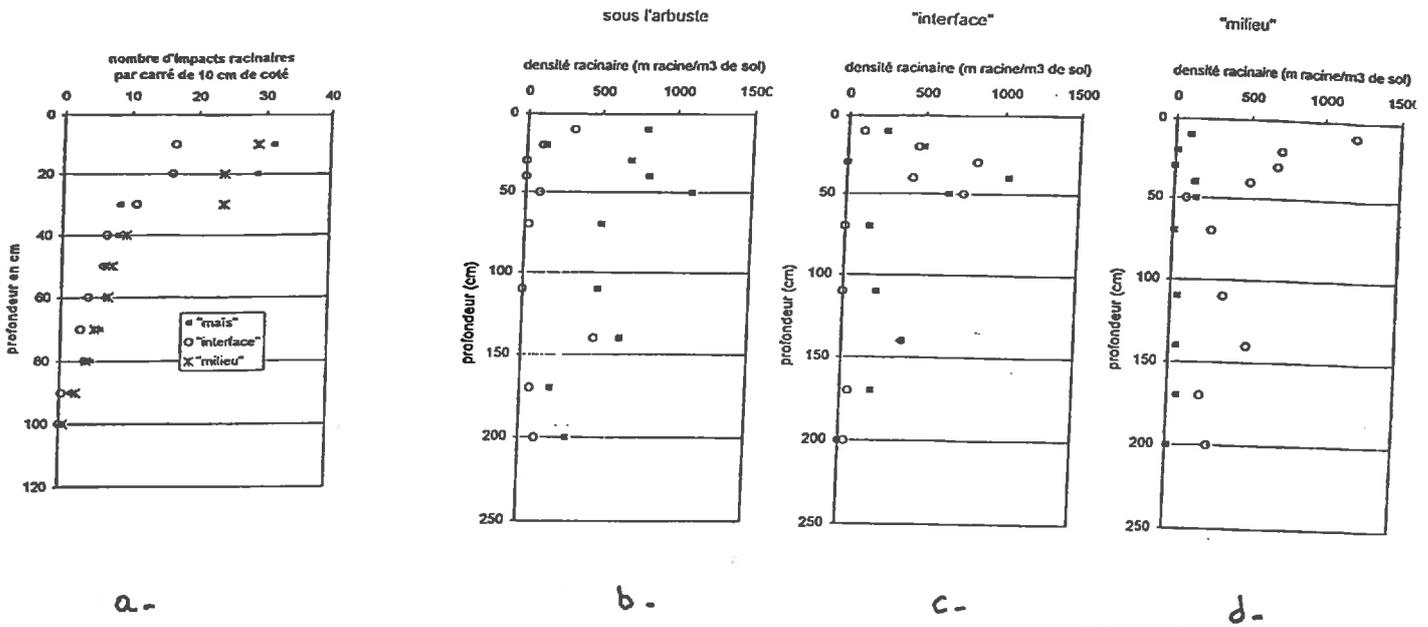


Figure 43 : profils de densité racinaire.

(a) : profil d'impacts racinaires sur le site de Grignon. Sont représentés par différents symboles les résultats obtenus pour 3 compartiments.
 (b), (c), (d) : profils de densité racinaire sur le site de Banizoumbou pour les trois compartiments. Les ronds donnent la densité racinaire des arbustes et les carrés celle des herbes.

Au niveau des deux sites, on constate que la densité racinaire la plus élevée est concentrée en surface. Il apparaît que la densité racinaire sur Grignon est fortement concentrée sur les 30 premiers centimètres qui correspondent à la zone de labour et il n'y a pas de différence notable entre les différents compartiments en particulier en profondeur. N'ayant pu distinguer les racines du blé de celles du maïs, nous avons supposé que l'extension racinaire de chacune des espèces restait relativement verticale afin d'introduire une densité racinaire propre à chaque compartiment sans compétition directe.

Sur le site de Banizoumbou, nous avons constaté que les racines des herbes ne se retrouvaient pas (ou très peu) sous l'arbuste et inversement pour la zone « milieu ». En revanche, la zone « interface » est propre aux compétitions entre systèmes racinaires d'espèces différentes. D'autre part, nous avons décelé de manière non négligeable la présence de fines racines d'herbe jusqu'à la profondeur de 2m alors que sur le site de Grignon, la présence des racines n'est plus observée en dessous de 100 cm.

IV.3.- 2/. Caractéristiques de l'état hydrique des plantes

Parce que la plante joue le rôle central dans les transferts de masse au niveau des parcelles, notamment par sa transpiration, les mesures concernant la plante sont tout particulièrement précieuses pour donner des informations sur son fonctionnement hydrique, sa fermeture stomatique.

IV.3.2.a. Potentiel foliaire

Des mesures de potentiel hydrique des plantes ont permis de suivre l'état hydrique des plantes au cours de la journée et sur l'ensemble de la période à Grignon. Le potentiel hydrique des plantes est mesuré par une

chambre à pression (modèle PMS instrument and Co.). Le principe est basé sur l'égalité des pressions entre le potentiel de la feuille et la pression dans la chambre.

Les mesures de potentiel pour une heure donnée et pour une espèce donnée (le maïs ou le blé) sont issues de la moyenne de 3 mesures de potentiel hydrique sur trois plantes différentes. L'écart moyen observé entre les trois répétitions est de l'ordre de 10 à 15 % de la valeur moyenne. Nous avons noté que les écarts de potentiel hydrique entre deux feuilles de plantes différentes mais de même espèce étaient d'autant plus importantes que celles-ci se trouvaient dans des conditions d'ombrage différent (effet plus remarquable pour le maïs). Nous avons donc pris garde à ne prendre que les feuilles qui étaient le plus exposées au soleil à chaque fois que nous réalisions une mesure.

La figure suivante (*Figure 44 (a)*) montre l'évolution diurne du potentiel hydrique foliaire. C'est le comportement commun à toutes les plantes qui transpirent (cycles de déshydratation pendant le jour et de réhydratation pendant la nuit). Elles retrouvent un état hydrique proche de celui du sol en fin de nuit ; On parle alors de potentiel de base. Cette figure (a) permet de constater qu'il existe une différence notable entre le potentiel hydrique du maïs et le potentiel hydrique du blé. Le maïs a en effet un potentiel hydrique foliaire systématiquement plus élevé que le potentiel hydrique du blé en cours de journée: Le maïs est une plante dite isohydrique au contraire du blé qui est une plante anisohydrique : la différence observée est provoquée par la forte déshydratation du blé alors que le maïs limite cette déshydratation notamment à travers la fermeture de ses stomates (voir ci-dessous pour les valeurs des résistances stomatiques)

La figure (b) présente à la fois les potentiels minimums mesurés et les potentiels de base. Nous espérons voir une certaine corrélation entre ces deux grandeurs ainsi qu'une diminution du potentiel de base, mais on constate plutôt que le potentiel de base reste à des potentiels compris entre 0,0 et -0,02 MPa ce qui n'indique aucune évolution notable de ce potentiel compte tenu de la précision des mesures à ces potentiels (+/- 0,01MPa), à l'exception des deux dernières mesures mi-août. En revanche, le potentiel minimal mesuré au cours des journées a tendance à diminuer au fur et à mesure que le sol s'assèche mais ceci est à mettre évidemment en relation avec les conditions climatiques. Une analyse plus détaillée est donnée dans la section .V.5, (l'objet de ces commentaires est principalement axé sur la mise en évidence de points remarquables).

IV.3.2.b. résistance stomatique

La résistance stomatique est mesurée à l'aide poromètre DELTA T de type MK3. La résistance stomatique à une heure donnée est évaluée à partir de 5 mesures sur la face interne et 5 mesures sur la face externe pour 5 pieds différents. La résistance stomatique par unité de surface de feuille est donnée égale à :

$$R_{stom_{calc}} = \frac{1}{\frac{1}{R_{stom_{inf}}} + \frac{1}{R_{stom_{sup}}}} \quad (IV-4)$$

Cette résistance stomatique ($R_{stom_{calc}}$ exprimée en s/m) est l'inverse de la conductance stomatique issue de la combinaison des deux faces internes et externes.

Pour le maïs, on distingue également la résistance stomatique des feuilles hautes (situées sur la partie supérieure du couvert) de celle des feuilles basses. Celle-ci est évaluée à partir de la moyenne de la résistance stomatique des feuilles basses et des feuilles hautes. La variabilité observée à travers ces répétitions est très forte (tant pour le blé que pour le maïs) et l'écart-type calculé à l'issue des 5 répétitions pour une espèce donnée et pour une face donnée représente en moyenne 30 à 40 % de la valeur moyenne ce qui nous montre les précautions à prendre sur les interprétations de leur évolution.

Remarque : L'évolution sur la période de la résistance stomatique journalière (obtenue à partir de la moyenne des mesures réalisées entre 11h et 19h (Perrier 1976)) représentée sur la figure ci-dessous.

Cette figure met en évidence d'une part la plus forte résistance stomatique de maïs en comparaison de celle du blé et elle met en évidence l'augmentation progressive de la résistance stomatique jusqu'au 24 Juillet puis sa forte augmentation (*Figure 45*) :

Du 8 Juillet au 24 Juillet, la résistance stomatique pour les deux espèces a augmenté de 80% alors que du 24 au 31 juillet, elle a triplé pour le maïs et doublé pour le blé. On observe cette même augmentation après la pluie du 6-8 août.

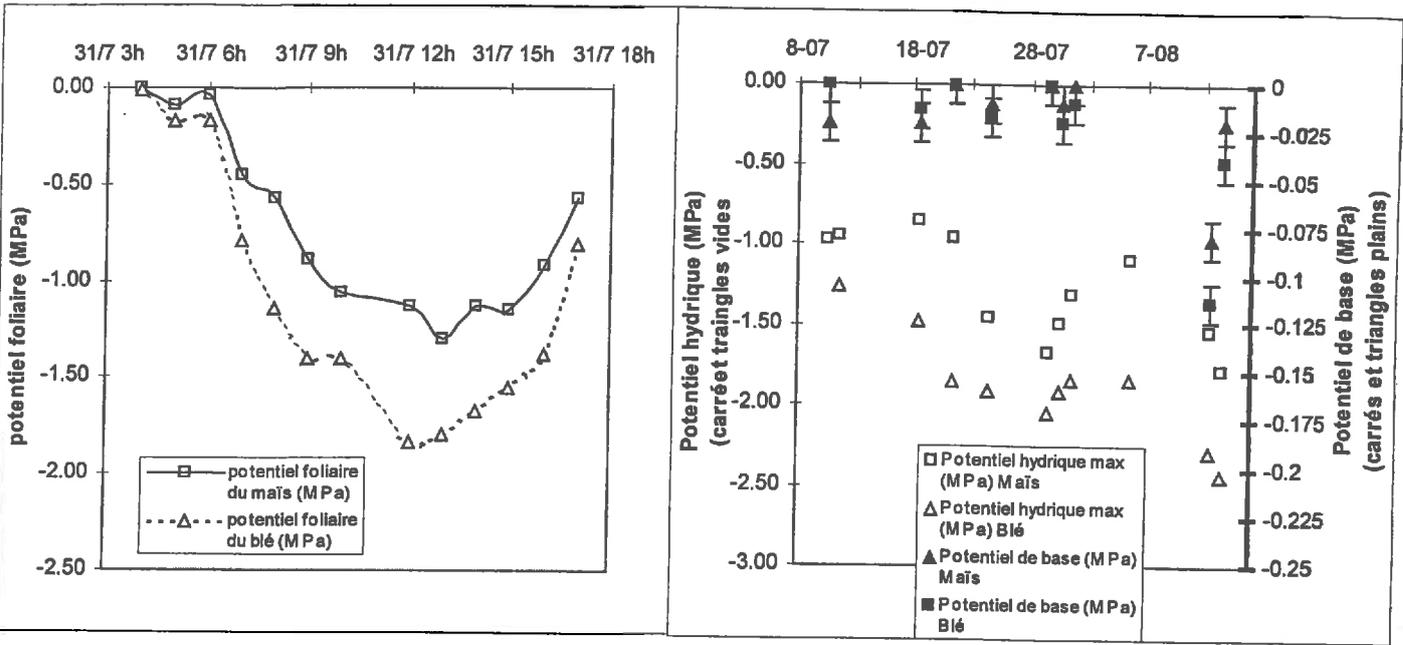


fig. a)

fig. b)

Figure 44 : a)- évolution journalière du potentiel hydrique foliaire (blé triangle ; maïs carré)
 b)- présentation de l'évolution du potentiel de base (triangles et carrés pleins ; échelle à droite)
 et du potentiel minimum mesuré pendant la journée (échelle à gauche).

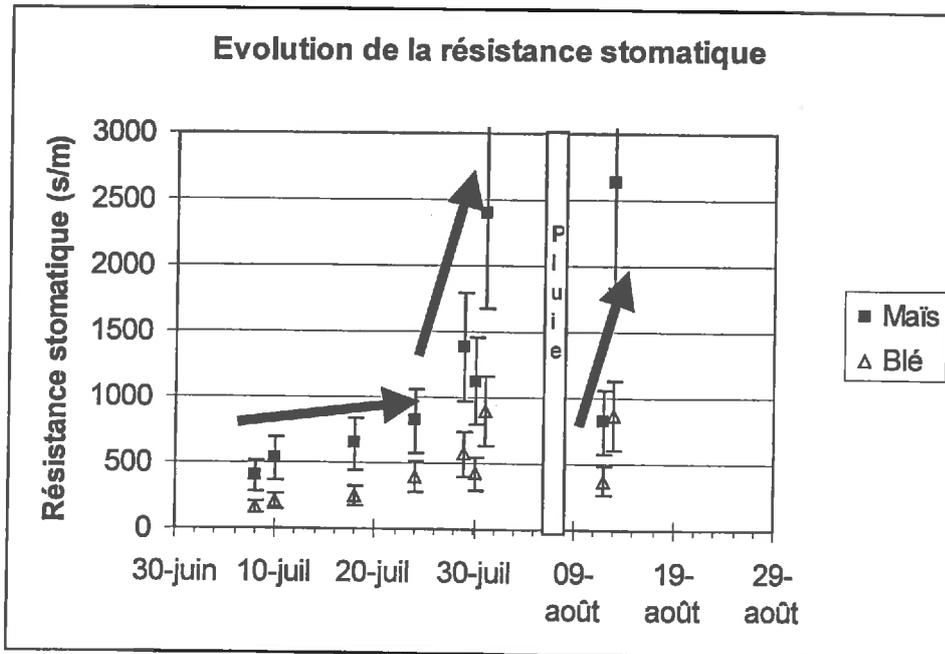


Figure 45 : évolution de la résistance stomatique moyenne de la journée.
 Carrés = résistance stomatique du maïs ; triangles = résistance stomatique du blé.

Bien qu'il soit admis que la fermeture stomatique dépende des facteurs climatiques classiques comme la lumière, le vent, la température, l'humidité de l'air, la teneur en CO₂, ou bien des facteurs de l'état physiologique de la plante comme, âge des feuilles, leur état de développement, leur état hydrique, les équilibres hormonaux, le facteur le plus important est essentiellement l'état hydrique du sol (Jones 1983). Nous le constatons avec force sur ce graphique où le dessèchement progressif du sol est sans aucun doute le facteur qui engendre cette évolution de la résistance stomatique (nous verrons plus précisément cette analyse dans le chapitre 5).

L'influence des facteurs climatiques comme le rayonnement global, le déficit hydrique de l'air, la température de l'air ne nous ont pas permis de dégager de comportements classiques à travers l'expression de courbes enveloppes (Jarvis 1976, Jones et al 1981). Les mesures ont été trop peu nombreuses pour permettre de balayer un ensemble de conditions climatiques différentes et retrouver ainsi l'expression de la régulation stomatique à partir d'une approche phénoménologique (Olioso, 1989).

L'interprétation la plus vraisemblable de cette augmentation de la résistance stomatique est le dessèchement du sol. On voit d'ailleurs qu'après la pluie du 6-8 août, la résistance stomatique redevient faible puis augmente à nouveau par la suite).

Nous retrouverons ce comportement à partir de la simulation.

IV.3.2.c. Mesures isotopiques

Des mesures isotopiques de l'isotope ¹⁸O de l'eau du sol et de l'eau du collet des plantes ont été réalisées afin de déterminer l'origine de l'eau prélevée par les racines et transitant au niveau du collet des plantes. Cette expérimentation a été menée sur le site de Grignon uniquement. Elle a pour objectif de confirmer l'origine de l'eau prélevée à partir d'un profil isotopique dû au fractionnement isotopique lié à l'évaporation.

Puisqu'il n'y pas de fractionnement isotopique de l'eau par l'absorption racinaire (Wershaw et al, 1966. Zimmermann et al 1967., Dawson et Ehleringer 1991), l'origine de l'eau prélevée par les racines peut être estimée à partir de la comparaison de la composition isotopique au niveau des collets avec celle de l'eau du sol (Bariac et al, 1987, Flanagan et Ehleringer, 1991) qui est variable avec la profondeur du fait du fractionnement isotopique lié à l'évaporation ou de l'apport d'eau par les pluies. Cette méthodologie offre la possibilité d'estimer les couches de sol dans lesquelles l'eau est prélevée. Nous présentons ici les résultats obtenus sans détailler l'analyse isotopique en elle-même, celle-ci a été réalisée dans le laboratoire de Biogéochimie isotopique de Paris VI à partir d'une répétition de 3 prélèvements pour chaque profondeur pour une distance au centre du poquet donnée et de 3 répétitions pour une heure donnée et une distance donnée pour les collets de maïs et de blé.

La Figure 46 donne la composition isotopique des collets du blé (dans le compartiment « milieu ») et celle du maïs en fonction de l'heure pour deux journées. La Figure 47 indique le profil isotopique de l'eau du sol obtenu pour les deux compartiments considérés.

On rappelle ici la signification du terme $\delta^{18}O$: La composition isotopique est donnée par le terme $\delta^{18}O$ (en ‰) qui résulte d'une comparaison à la référence du standard international « V-SMOW » pour l'isotope ¹⁸O :

$$\delta^{18}O = \frac{R_{\text{échantillon}} - R_{S \text{ tan dard}}}{R_{S \text{ tan dard}}} \times 1000. \quad \text{avec} \quad R_{\text{échantillon}} = \frac{{}^{18}O}{{}^{16}O}.$$

i)- Analyse des résultats :

En ce qui concerne les mesures isotopiques sur les collets, deux points sont remarquables :

➤ La variabilité mesurée et le faible échantillonnage ne permettent pas de discriminer totalement la composition isotopique de l'eau des plantes (Figure 46(a)). Il ne semble pas y avoir une absorption racinaire différemment localisée entre les deux espèces.

➤ La composition isotopique des collets de blé en passant de -5.6 à -6.4‰ du 21 Juillet au 31 Juillet indique que la localisation de l'absorption a évolué dans la mesure où le profil isotopique de l'eau du sol n'a pas évolué dans les mêmes proportions.

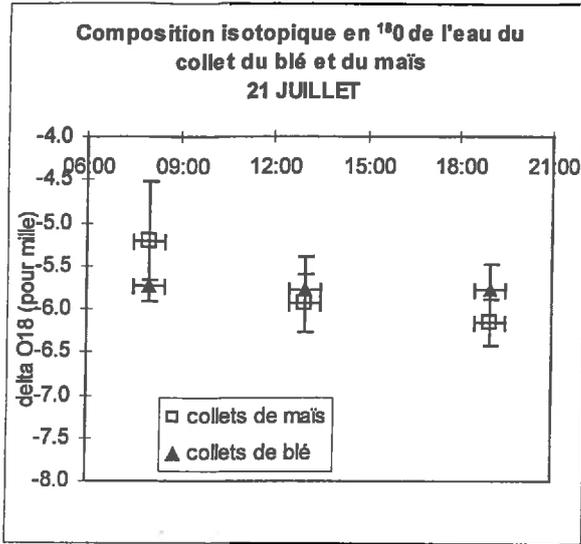


fig. a)

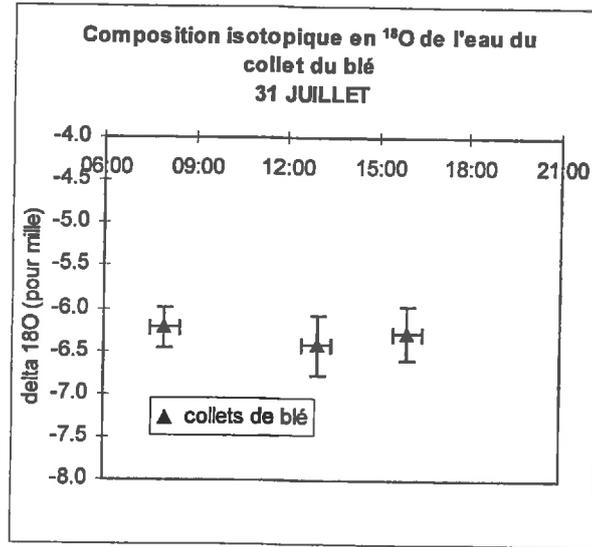


fig. b)

Figure 46 : Composition isotopique en ^{18}O de l'eau du collet du maïs (carrés) et du blé (triangles). 21 Juillet (a) et 31 Juillet (b). Grignon.

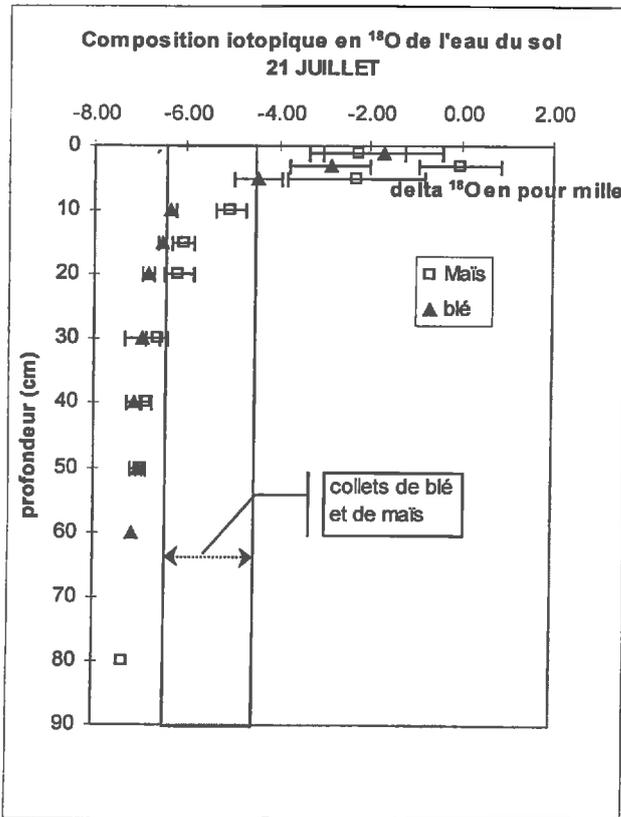


fig. a)

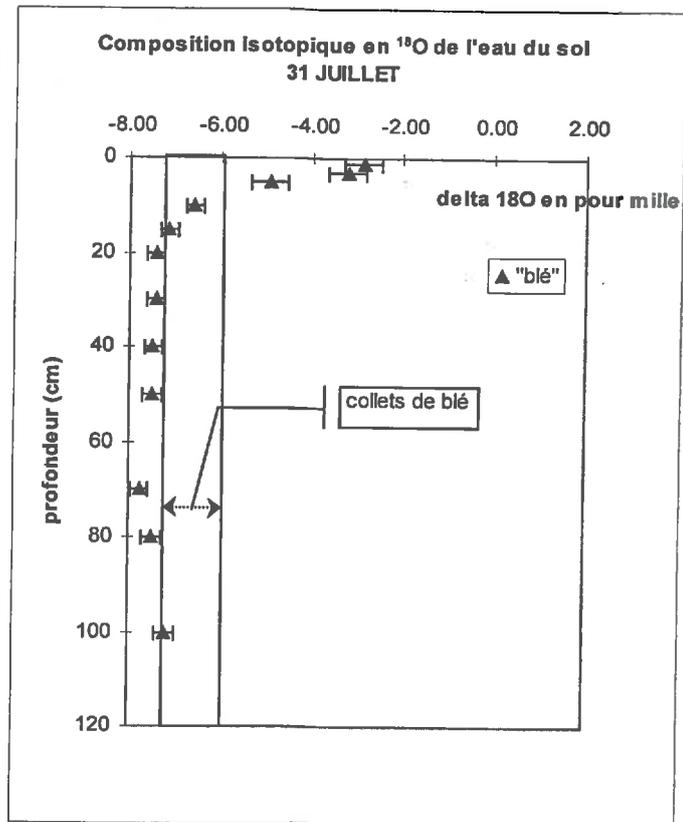


fig. b)

Figure 47 : profil isotopique en ^{18}O de l'eau du sol. Le profil sous le maïs est donné à partir des carrés, celui sous le blé à partir de triangles. (a) 21 Juillet ; (b) 31 Juillet. Grignon.

ii)- Interprétation des figures :

Pour le profil isotopique de l'eau du sol (*Figure 47*), on retrouve une forme typique d'un sol soumis à des conditions d'évaporation. (Zimmerman 1967, Allison et al 1983). Cette forme est essentiellement induite par l'évaporation du sol et l'on peut constater que le profil de $\delta^{18}O$ en surface est différent du profil sous le blé alors qu'aucune différence n'est décelable en dessous de 20 cm. Cette différence est attribuée à l'évaporation du sol plus élevée au niveau du maïs. Les mesures d'humidité indiquent également que l'humidité en surface sous le couvert de maïs est plus faible pour les premiers centimètres de la surface ce qui confirme cette interprétation (cf. section suivante).

On observe également un contregradient en surface sous le maïs. Ce contregradient est provoqué par la formation d'une couche sèche dans laquelle la diffusion de l'eau se fait en phase vapeur essentiellement (Allison et al, 1983, Barnes et al 1983,).

L'évolution du profil isotopique n'est pas significative en passant du 21 Juillet au 31 Juillet.

iii)- Zone d'absorption :

La variabilité observée des mesures ne permet pas de discriminer sans équivoque l'origine de l'eau prélevée ; on ne peut que suggérer une interprétation qui sera confirmée par la modélisation.

La figure (*Figure 46 (a) et (b)*) où il est reporté la gamme de variation sur la journée du $\delta^{18}O$ des collets suggère que l'eau prélevée est localisée de manière prépondérante sur les 20 premiers centimètres du sol pour le maïs et pour le blé ou issue d'une combinaison de la contribution de l'eau en surface et de l'eau en profondeur.

On remarquera par ailleurs que la diminution du $\delta^{18}O$ de l'eau des collets de blé entre le 21 Juillet et le 31 Juillet suggère que cette diminution est provoquée par un déplacement de la zone d'absorption vers les couches plus profondes parce que le sol est de plus en plus sec en surface (*Figure 64*).

Ces interprétations avancées sur l'origine de l'eau qui transite dans le collet seront confirmées par les résultats de la simulation. Il est utile de prendre des précautions quant aux interprétations données parce que la variabilité ne permet pas de donner des renseignements suffisamment tranchants.

.IV.4. mesures « aériennes »

On distingue dans cette section les mesures qui permettent d'apprécier les variables du forçage atmosphérique et les mesures de flux d'eau qui seront utilisées comme variables de contrôle pour la validation du modèle.

IV.4.- 1/. Variables de forçage atmosphérique

Les différentes mesures des variables atmosphériques ont été réalisées directement sur les parcelles expérimentales. Le dispositif commun aux deux expérimentations est présenté sur la *Figure 48*. Les différentes variables de forçage atmosphérique ont été mesurées au niveau de référence ($z_{ref} = 5m$ pour Grignon et $z_{ref} = 6m$ sur le site de Banizoumbou) et des mesures complémentaires ont été réalisées à 1m de hauteur à Grignon. Nous présentons le dispositif installé sur le site à Grignon. Celui de Banizoumbou (Niger) est identique à la hauteur de référence près (6m). Sur Banizoumbou, les pyranomètres linéaires n'ont pas été installés et l'état hydrique de l'air a été mesuré avec un psychromètre au lieu d'un capteur Vaissala HMP133.

La figure ci-dessous montre l'ensemble des mesures qui permettent de disposer des différentes variables micrométéorologiques utilisées pour le modèle. La pluie a été mesurée par un pluviomètre classique sur chacune des parcelles. Les variables de forçage sont représentées dans des cadres grisés : ce sont les mesures indispensables pour le fonctionnement du modèle. Des mesures complémentaires ont été effectuées pour permettre de vérifier le bon fonctionnement de certains appareils ou encore de palier certaines pannes comme nous le verrons sur la *Figure 49*.

Nous noterons que l'ensemble du dispositif permet à la fois de mesurer les effets dus à la distance au poquet (plusieurs capteurs identiques sont placés pour différentes distances au poquet (Rg et G)) et à la fois ceux dus à la hauteur de la mesure (mesures du R_n , de la température de rosée).

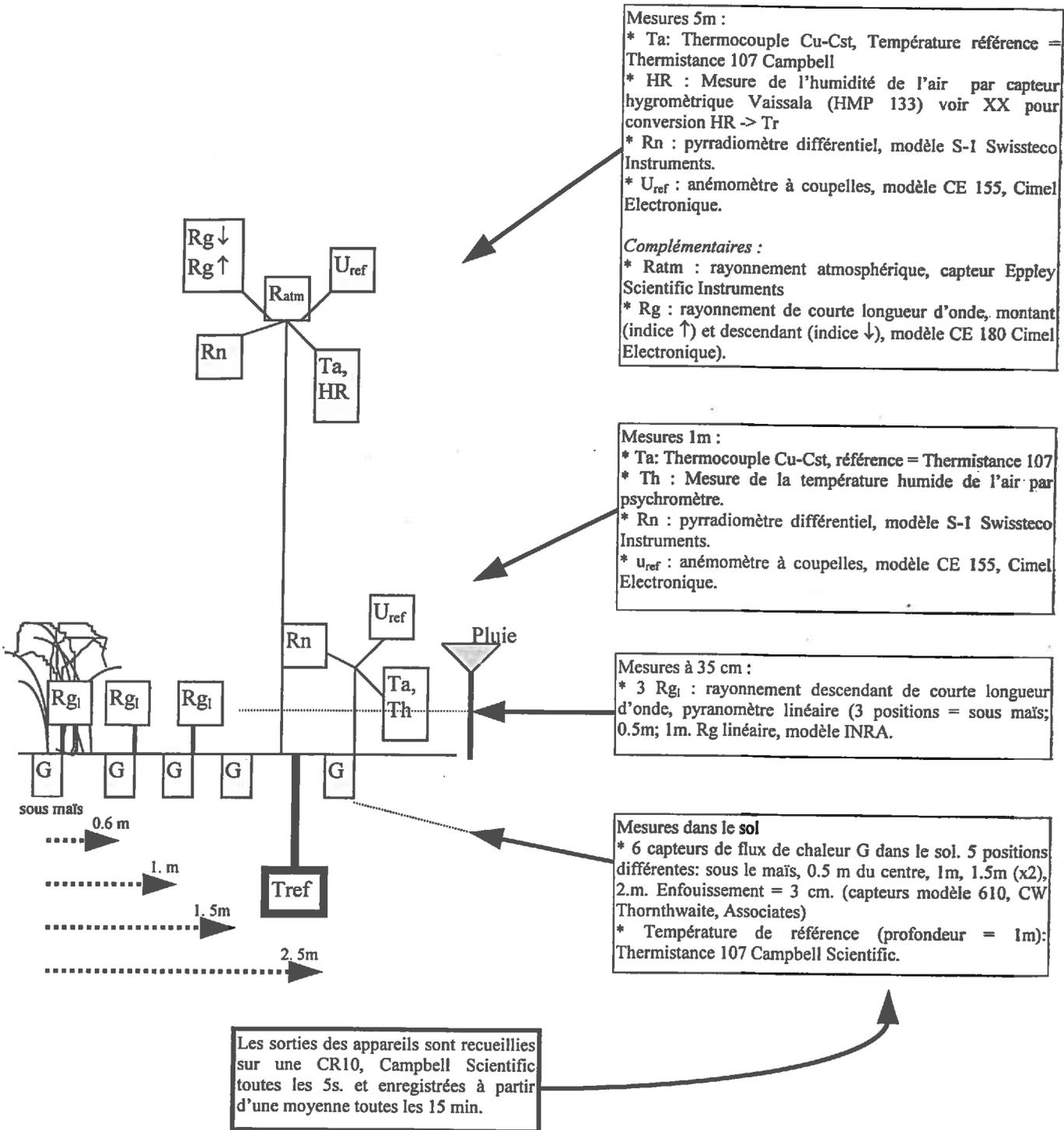


Figure 48 : dispositif et capteurs utilisés pour mesurer l'ensemble des variables microclimatiques. Dispositif Grignon (Celui de Banizoumbou est très semblable)

i)- Etat hydrique de l'air

Deux types de capteurs nous ont permis d'obtenir la température de rosée qui caractérise l'état hydrique de l'air :

Le capteur d'humidité (mesure de HR , humidité relative) et le psychromètre (mesure de la température « humide »). On explique ici les différents principes qui nous permettent d'aboutir à la température de rosée qui est introduite comme variable du modèle.

En premier lieu, il est important de souligner que la grandeur qui pilote le terme convectif dans l'équation de la demande climatique qui s'applique au niveau d'une surface est le déficit hydrique de l'air $P(Ta) - P(Tr)$, c'est à dire la différence entre la pression de vapeur saturante à Ta ($P(Ta)$ en Pa) et la pression de vapeur réelle de l'air ($P(Tr)$ en Pa). Cette différence peut être ramenée à une équation plus simple qui fait intervenir la température de rosée Tr et la température de l'air Ta :

$$P(Ta) - P(Tr) = P' \cdot (Ta - Tr) \quad (IV-5)$$

où P' est la pente de la courbe de pression de vapeur saturante (Pa/K) pour la température $(Ta + Tr)/2$ (on suppose que P' est constant sur l'intervalle $[Ta, Tr]$).

♦ Pour relier l'humidité relative de l'air HR à l'une de ces grandeurs, on utilise les relations :

$$HR = \frac{P(Tr)}{P(Ta)} \quad (IV-6)$$

avec $P(Ta)$ estimée à partir de la formule de Tetens (1930) où il suffit de remplacer le terme T qui désigne une température quelconque en K par la température souhaitée (Ta ou Tr en °K)

$$P(T) = 610,78 \cdot \exp\left(\frac{17,269 \cdot T}{T + 237,3}\right) \quad (IV-7)$$

La mesure de HR et le calcul de $P(Ta)$ par l'équation (IV-6) permet de connaître la température de rosée Tr qui indique l'état hydrique de l'air.

♦ La mesure à partir des psychromètres donne la température humide (Th) de l'air. Elle est reliée à la pression de vapeur de la masse d'air par :

$$P(Tr) = P(Th) - \gamma \cdot (Ta - Th) \quad (IV-8)$$

Où $P(Th)$ est la pression de vapeur saturante (en Pa) pour la température Th (la température humide mesurée avec le psychromètre en K). La température de rosée est obtenue à partir de l'équation de Tetens qui relie pression de vapeur et température.

Grâce aux mesures complémentaires réalisées, on a pu en cas de défaillance du capteur hygrométrique au niveau de référence (soit le capteur en lui-même, soit l'alimentation ou encore la ventilation du système de mesure), faire une interpolation des mesures réalisées au niveau inférieur pour compléter les mesures manquantes.

L'interpolation est réalisée par une relation linéaire simple obtenue à partir d'un échantillon de 10 journées. Un exemple est donné sur la figure (Figure 49) pour Grignon.

On porte en abscisse les températures de rosée obtenues entre 9h et 19h (TU) issues des mesures à la hauteur de référence et en ordonnée la température de rosée du niveau inférieur. On constate que la température de rosée du niveau inférieur est plus haute que la température de rosée du niveau supérieur pendant la journée. Ceci est dû à la transpiration de la végétation qui influence la masse d'air en la chargeant de vapeur.

Une relation linéaire est introduite pour relier ces deux températures de rosée mesurée à deux hauteurs différentes. Le coefficient de corrélation est assez satisfaisant pour que cette relation puisse être utilisée en cas de défaillance du capteur en hauteur.

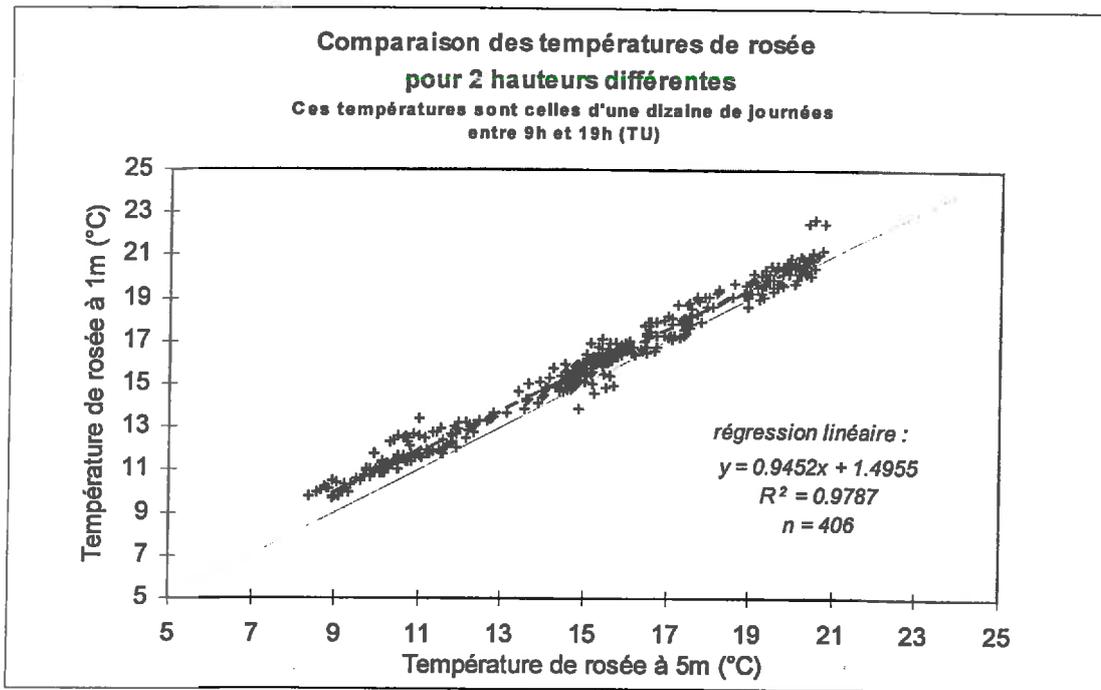


Figure 49 : établissement d'une relation linéaire entre la mesure du niveau supérieur et celle du niveau inférieur. Cette relation simple est utilisée en cas de défaillance des mesures en hauteur.
Grignon.

ii)- Effet de la hauteur. Exemple pour la température

On peut également observer les différences de température de l'air entre les deux niveaux de mesures. On ne trouve pas de différences significatives lorsque l'on prend en compte l'ensemble des journées (Figure 50) parce que la stabilité la nuit ($T_a(\text{bas}) < T_a(\text{haut})$) et l'instabilité le jour se compensent alors que l'observation sur la période journalière met en évidence ces gradients thermiques (Figure 51).

⇒ Nous avons introduit une approche où les phénomènes de stabilité et d'instabilité ne sont pas pris en compte (voir III.2.- 1/) et l'on peut justifier à la fois notre approche par la Figure 50 parce que globalement on observe autant de stabilité que d'instabilité mais elle peut être mise en défaut à l'échelle horaire où l'instabilité peut être relativement élevée en pleine journée et donc influencer les flux de transpiration.

Pour la comparaison des mesures de température de rosée, on constate comme il a été précisé ci-dessus que la température de rosée à 1m est supérieure à celle à 5m parce que la végétation participe à l'augmentation de la vapeur d'eau de la masse d'air à travers sa transpiration. De nuit, les comparaisons ne sont pas possibles parce que le capteur hygrométrique devient instable dès que de la condensation se dépose sur le capteur. On ne peut donc comparer ces mesures que de jour comme il a été fait jusqu'ici.

Ces différents résultats se retrouvent de façon identique sur le site du Niger.

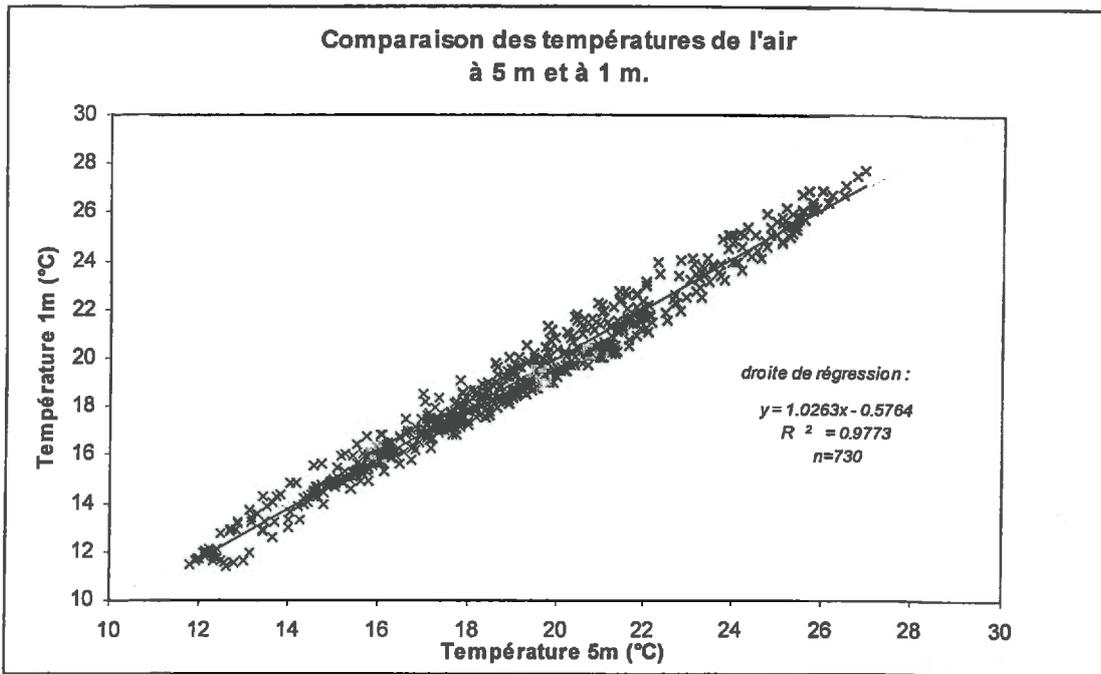


Figure 50 : comparaison des mesures sur plusieurs journées de la température de l'air au niveau haut (5m) et bas (1m) Grignon.

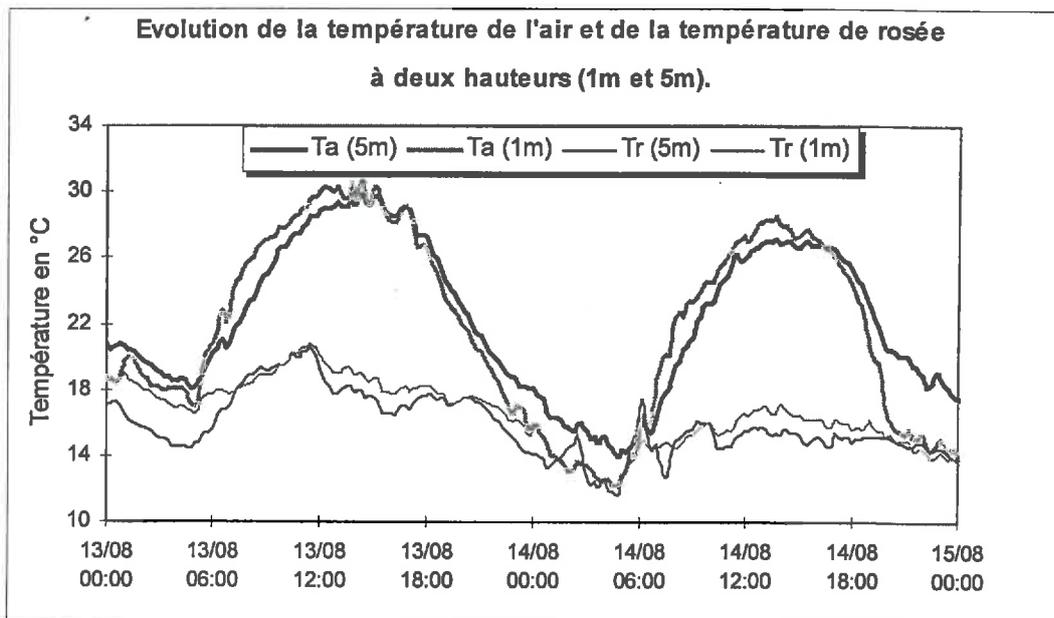


Figure 51 : évolution de la température de l'air (Ta) et de la température de rosée (Tr) mesurée à deux hauteurs. Les traits noirs représentent les mesures à 5m et ceux grisés à 1m. Exemple pour deux journées typiques. Grignon.

iii)- Effet de la distance.

L'effet de la distance à la strate haute (arbuste de Guiera ou poquet de maïs) est mesuré à partir des pyranomètres linéaires placés au dessus du couvert de blé. Cet effet est également observable à partir des mesures de flux de chaleur dans le sol. Les résultats sont présentés ci-dessous.

** Pour le rayonnement global, on observe un gradient d'atténuation du rayonnement de la zone sous le maïs jusqu'à la zone la plus éloignée (mixte). Le faible coefficient de corrélation lié à une forte dispersion pour les mesures sous le maïs et la zone « interface » est provoquée par le déplacement des ombres portées et la variabilité que cela implique. La corrélation devient très bonne pour la zone « mixte » et la pente tend vers 1,0. Cette figure nous permet ainsi de constater que l'atténuation du rayonnement n'est pas très étendue (influence faible au-delà de 1m du centre du poquet. Tout cela est bien évidemment relié à la disposition du capteur par rapport au soleil. Pour notre cas, ceux-ci ont été orientés dans le sens Nord-Sud (coté Nord) afin de présenter un ombrage maximum à midi (le soleil n'est pas au zénith dans nos régions en Juillet).

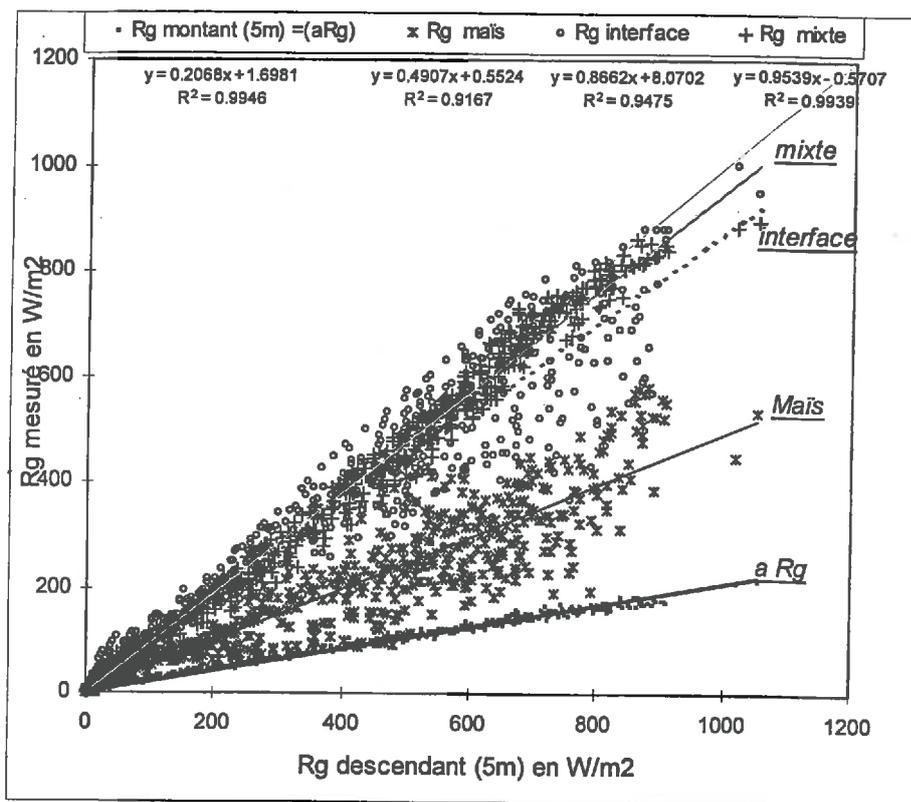


Figure 52 : Comparaison du rayonnement global mesuré à 35 cm du sol. Mesures sous le poquet (Maïs), à 60 cm (interface) et à 1.0 m (mixte) du centre du poquet Grignon.

Pour les flux de chaleur dans le sol, on observe que la conduction dans le sol est assez élevée sous le maïs parce que l'énergie disponible au niveau du sol n'est atténuée que partiellement en fonction de l'ombre portée (les feuilles de maïs ne sont pas complètement couvrantes). Les paramètres de la régression linéaire qui relie le flux dans le sol (G en W/m^2) et le rayonnement net (R_n à 5m en W/m^2) sont donnés par une pente de 0.16, une ordonnée à l'origine de $-10 W/m^2$ et un coefficient de corrélation de 0.75 (pour 1000 points).

Cette régression linéaire entre le flux G et le rayonnement net (R_n) évolue graduellement avec la distance au poquet. On trouve les paramètres suivants : pente = 0.055, ordonnée à l'origine $-3 W/m^2$ et un coefficient de corrélation de 0.84 pour la distance la plus éloignée du poquet (compartiment « milieu »).

Ces indications (coefficient de corrélation qui se rapproche de 1.0 en s'éloignant du poquet et pente qui diminue) nous montrent que le recouvrement de la surface par le couvert de maïs est partiel au contraire du blé (voir également commentaires IV.3.2.c).

IV.4.- 2/. les mesures de l'évapotranspiration

Plusieurs types de mesure ont été réalisés afin d'apprécier les flux de transpiration ou d'évapotranspiration du système étudié (savane ou parcelle expérimentale). Les résultats de ces mesures sont confrontés pour vérifier leur validité : Les mesures directes de transpiration, de flux de chaleur sensible permettent entre autres de vérifier le bilan d'énergie mais aussi, elles sont très utiles pour la validation du modèle (chapitre 5) parce que ces mesures donnent directement les variables de sortie du modèle.

IV.4.2.a. Mesures du flux de chaleur sensible et du flux de chaleur latente par la méthode des fluctuations

Les flux turbulents d'énergie et de masse dans l'atmosphère ont été décrits dans le chapitre précédent par analogie avec la diffusion comme fonction d'un gradient et d'un coefficient de diffusivité (I.1.3.a). L'étude mathématique détaillée de la turbulence fait appel à des techniques statistiques qui ne sont pas détaillées ici. Il est simplement utile de préciser que les mesures des variables turbulentes permettent d'estimer le flux de ces variables sans passer par cette analogie et les lois présentées au chapitre 3 (relation flux-gradient).

Les trois grandeurs qui nous intéressent sont la vitesse du vent u , la température Ta et l'humidité spécifique de

l'air q_a ($q_a = \frac{m_v}{m_v + m_{air_sec}}$; m_v = masse de vapeur d'eau dans l'air, m_{air_sec} = masse d'air sec).

Ces variables fluctuantes sont donc décrites comme :

$$Ta = \overline{Ta} + T' ; \quad q_a = \overline{q_a} + q_a'$$

et pour la composante verticale de la vitesse du vent w , on a :

$$w = \overline{w} + w'$$

remarque : les exposants « — » et « ' » indiquent respectivement la grandeur moyenne et la partie fluctuante du terme considéré.

Le flux calculé par la méthode des fluctuations (ou des corrélations) pour la chaleur sensible, la quantité de vapeur d'eau exprimée en énergie de vaporisation, donne les expressions suivantes :

$$H(z) = \rho \cdot Cp \cdot \overline{w' Ta'}$$

et

$$LE(z) = L_v \cdot \rho \cdot \overline{w' q_a'}$$

$H(z)$ est le flux de chaleur sensible en W/m^2 donné en fonction de la masse volumique de l'air (ρ en kg/m^3), la chaleur spécifique de l'air à pression constante (Cp en $J/(kg.K)$) et en fonction de la partie turbulente $\overline{w' Ta'}$ qui est issue des fluctuations de la vitesse verticale du vent noté w et de la température de l'air noté Ta . Elle correspond à la covariance entre la vitesse w et la grandeur T . Pour le transfert de vapeur, on retrouve une expression identique avec, l'humidité spécifique q_a comme grandeur exprimant la quantité d'eau. Pour exprimer le transfert de vapeur en énergie fournie pour la transformation de l'eau liquide en vapeur, on introduit le terme L_v (chaleur latente de vaporisation de l'eau en J/kg) et la covariance $\overline{w' q_a'}$. On pourra lire par exemple le livre de Brutsaert (1982) pour comprendre plus précisément tout le travail qui tourne autour de ces expressions.

Ces équations sont valables à partir des hypothèses suivantes :

- Les mesures sont réalisées dans la couche limite de surface. (couche limite de surface = partie basse de l'atmosphère qui est affectée par la nature et les propriétés de la surface)
- La surface considérée est homogène et horizontale : les caractéristiques de la couche limite de surface sont en équilibre avec la surface. On est suffisamment éloigné de toute discontinuité de nature différente de la surface considérée.
- Les écoulements sont stationnaires : on travaille à des échelles de temps suffisamment faibles (15 min.) pour que cette dernière hypothèse puisse être valide.

Grignon

les mesures ont été réalisées au moyen de deux mâts télescopiques placés à deux endroits différents de la parcelle et sur lequel est installé le dispositif Campbell suivant à la hauteur de 3m.

- Un anémomètre sonique monodimensionnel (CA 27) qui mesure la vitesse verticale du vent w entre deux émetteurs -récepteurs distants de 10 cm.
- Un thermocouple fin (0.025 mm) Cu-Cst (model 127)
- Un hygromètre Krypton (model KH2O)
- Une centrale d'acquisition de données Campbell 21X qui permet une acquisition rapide (10Hz) moyennant les covariances toutes les 15 minutes.

Les flux de chaleur latente sont corrigés de la variation de la densité de l'air (phénomène de flottabilité de l'air) due au transfert simultané de la chaleur et de vapeur d'eau suivant la méthode de Webb et al (1980) Etant placé à une hauteur assez faible du sommet du couvert, on peut supposer que l'on se situe effectivement dans la couche de limite de surface.

Nous avons choisi de prendre comme référence pour chacune des journées les mesures faites sur le mât qui est le moins sous le vent afin de ne pas être perturbé par les effets de bord et par une « pollution » des parcelles avoisinantes.

Niger

Les mesures au Niger ont été réalisées sur un mât télescopique à 5m. La dimension de la parcelle nous permet de supposer que l'on reste dans la couche limite de surface. Plusieurs pannes de matériel nous ont contraints à ne disposer que de quelques journées de mesures.

Remarque

Ces mesures intègrent l'évapotranspiration à l'échelle de la parcelle. On ne peut distinguer l'évaporation du sol et la transpiration de chacune des espèces. En revanche, c'est une mesure précieuse parce qu'elle donne directement une mesure intégrée de l'évapotranspiration.

La figure ci-dessous nous permet de vérifier le bilan d'énergie mesuré et calculé. C'est un indice de la validité des mesures.

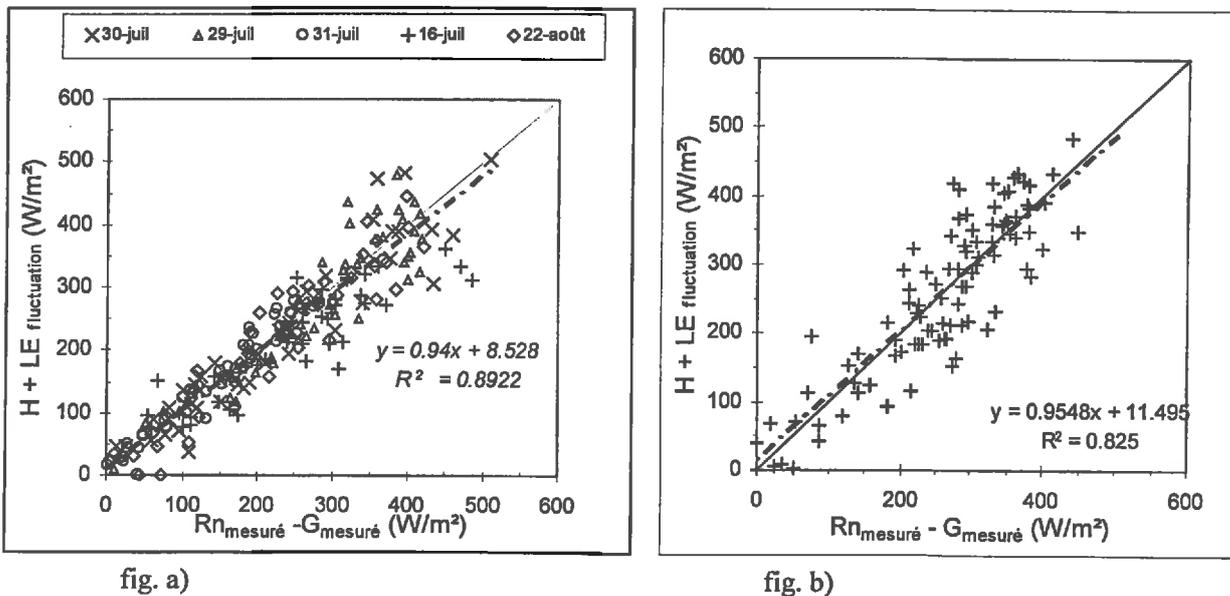


Figure 53 : comparaison des bilans énergétiques mesurés. En abscisse $Rn - G_{sol}$ et en ordonnée $H + LE$ mesuré par la méthode des fluctuations. Figure (a) site de Grignon ; figure (b) site de Banizoumbou.

L'équation du bilan d'énergie au niveau d'un couvert s'écrit :

$$R_n = H + LE + G \quad (IV-9)$$

où R_n correspond au rayonnement net, H au flux de chaleur sensible, LE au flux de chaleur latente et G à la conduction de la chaleur dans le sol.

En traçant sur la figure précédente (*Figure 53*) le terme de dissipation d'énergie par convection $H + LE$ mesuré par la méthode des fluctuations en fonction du terme $(R_n - G)$, on s'attend à retrouver une égalité parfaite.

On observe effectivement qu'il n'y pas de déviation notable à partir de ces mesures, tant pour le bilan réalisé sur le site du Niger que celui de Grignon. En revanche, il est à noter que les points sont assez dispersés et que l'on peut observer des différences jusqu'à 100 W/m^2 pour les plus grandes différences. Nous nous fierons aux mesures de fluctuations pour vérifier les ordres de grandeur des flux de vapeur modélisés (chapitre 5).

IV.4.2.b. débit de sève

Afin de pouvoir évaluer la transpiration des poquets de maïs, nous avons installé plusieurs capteurs de débit de sève sur les pieds de maïs. La mesure de débit de sève permet d'estimer le flux d'eau ascendant dans les tiges à partir de l'évaluation du bilan de chaleur autour de la tige.

Cette méthode est introduite en 1981 par Sakuratani.(1981). Le principe de la mesure « débit de sève » est basé sur les calculs du bilan de chaleur autour d'un cylindre. En fournissant un flux de chaleur constant et connu autour d'un cylindre (un pied de maïs), celui-ci se répartit par conduction en une dissipation de la chaleur fournie selon l'axe de la tige (vers le haut et vers le bas), selon l'axe radial vers le milieu environnant et par convection à partir du transport passif de l'eau du xylème

A partir de la connaissance du flux de conduction radial et axial, on peut estimer le flux de convection qui est relié au transfert de l'eau dans le xylème, celui-ci donne le débit d'eau dans la section cylindrique considérée à partir de l'augmentation de température de la sève provoquée par le flux de chaleur imposé. Ce flux de convection permet de donner le débit d'eau par tige et par conséquent le flux de transpiration par plante.

Les appareils (model SGB 16, 19 et 25, Dynamax) ont été installés sur 3 poquets pour 5 pieds par poquets (15 capteurs). La description du protocole utilisé et des différents résultats obtenus sur les poquets est décrite dans l'article de Castell (en préparation).

La contribution totale des poquets à la transpiration de la parcelle est donnée comme la transpiration moyenne d'un pied de maïs (débit moyen d'un pied) multiplié par le nombre total de pied de maïs sur toute la surface de la parcelle :

$$TR_a^{Par} = D_a^{MM} \times \frac{Nb_{Mais}}{S_{parcelle}} \quad (IV-10)$$

avec TR_a^{Par} la contribution à la transpiration de la parcelle du maïs en $\text{kg}/(\text{m}^2.\text{s})$, D_a^{MM} la transpiration moyenne d'un pied de maïs (en kg/s), Nb_{Mais} est le nombre total de pied de maïs sur la parcelle et $S_{parcelle}$ la surface de la parcelle.

Les mesures ont été continues du 19 Juillet au 22 Août.

IV.4.2.c. chambre à évaporation

Afin de mesurer la transpiration de la strate herbacée, nous avons construit une chambre à évaporation à cycle fermé. Le principe des mesures est basé sur le calcul de la variation de vapeur d'eau dans la chambre lorsque celle-ci recouvre une surface évaporante (Reicosky et Peter 1977). L'augmentation de vapeur d'eau dans la chambre au moment où l'on pose celle-ci sur la surface (et le calcul de la pente à l'origine) permet d'estimer le flux de vapeur de la surface.

Les caractéristiques de la chambre sont présentées ici :

- surface = $1 \text{ m}^2 = S_{chambre}$
- volume = $1 \text{ m}^3 = V_{chambre}$
- 6 ventilateurs (débit 1 ventilateur = $5E-2 \text{ m}^3/\text{s}$)

- mesures de la température par thermocouple Cu-Cst au niveau du capteur d'humidité.
- mesures de l'humidité = hygromètre type Vaissala HMP 133.

La puissance et la disposition des ventilateurs assurent un brassage complet de l'air toutes les 4 secondes. Les données de température T et d'humidité HR dans la chambre sont stockées sur une acquisition de données avec une fréquence d'un enregistrement toutes les 5 s (acquisition = deltaT devices), en continu pendant la journée.

Par recouvrement de la surface par la chambre pendant quelques minutes, on mesure l'augmentation d'humidité et de température pour associer à ces variations un flux évaporatoire de la surface recouverte.

Cette méthode suppose en particulier :

- qu'il n'y ait aucune fuite latérale lorsque la chambre recouvre la surface (la chambre est hermétique)
- que l'augmentation de vapeur d'eau dans la chambre soit provoquée uniquement par le flux transpiratoire et évaporatoire de la strate herbacée,
- que le brassage de l'air dans la chambre soit suffisant pour homogénéiser rapidement l'ensemble du volume d'air dans la chambre
- que le recouvrement de la surface considérée ne perturbe pas le milieu et en particulier les plantes dans les premières minutes (l'adaptation physiologique de la plante au nouveau milieu n'est pas assez rapide, la chambre est enlevée de la surface après 2 minutes).

Pour calculer la quantité de vapeur d'eau dans la chambre à partir de mesures d'humidité et de température, on utilise les équations suivantes :

1- l'humidité relative HR donne le rapport de la pression de vapeur saturante du milieu sur la pression de vapeur saturante pour la température T du milieu (équation (IV-6))

2- La pression de vapeur saturante pour la température T est donnée par la formule de Tetens (équation (IV-7))

3- la quantité de vapeur d'eau dans la chambre est donnée par l'équation des gaz parfaits appliquée à notre situation :

$$\rho_{vap} = \frac{M_{eau} \cdot P(T_r)}{R \cdot T_a} \quad (IV-11)$$

ρ_{vap} est la quantité de vapeur d'eau par unité de volume présente dans la chambre (kg d'eau / m³), cette densité de vapeur d'eau est fonction de la masse molaire de l'eau ($M_{eau} = 18E-3$ kg/mol), de la constante des gaz parfaits R et de la pression partielle de la vapeur d'eau de la masse d'air ($P(T_r)$ en Pa).

Le flux de vapeur dans la chambre est alors donné par l'augmentation de la quantité de vapeur d'eau contenue dans la chambre sur le pas de temps lié à l'augmentation.

En toute rigueur, on a une équation notée en différentielle pour estimer le flux de vapeur de la surface recouverte (kg/(m².s)) :

$$ET_{Chambre} = \frac{V_{chambre}}{S_{chambre}} \frac{\partial \rho_{vap}}{\partial t} \quad (IV-12)$$

Ce système de mesure permet de faire des mesures ponctuelles de l'évapotranspiration de la surface recouverte $ET_{chambre}$. Nous calculons $ET_{chambre}$ à partir de la droite de régression obtenue sur les 30 premières secondes du recouvrement de la surface.

IV.4.- 3/. Contribution des différentes strates à l'évapotranspiration du système épars étudié

Nous pouvons donner la contribution de chacune des strates étudiées au flux de transpiration total à partir des précédentes mesures « locales », débit de sève et mesures par la chambre à évaporation. Ces mesures sont comparées à l'évapotranspiration mesurée à partir des mesures de fluctuations qui intègrent l'ensemble de la végétation (Figure 54).

Les triangles donnent la transpiration de la strate supérieure à l'échelle de la parcelle (voir IV.4.2.b) et les carrés sont les mesures ponctuelles au sol de la strate inférieure pour différentes distances.

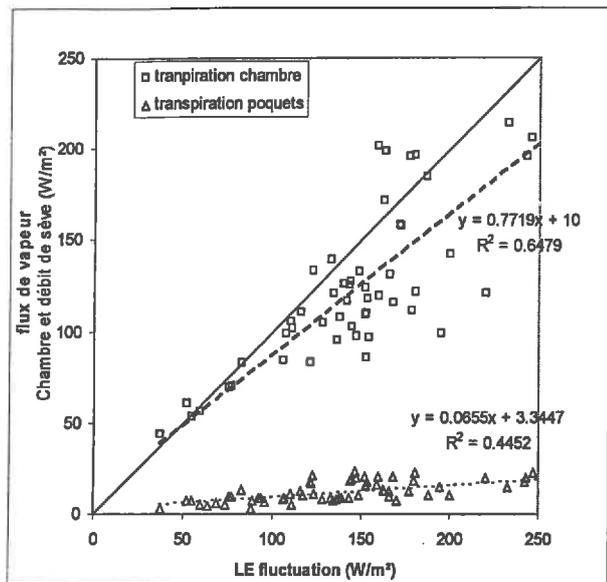


fig. a)

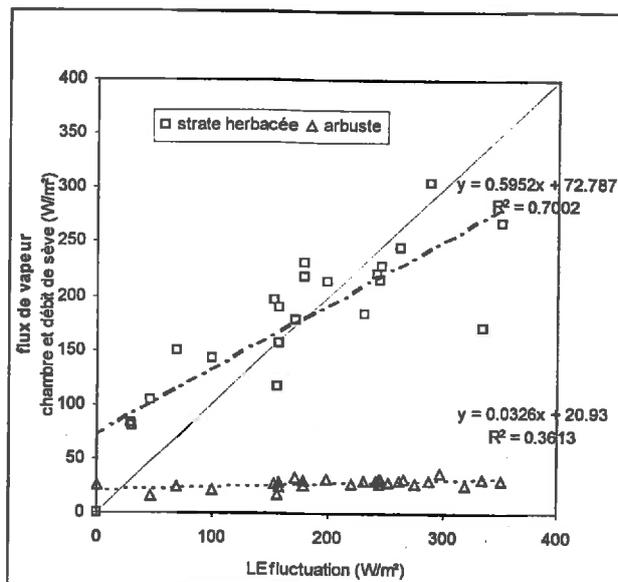


fig. b)

Figure 54 : transpiration et évapotranspiration mesurée des différentes strates (maïs et blé à Grignon (a) et arbuste et strate herbacée au Niger (b)) en fonction de la mesure de l'évapotranspiration de la parcelle par la méthode des fluctuations.

La figure (a) donne des résultats relativement satisfaisants parce que l'on distingue bien l'évapotranspiration du blé de celle des poquets de maïs et la somme des deux termes correspond à peu près à l'évapotranspiration globale mesurée par les mesures de fluctuations. En revanche, les mesures sur le Niger ne donnent pas de très bons résultats parce que la dispersion des points est importante et l'on ne dispose pas de nombreuses mesures communes fluctuations-débit de sève-chambre pour dégager de façon évidente des interprétations et des explications sur les différences observées : il paraît difficile de comparer ces mesures et surtout d'essayer de retrouver une relation du type «transpiration strate haute + évapotranspiration strate inférieure = évapotranspiration globale», ceci est d'autant plus vrai que la mesure par la méthode des chambres à évaporation ne donne pas une mesure intégrée de la strate herbacée (la variabilité de l'évapotranspiration de la strate herbacée est élevée et dépend de l'intensité de l'écran radiatif et convectif provoqué par la proximité d'un arbuste ou d'un poquet de maïs).

En revanche, nous pouvons dégager quelques points remarquables :

➤La strate haute, c'est à dire le poquet de maïs et les arbustes de Guiera, contribue faiblement à l'évapotranspiration de la parcelle étudiée. Le faible taux de couverture de ces « éléments épars » (3,5% sur le site de Grignon et 25% sur la parcelle au Niger) explique cela.

➤On remarquera que la strate arbustive du Niger ne paraît pas dépendre des différentes conditions climatiques rencontrées. Ce fait a déjà été observé auparavant (Tuzet et al 1995) ; la transpiration des arbustes de Guiera est relativement constante autour de 20 à 40 W/m² à l'échelle de la parcelle.

Conclusions

Ce chapitre précise les différentes méthodes de mesures réalisées sur les sites expérimentaux et permet d'acquérir une base de donnée suffisante pour valider le modèle.

Ce chapitre a rassemblé à la fois les mesures concernant l'état hydrique du sol et ses caractéristiques hydrodynamiques, les mesures concernant l'état hydrique des plantes ainsi que les caractéristiques simples de leur structure (LAI et hauteur) et les mesures microclimatiques qui permettent de donner les grandeurs de forçage de l'atmosphère.

Les résultats obtenus ont permis d'interpréter certaines observations (déplacement des zones d'absorption, rôle du ruissellement et de l'interception de la pluie sur le fonctionnement des savanes, effets d'écran radiatif, ...) qui seront confirmés par la modélisation et serviront de base à posteriori pour l'étude du fonctionnement des couverts épars et hétérogènes.

V. Chapitre 5 : Validation et sensibilité du modèle

Nous présentons ici les résultats des confrontations entre les sorties et les données expérimentales. Ils permettent de discuter de la validité des hypothèses avancées et introduites dans le modèle. Ces confrontations permettent également de confirmer certaines interprétations avancées dans le chapitre 4 en ce qui concerne le fonctionnement hydrique des couverts.

La validation porte sur les différentes variables de sorties du modèle, c'est à dire la transpiration du couvert, les transferts d'eau dans le sol et le bilan hydrique.

La validation est réalisée à partir de deux situations contrastées qui sont l'expérimentation au Niger en 96 et celle sur Grignon en 97. Nous montrons en parallèle les résultats obtenus pour ces deux systèmes afin de comparer la capacité du modèle à reproduire les transferts d'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère pour des couverts épars, quels qu'ils soient.

Ce travail de validation et de test sur le modèle nous permet de discuter du rôle du sol sur le fonctionnement hydrique de la plante, en particulier la fermeture stomatique. Les différents tests de sensibilité montreront par ailleurs que la sensibilité aux caractéristiques hydrodynamiques du sol est grande et que la diffusion de l'eau à proximité des racines est un facteur important qui devra être étudié avec un grand souci de précision pour mieux comprendre l'absorption racinaire, sa limitation et les conséquences sur la transpiration. Ce travail et la discussion qui est donnée en parallèle permettent d'étendre l'étude menée jusqu'alors à un travail qu'il serait intéressant de mener par la suite, c'est à dire une étude plus approfondie de la réponse stomatique au dessèchement du sol, en particulier un travail relié au potentiel dans les racines et aux limites de l'absorption racinaire ainsi qu'à l'effet « réservoir plante ».

La démarche suivie pour tester le modèle se fait en plusieurs étapes qui sont rappelées ici. A partir d'une présentation du système étudié et de la réduction de celui-ci à un système simple, on compare l'évolution du bilan d'eau à l'échelle de la parcelle puis localement (c'est à dire au niveau des compartiments). Les flux de vapeur journaliers nous permettent de vérifier que l'état hydrique autour des racines est prépondérant pour simuler la limitation de la transpiration. On présente ensuite l'évolution du profil d'humidité modélisé et simulé pour vérifier que les transferts d'eau dans le sol sont bien reproduits. Ces confrontations nous permettront de discuter des résultats observés.

.V.1. Présentation des deux systèmes étudiés et de leur modélisation.

V.1.- 1/. Zone semi-aride

Nous disposons d'un jeu de données et de mesures relatives à l'évapotranspiration de la parcelle constituée de *Guiera Senegalensis* présentées dans le chapitre 4 (.IV.1)

V.1.1.a. Préliminaire : établissement des compartiments gérés par le modèle et présentation des variables et paramètres introduits dans le modèle

La compartimentation est résumée sur la figure suivante :

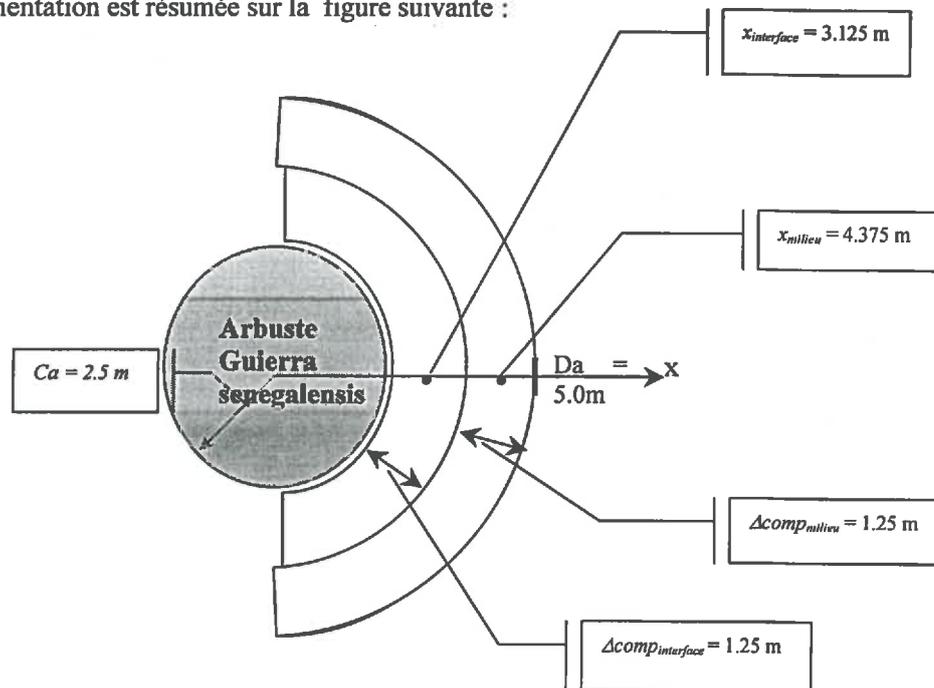


Figure 55 : compartimentation introduite dans le modèle.

i)- compartimentation

On introduit une demi-distance moyenne entre arbustes adjacents égale à 5 mètres (voir section IV.1.1.c, équation (III-1)) sachant que le rayon moyen des arbustes est estimé à 2,5m et que le taux de couverture des arbustes de *Guiera* est de l'ordre de 25% (Tuzet et al 1995, Tuzet et al 1998).

Nous choisissons de modéliser le système savane fait d'arbustes de *Guiera Senegalensis* à travers 3 compartiments :

- le compartiment qui comprend toute la surface de projection au sol de l'arbuste. Le rayon de la couronne de l'arbuste est de 2,5m et forme une surface de couverture de $19,6\text{m}^2$.

- le compartiment à l'interface arbuste/hors arbuste. Il est défini à partir de la distance au centre de l'arbuste $x_{interface} = 3.125m$ et l'épaisseur du compartiment ($\Delta comp_{interface}$) est de 1.25m afin de déterminer la surface d'influence.
- le compartiment le moins influencé par la présence de l'arbuste. Il est défini par $x_{milieu} = 4.375m$ et une épaisseur $\Delta comp_{milieu} = 1.25m$.

Les mesures TDR sont réalisées au niveau de chacun de ces compartiments.

Les simulations ont été réalisées de la période du 5 au 25 Août pendant la saison des pluies. Le modèle a donc été initialisé à partir des mesures de l'état hydrique du sol au 5 Août.

Les mesures TDR ont permis d'introduire l'état hydrique initial du sol pour chaque compartiment. Le modèle a simulé les transferts d'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère à partir d'un jeu de données constituant les entrées du modèle.

ii)- Précisions sur les caractéristiques de la simulation

Les paramètres de fonctionnement du modèle sont les suivants :

- 13 nœuds désignent les profondeurs de la maille verticale. Ils sont situés aux profondeurs suivantes 1, 3, 6, 10, 14, 18, 22.5, 30, 40, 60, 80, 110 et 142.5 cm.
- le maillage radial est composé de 12 nœuds répartis de façon équidistante entre le rayon racinaire et *HMRD*.
- La convergence pour le pas de temps dt est supposée satisfaisante si la somme des variations relatives des potentiels du système étudié entre deux itérations successives est inférieure à $1E-4$ et le bilan de masse est satisfait à 0.001% près. Le pas de temps est supposé non adapté aux vitesses de transfert si à la 4^{ème} itération pour le pas de temps dt la convergence n'est pas satisfaite. En conséquence, le pas de temps est divisé par 2 jusqu'à un pas de temps limite de 3,5 s qui peut être atteint lors de fortes pluies où les transferts d'eau sont rapides (le pas de temps initial est de 1min)
- Le profil d'humidité initial est le profil obtenu par les mesures TDR pour chacun des compartiments définis.

V.1.1.b. Entrées du modèle

i)- Variables d'entrée

Les variables du modèle sont introduites à un pas de temps de 15 minutes. Les variables de forçage climatiques sont la pluie, la température de l'air et de rosée, le terme du bilan d'énergie ($R_n - G$) et la vitesse du vent au niveau de référence. Les précipitations introduites au niveau de chacun des compartiments sont issues du bilan hydrique du sol mesuré et non des précipitations relevées par les pluviomètres. Dans une première étape, ceci permet de rendre compte des effets d'interception de la pluie par le feuillage ou du ruissellement sans avoir à modéliser ces phénomènes (nous nous intéressons dans cette approche plus particulièrement à la consommation en eau).

ii)- Paramètres

Les différents facteurs intervenant dans le modèle sont :

les paramètres de nature biologique :

- le potentiel racinaire seuil. Sans référence précise sur cet aspect, nous avons choisi arbitrairement pour les deux types de plante un même potentiel seuil relativement bas de -2.5 MPa. Nous expliquerons par la suite que cette valeur introduite n'intervient pas pour la période de notre expérimentation.

$$\Psi_{seuil}(arbuste) = -2,5.MPa ,$$

$$\Psi_{seuil}(herbe) = -2,5.MPa$$

- la résistance stomatique minimale. Les résistances stomatiques des deux types de plantes sont prises égales à :

$$R_{st_min}(arbuste) = 200 \text{ s/m}$$

$$R_{st_min}(herbe) = 35 \text{ s/m}$$

- la hauteur et la densité de surface de feuilles (LAI) des plantes. Pour la période sur laquelle nous travaillons, nous n'avons pas constaté visuellement de changement dans la végétation.

LAI(arbuste) = 1.25	h(arbuste) = 2.5m
LAI(herbe) = 0.35	h(herbe) = 0.15m
- la densité racinaire et le rayon des racines ne présentent pas de dynamique temporelle dans la simulation. La densité racinaire introduite en m de racine par m³ de sol est directement issue des mesures des longueurs racinaires réalisées au Niger. Les profils de densité racinaire introduits sont présentés sur la *Figure 43*. Pour le compartiment « milieu », la densité racinaire des arbustes est considérée comme nulle sur tout le profil alors que pour les autres profils, on introduit les possibilités de compétitions racinaires.
- Le rayon racinaire est estimé à 0.5 mm pour toutes les racines (arbuste ou herbe) :

$$R_{Rac}(\text{arbuste, herbe}) = 5E-4 \text{ m}$$
- les dimensions des feuilles introduite pour calculer la résistance de couche limite sont prises égales à :

$$df(\text{arbuste}) = 0,05\text{m}$$

$$df(\text{herbe}) = 0,1\text{m}$$
- le coefficient d'atténuation du rayonnement net k_p dans un couvert est pris égal à 0,7 (Monteith 1973)
- l'atténuation du vent dans un couvert homogène est fonction du coefficient α_p pris égal à 3 (Monteith 1973).

Paramètres du sol

La rugosité du sol est de 0,005m. Celle des couverts d'herbe et de l'arbuste est calculée (équation (III-5)).

- les caractéristiques hydrodynamiques du sol introduites dans le modèle sont celles du Tableau 7 et du Tableau 8. Celles-ci sont considérées comme homogènes horizontalement. On rappelle que les phénomènes d'anisotropie sont négligés.
- une condition de flux nul en profondeur est imposé. Les faibles gradients de potentiel en profondeur et la conductivité hydraulique très faible pour les humidités observées en profondeur (humidité volumique restant constante sur la période d'étude entre 5 et 6% ($\Psi = -0.01$ MPa soit -1m) et conductivité hydraulique entre $1E-13$ m/s et $1E-15$ m/s) justifient dans une première approche ce choix en se limitant à notre période de mesure.

V.1.- 2/. Expérimentation en zone tempérée.

V.1.2.a. Préliminaire : établissement des compartiments gérés par le modèle et présentation des variables et paramètres d'entrée

Compartimentation

La demi-distance moyenne entre poquets de maïs adjacents est de 3 mètres (voir section IV.1.- 2/) pour l'expérimentation sur Grignon.

Nous choisissons de modéliser le couvert maïs-blé à travers 4 compartiments qui ont les caractéristiques suivantes :

- le compartiment sous le poquet de maïs (appelé « maïs »). Le rayon du poquet est de 0,56m et forme une surface de couverture au sol de 1m². Les mesures de transpiration sont réalisées à partir des mesures de débit de sève qui donnent la transpiration du maïs.
- le compartiment à l'interface poquet de maïs/couvert de blé (appelé « interface »). Il est défini à partir de la distance au centre du poquet = 78 cm ($x_{\text{interface}} = 0,78\text{m}$) et une épaisseur de compartiment de 44 cm ($\Delta\text{comp}_{\text{interface}} = 0,44\text{m}$).
- le compartiment sous influence du poquet de maïs (appelé « mixte »). Ce compartiment est défini par une distance au centre du poquet de 1,525m ($x_{\text{mixte}} = 1,525\text{m}$) et une épaisseur de 1.05m ($\Delta\text{comp}_{\text{mixte}} = 1.05\text{m}$).

- le compartiment le moins influencé par la présence du poquet (appelé « milieu »). Celui-ci est défini par $x_{milieu} = 2.5m$ et une épaisseur permettant d'indiquer la surface d'influence de $\Delta comp_{milieu} = 1m$.

Les mesures TDR sont réalisées au niveau de chacun de ces compartiments (Tableau 9 et Tableau 10) et ont permis d'introduire l'état hydrique initial du sol pour chaque compartiment.

Les simulations ont été réalisées de la période du 1^{er} Juillet au 1^{er} Septembre, c'est à dire pendant la période de mesure « intense ». Le modèle a donc été initialisé à partir des mesures de l'état hydrique du sol au 1^{er} juillet.

⇒ La modélisation des transferts dans le sol est donnée pour un maillage vertical composé de 14 nœuds (: 1, 3, 6, 10, 14, 18, 22.5, 27.5, 32.5, 37.5, 42.5, 50, 70 et 98.5 cm), pour un maillage radial de 12 nœuds répartis de façon équidistante entre le rayon racinaire et la valeur *HMRD* à la profondeur considérée. Les tests de convergence sont identiques à ceux présentés précédemment.

Le profil d'humidité initial est le profil obtenu par les mesures TDR pour chacun des compartiments.

La compartimentation est résumée sur la figure suivante :

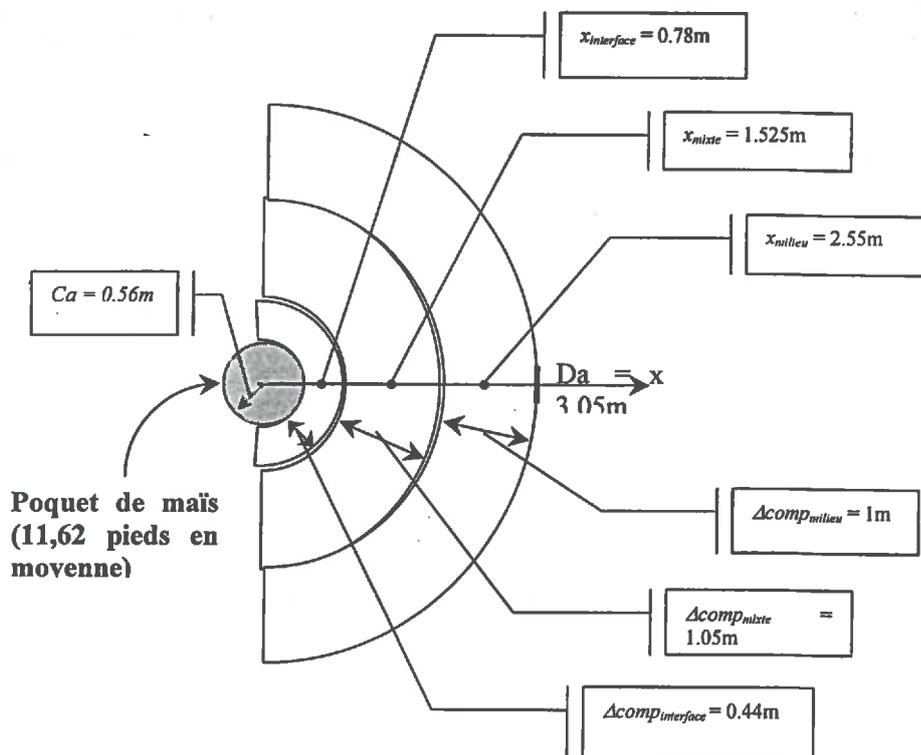


Figure 56 : compartimentation introduite dans le modèle.

V.1.2.b. Entrées du modèle

i)- Variables d'entrée

Les variables d'entrée sont les mêmes que précédemment.

ii)- Paramètres

Les différents facteurs intervenants dans le modèle sont :
les paramètres de nature biologique :

- Le potentiel racinaire seuil a été choisi en fonction de l'ensemble des potentiels foliaires mesurés pour chaque espèce. Ne connaissant pas a priori cette valeur seuil, on a introduit celle-ci comme étant la valeur minimale du potentiel foliaire mesuré. Les différentes mesures du potentiel foliaire réalisées sur la période expérimentale nous permettent en effet d'estimer le potentiel hydrique de la plante le plus bas.

$$\Psi_{seuil}(maïs) = -1,8.MPa$$

$$\Psi_{seuil}(blé) = -2,6.MPa$$

- La résistance stomatique introduite est obtenue à partir de la moyenne des 5 plus faibles résistances stomatiques mesurées au cours de l'expérimentation (voir aussi *Figure 45*). Il est à noter que ces deux valeurs sont élevées et ne correspondent pas forcément à une résistance stomatique minimale puisque nous travaillons avec un blé d'hiver planté au printemps (il ne se trouve pas dans les conditions adaptées à sa nature).

$$R_{st_min}(maïs) = 400 \text{ s/m}$$

$$R_{st_min}(blé) = 160 \text{ s/m}$$

(remarque : ces deux valeurs sont sans doute déjà le reflet d'une régulation stomatique, on ne devrait donc pas parler par la suite de transpiration maximale TM en tant que telle. Nos garderons tout de même cette notation afin de respecter notre fil conducteur qui est basé sur la maximisation de la transpiration pour atteindre la transpiration maximale ; dans notre cas : R_{st_min} = résistance stomatique la plus faible mesurée ==> transpiration la plus élevée possible dans les conditions présentes)

- Hauteur et indice de surface de feuilles (LAI) des plantes : Le modèle ne prend pas encore la croissance des plantes. Pour la période sur laquelle nous travaillons (1^{er} Juillet-1^{er} Septembre). Nous avons introduit les LAI et hauteurs suivantes pour le maïs et pour le blé :

$$LAI(maïs) = 4.0 \quad h(maïs) = 1.5m$$

$$LAI(blé) = 4.2 \quad h(blé) = 0.35m$$

- La densité racinaire et le rayon des racines ne présentent pas de dynamique temporelle. La densité racinaire introduite en m de racine par m³ de sol est directement issue des mesures des impacts racinaire. Considérant que les racines sont orientées dans tous les sens, le nombre d'impact pour une surface de sol donnée indique aussi la longueur de racine par unité de volume de sol (10 impacts pour 100 cm² ⇒ 10 cm pour 100 cm³ soit 1E3 m par m³). Aucune distinction n'a pu être faite entre les racines de maïs et les racines de blé.
- Le profil de densité racinaire introduit est présenté sur la *Figure 43*. Il n'est pas introduit de compétition racinaire parce que l'on suppose que l'extension racinaire des deux espèces est restée essentiellement verticale. Sous les poquets de maïs, nous avons pris garde à ce qu'il n'y ait pas de blé qui pousse.
- Le rayon racinaire est estimé à 0.5 mm pour toutes les racines (blé ou maïs) :

$$R_{rac}(maïs, blé) = 5E-4 \text{ m}$$
- La dimension des feuilles introduite pour calculer la résistance de couche limite est donnée :

$$df(maïs) = 0,5m$$

$$df(blé) = 0,1m$$
- Le coefficient d'atténuation du rayonnement net k_p dans un couvert est pris égal à 0,7 (Monteith 1973)
- L'atténuation du vent dans un couvert homogène est fonction du coefficient α_p pris égal à 3 (Monteith 1973).

Paramètres du sol

- la rugosité de la surface est estimée à $z_{0s} = 0.005$ m
- Les caractéristiques hydrodynamiques du sol introduites dans le modèle sont celles du *Tableau 5* et du *Tableau 6*. Le changement d'horizon (changement des caractéristiques du sol) est introduit à la profondeur 30 cm, c'est à dire au changement de couche [25-30] ; [30-35].
- Un flux nul est imposé à 110 cm de profondeur. Ce flux nul imposé en profondeur se justifie par le faible gradient de potentiel qui est présent en profondeur pour notre période de mesure. Le gradient de potentiel maximum entre 70cm et 110cm est de l'ordre de -0,1MPa (soit -10m) ($\theta_{110cm} = 32\% \Rightarrow \Psi = -0.024$ MPa ; $\theta_{70cm} = 28\% \Rightarrow \Psi = -0.1$ MPa). La conductivité hydraulique à ces humidités est de l'ordre de $1E-10$ m/s soit $8.6E-6$ m/jour ce qui donne un flux de remontée d'environ 0,3mm/jour entre 70 et 110 cm. Comme les gradients sont en général plus faibles en profondeur parce que les rééquilibrages ont eu le temps de se faire, il y a fort à penser que les flux en profondeur (remontées capillaires à 110 cm) sont faibles et négligeables pour notre période d'étude devant les quantités d'eau mises en jeu lors de phénomènes liés à l'évapotranspiration (3 à 6 mm/jour dans des conditions tempérées).

L'ensemble de ces entrées permet de simuler les transferts d'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère et les différentes sorties du modèle sont présentées dans les sections suivantes.

.V.2. Bilan d'eau.

L'objectif principal de la thèse est l'élaboration d'un modèle de bilan hydrique permettant de prendre en compte la variabilité spatio-temporelle d'un couvert bistraté de type savane. Le modèle permet ainsi de simuler l'évolution du bilan hydrique pour différentes distances au centre du poquet.

Dans une première approche, on montrera l'évolution du stock d'eau en intégrant l'hétérogénéité de la structure horizontale de la parcelle et dans un deuxième temps, on montrera l'évolution simulée et mesurée de chacun des compartiments.

V.2.- 1/. Variation du stock d'eau à l'échelle de la parcelle

Cette approche intégrée permet de dégager le comportement moyen de la parcelle sous l'angle de l'eau. Les mesures TDR à différentes distances du centre du poquet ou de l'arbuste donnent un stock d'eau moyen à l'échelle de la parcelle en pondérant le stock d'eau de chacun des compartiments par la surface qu'il occupe (équation (III-2))

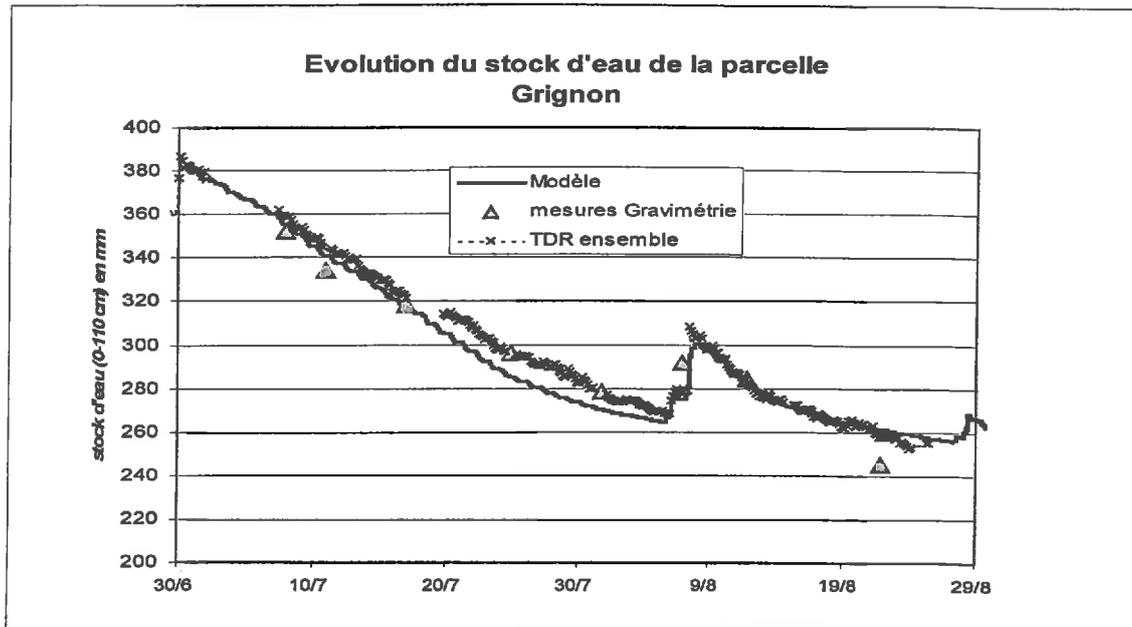


fig. a)

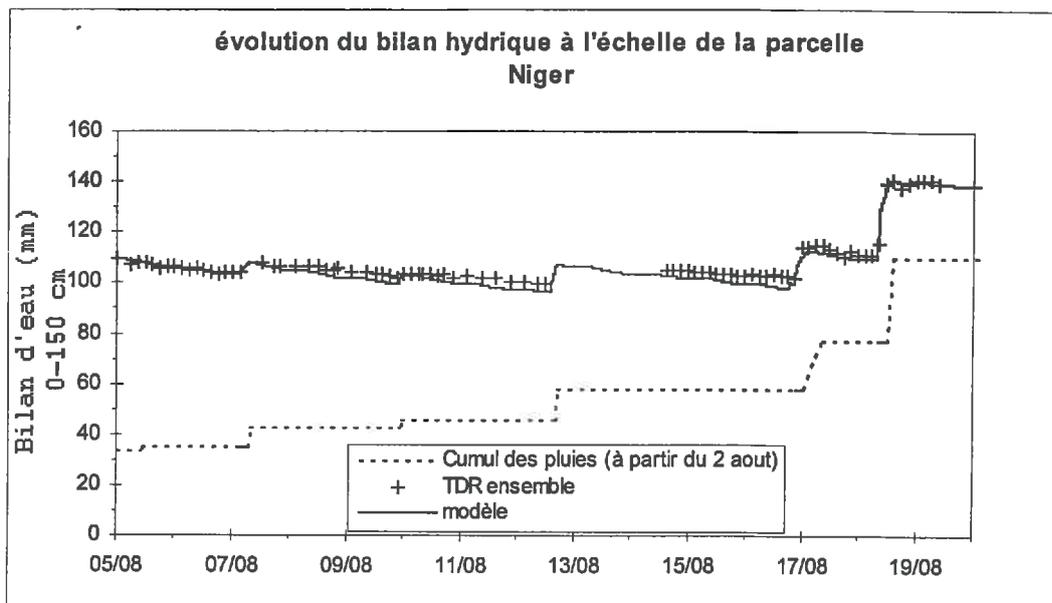


fig. b)

Figure 57 : Evolution du stock d'eau moyen représentatif de la parcelle (en haut, Grignon, fig (a) ; en bas, Niger, fig(b)). Les triangles donnent le stock d'eau calculé par les mesures gravimétriques. Le trait plein est le résultat de la simulation et les croix correspondent à la moyenne du stock d'eau calculé à partir des mesures TDR.

Nous pouvons voir sur la *Figure 57* l'évolution simulée et mesurée du bilan d'eau calculé sur une profondeur de 110 cm pour Grignon et sur une profondeur de 150 cm pour le site de Banizoumbou.

Il est à noter que :

- l'évolution du stock d'eau moyen simulé est bien restituée sur l'ensemble de la période. L'écart maximum observé est de 13 mm pour la simulation sur Grignon ce qui correspond à un écart de moins de 5% sur deux mois de simulation. Pour la simulation du bilan hydrique au Niger, l'écart observé est inférieur à 6mm (moins de 5% d'erreur) sur les 15 jours communs simulation-mesures.
- Il apparaît toutefois une divergence remarquable pour la période du 20 Juillet au 2-3 août sur Grignon. La simulation paraît introduire une consommation d'eau légèrement plus élevée que celle mesurée : nous confirmerons et expliquerons par la suite cette remarque à partir des résultats obtenus sur les variables de contrôle dites « locales » (fonction de la distance au centre du poquet, voir ci-dessous).

V.2.- 2/. Variation du stock d'eau en fonction de la distance

Le modèle permet de retracer l'évolution simulée et mesurée du stock d'eau pour les 4 compartiments décrits précédemment (*Figure 58*). Les mesures TDR placées à la distance $x(i)$ (voir *Figure 55* et *Figure 56* et Tableau 9 et 8) permettent de confronter les résultats de la simulation et les mesures du bilan hydrique pour chacun des compartiments

V.2.2.a. Analyse de la validation sur l'évolution du stock d'eau pour chaque compartiment :

Grignon :

Les résultats présentés sur la *Figure 58* pour les simulations du site de Grignon ne restituent pas très bien les évolutions du stock d'eau mesurées pour deux des quatre compartiments sur Grignon.

Le compartiment « interface » ne consomme pas assez d'eau tandis que celui appelé « milieu » en consomme trop. L'écart entre la simulation et les mesures TDR à l'interface maïs-blé est maximum en fin de période parce que la simulation diverge continuellement.

Pour le compartiment « milieu », on constate qu'au contraire du compartiment interface, l'évapotranspiration simulée est plus élevée que celle qui résulte du bilan d'eau mesuré. Cet écart atteint au maximum 22 mm au 25 juillet. Il ne s'amplifie pas et se réduit à partir du 25 Juillet.

Les deux autres simulations (sous le poquet de maïs et à la distance appelée « mixte ») restituent bien l'évolution du stock d'eau du sol en dehors de la fin de période pour la zone « maïs » (au-delà du 10 août) pour laquelle nous pensons qu'un capteur TDR a dérivé et a perturbé les calculs de stock d'eau du sol.

Niger :

Les résultats apparaissent satisfaisants sauf pour le compartiment « milieu » qui surestime légèrement la consommation en eau du système (on rappelle que pour le Niger, l'apport d'eau au niveau de chacun des compartiments est issu d'un ajustement de façon à reproduire la variation de stock d'eau du sol mesuré par les capteurs TDR ; paragraphe V.1.- 1/).

Cette description simple des figures nous amène à faire les constats suivants sur la validation à l'échelle locale du bilan hydrique des systèmes étudiés :

- La modélisation de la consommation en eau au niveau de la strate haute (poquet de maïs ou arbuste) est satisfaisante
- Le compartiment « interface » sur le site de Banizoumbou donne les résultats les plus proches des mesures contrairement aux résultats « interface » du site de Grignon. Nous discuterons de ceci dans la section (.V.5).
- L'évapotranspiration simulée pour la zone « milieu » est trop élevée. Elle est compensée par l'intervention de la limitation de la transpiration (voir section .V.5). Les conséquences de cette surestimation du compartiment « milieu » jouent sur l'estimation du bilan d'eau à l'échelle de la parcelle (*Figure 57*) (le poids de la surface de ce compartiment est le plus important).

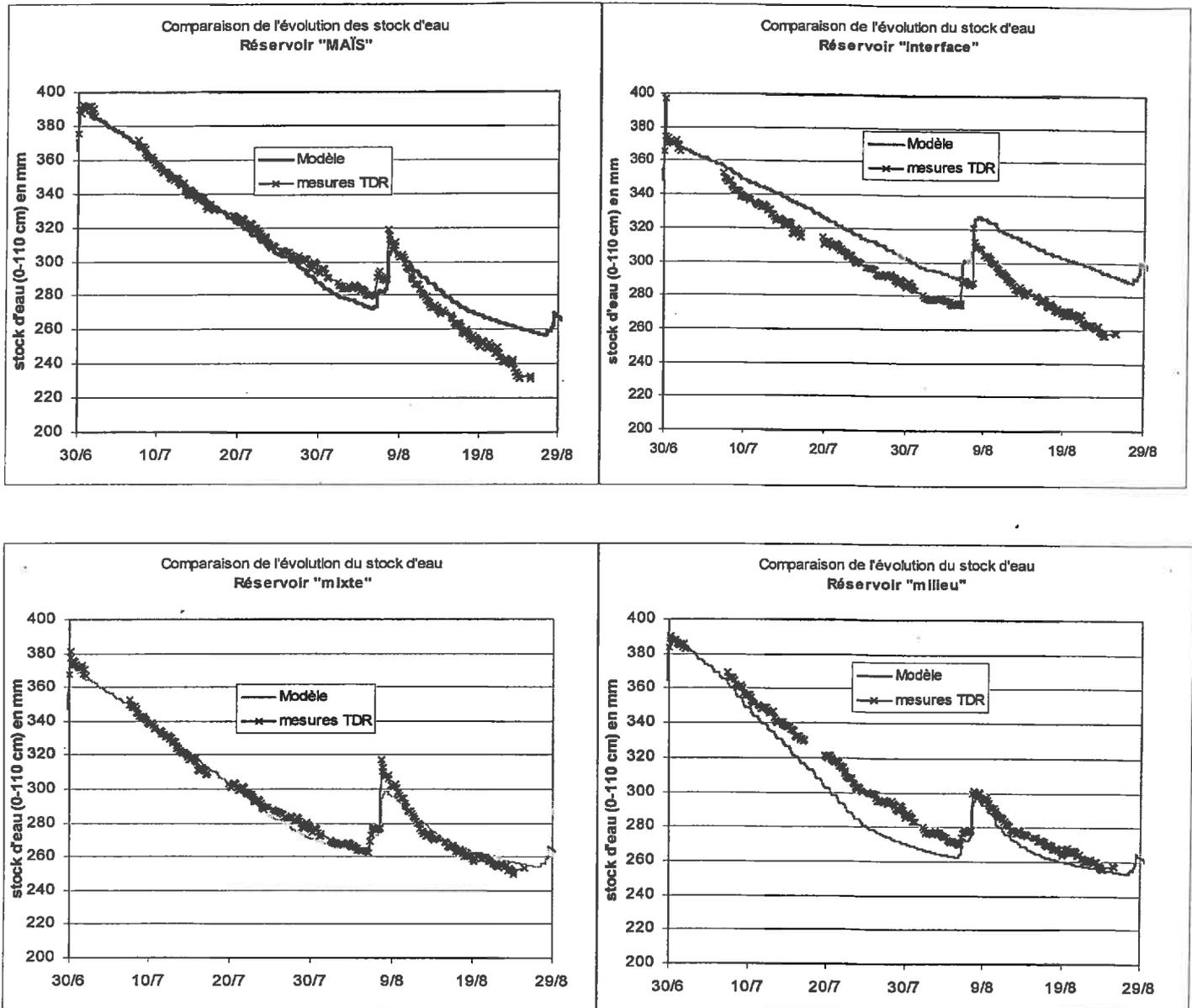
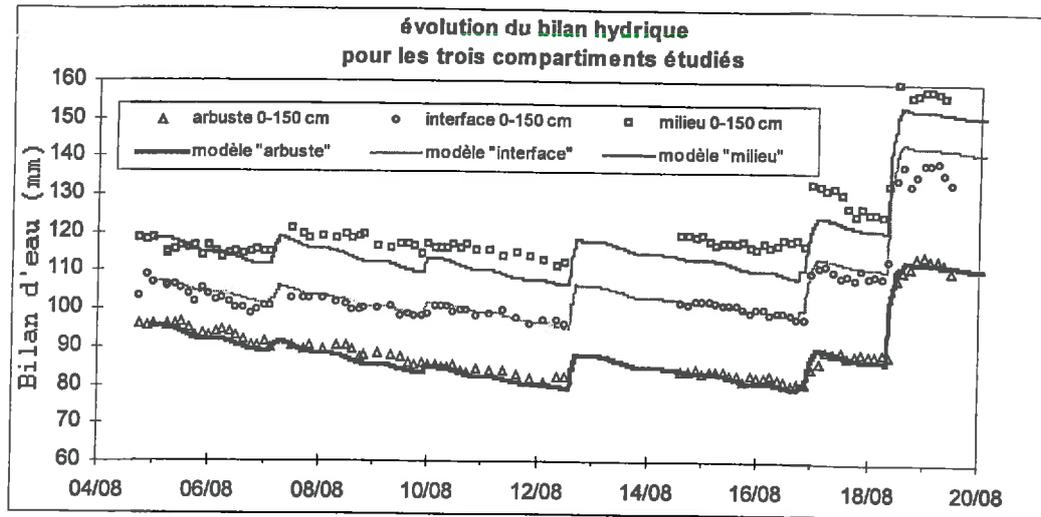


Figure 58 : Evolution du stock d'eau modélisé et mesuré pour les quatre compartiments. « Maïs », « interface », « mixte », « milieu ». Site de Grignon.



*Figure 59 : Evolution du stock d'eau modélisé et simulé pour les trois zones étudiées.
Site de Banizoumbou*

D'une manière générale, la consommation en eau de la parcelle est relativement bien simulée (on reste dans les marges d'erreur des mesures) si l'on se place à l'échelle de la parcelle. Au niveau local, les simulations mettent en évidence une légère sur ou sous-estimation de l'évapotranspiration selon la distance considérée. Nous allons regarder les différentes sorties à l'échelle de la journée pour valider le modèle sur un pas de temps plus petit que celui de la semaine ou du mois et ainsi voir si le fonctionnement hydrique de la plante modélisée est adapté à notre étude et répond aux questions que l'on se pose (voir chapitre 2).

V.3. Transpiration journalière

V.3.- 1/. Les flux à l'échelle de la parcelle

On peut estimer le flux moyen d'évapotranspiration pour la parcelle à partir des flux modélisés dans chacun des compartiments (équation (III-2)). Les mesures de fluctuation sont des mesures intégrant l'évapotranspiration de la parcelle.

Les deux graphiques suivants (Figure 60 (a)) présentent la comparaison entre les différentes journées de mesures sur Grignon. Comme nous ne disposons que de quelques mesures de fluctuations, la figure (b) illustre l'évolution de l'évapotranspiration modélisée et mesurée de la parcelle pour deux journées.

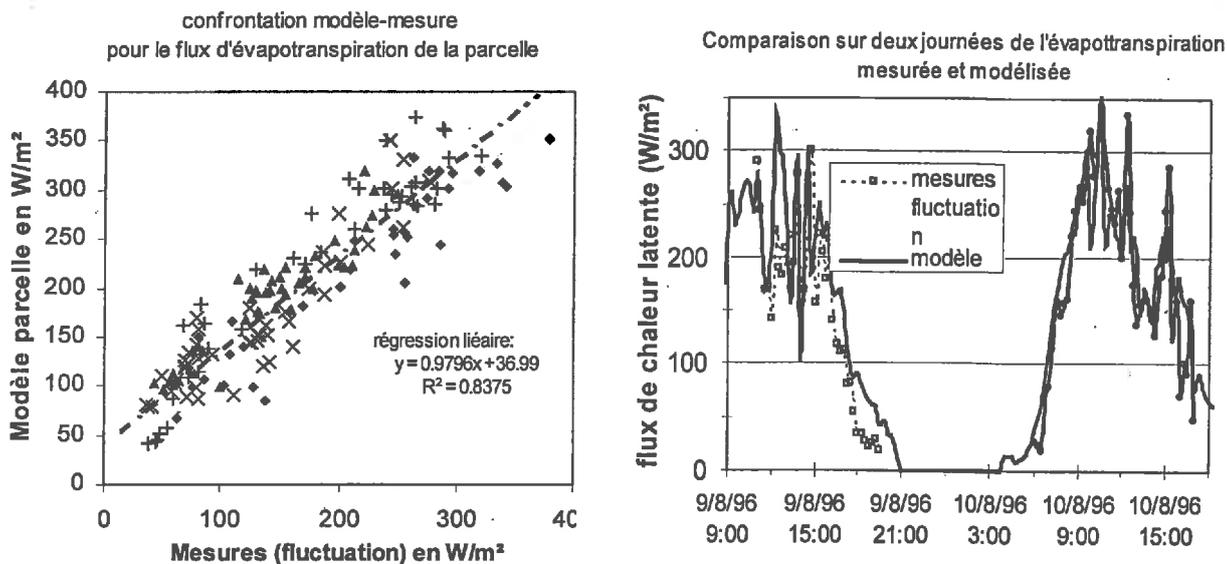


Figure 60 : comparaison de l'évapotranspiration de la parcelle mesurée et modélisée.
 (a) confrontation modèle/mesures sur Grignon. Sont exclues les journées du 29, 30, 31 Juillet.
 (b) évolution mesurée et simulée de l'évapotranspiration de la parcelle (Niger)

Pour compléter cette comparaison, les différents graphiques de la Figure 61 exposent un ensemble de journées de mesure et de simulation sur Grignon qui nous permettent de visualiser l'évolution de l'évapotranspiration réelle. Il est également reporté sur cette figure l'évapotranspiration maximale calculée avec les résistances stomatiques considérées (V.1.1.b et V.1.2.b) comme minimales en pointillé ($ETM = L_v \cdot (TM + E_{sol}^{pot})$).

Avant le 24 Juillet, nous n'observons pas de différence entre cette dernière et l'évapotranspiration réelle de la parcelle parce qu'aucune limitation n'intervient (voir également Figure 66)).

Ces figures nous montrent comment intervient la limitation de la transpiration telle qu'elle est modélisée et pourquoi il est indiqué sur la Figure 60 que l'on exclut les journées 29, 30 et 31 juillet sur Grignon : Jusqu'au 24 Juillet, il n'apparaît pas de limitation, le flux de vapeur est légèrement surestimé. On note ensuite une forte différence entre les mesures et la modélisation à partir du 29 Juillet. Cette différence se réduit progressivement jusqu'au 31 Juillet. Elle est attribuée à l'intervention de la limitation de la transpiration à travers un frein à l'absorption racinaire.

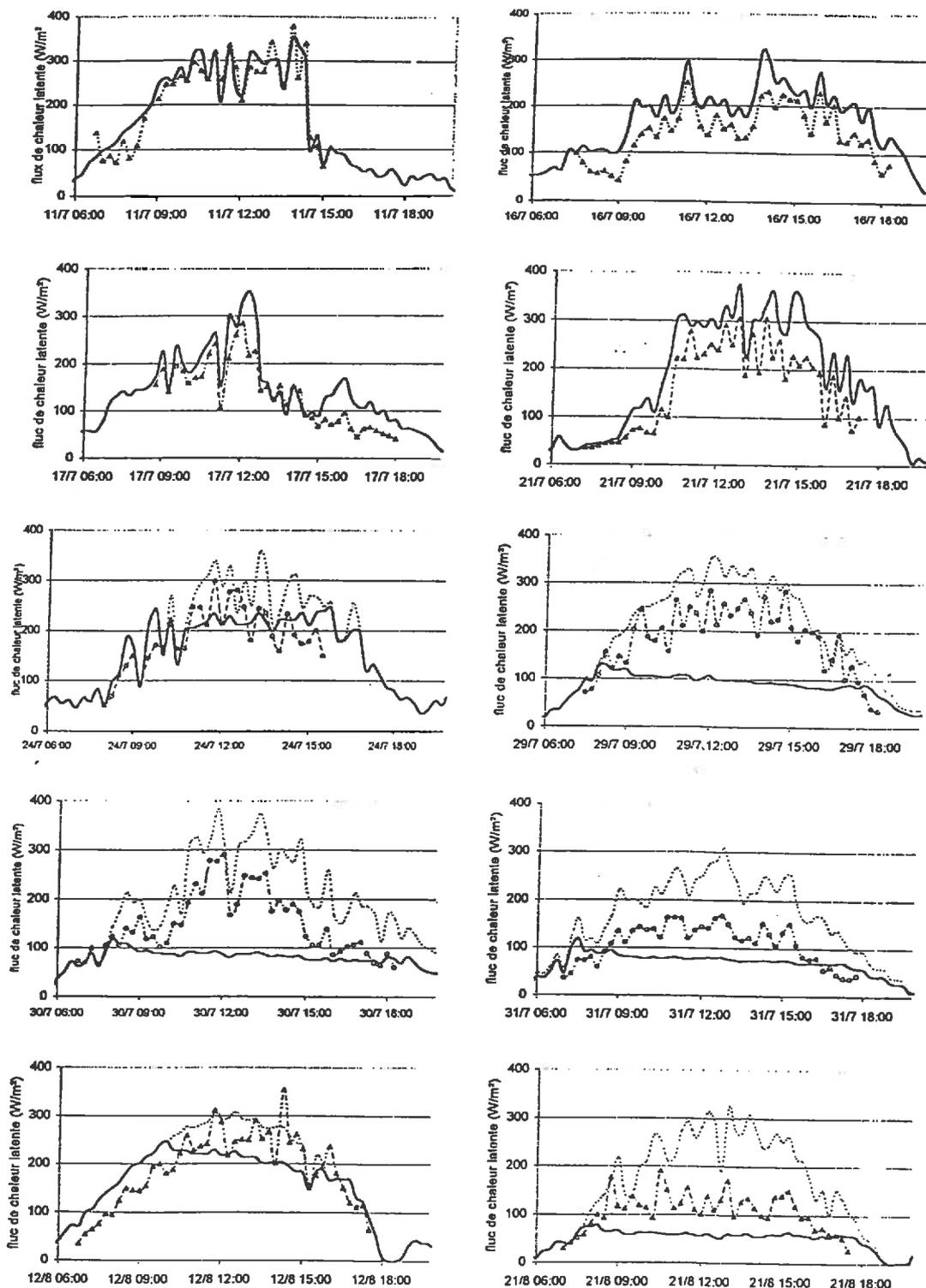


Figure 61 : Evolution au cours de la journée de l'évapotranspiration de la parcelle. Le trait plein représente l'évapotranspiration simulée, le trait pointillé fin le flux d'évapotranspiration égal à ETM et le trait pointillé épais+ ronds ou triangles les mesures par la méthode des fluctuations. Grignon.

En résumé, deux caractéristiques ressortent de cette comparaison entre les mesures de fluctuations et les flux modélisés :

- Les flux de chaleur latente simulés paraissent légèrement supérieurs aux mesures tant qu'il n'y a pas de limitations (cas du Niger et jusqu'au 24 Juillet sur Grignon). Cette différence relativement faible (de l'ordre de 50 W/m^2 en moyenne) est imputée en partie au compartiment « milieu » qui surestime la consommation en eau du couvert comme on a pu le voir également à travers les mesures de stock d'eau.
- Pour la validation sur le site de Grignon, à partir du 29 Juillet, les flux simulés sont plus faibles que ceux mesurés. La limitation de l'absorption intervient ce qui a pour conséquence de diminuer assez fortement le flux de transpiration. La végétation ne répond pas aussi brutalement comme la simulation le prédit. Toutefois, les mesures montrent effectivement que l'évapotranspiration réelle ne correspond plus à l'ETM.

Bien que restituant relativement bien l'évolution du bilan hydrique à l'échelle de la parcelle, on constate que les flux simulés au pas de temps journalier divergent légèrement en premier lieu parce qu'ils surestiment le flux moyen (la trop forte consommation en eau du compartiment « milieu » ainsi que le poids de sa surface sur celui des autres compartiments contribuent en grande partie à ce fait), ensuite parce qu'ils sous-estiment le flux réel mesuré pour le cas particulier des journées du 29, 30 et 31 Juillet 97 sur Grignon. Cette sous-estimation s'explique par l'intervention de la limitation de l'absorption, c'est à dire d'abord par la formation d'un manchon de sol sec autour de la racine et ensuite parce que le potentiel seuil est atteint (*Figure 66* et section V.5.- 1/, voir également .V.5 qui réprecise l'absence de prise en compte de régulations biologiques et donc expliquerait sans doute une partie des sur- et sous-estimations).

V.3.- 2/. L'évapotranspiration mesurée localement.

Les mesures locales permettent de comparer les simulations pour différentes distances au lieu de comparer des grandeurs intégrant l'hétérogénéité. Comme pour la variation de stock d'eau dans le sol, des mesures fonction de la distance au poquet ont été réalisées. Les mesures faites par la chambre à évaporation et les mesures de débit de sève permettent de tester les variables de sortie du modèle.

On compare sur la *Figure 62* les mesures de débit de sève avec la modélisation du flux des poquets de maïs (expérimentation sur Grignon). Les mesures de débit de sève estiment la contribution des poquets de maïs à la transpiration totale de la parcelle (voir chapitre 4 et Castell 1998).

On constate que les mesures de débit de sève sont systématiquement plus élevées que les résultats obtenus par la modélisation.

Deux explications sont à donner pour expliquer ce fait. D'une part les débits de sève ont été placés au niveau des poquets les plus vigoureux ce qui tend à introduire une surestimation des flux non négligeable et difficilement quantifiable alors que la modélisation se fait sur la base d'un poquet moyen. D'autre part, la contribution des poquets de maïs à la transpiration de la parcelle nécessite de connaître le taux de recouvrement des poquets de maïs qui est estimé à partir du rayon du poquet de maïs. Une erreur sur sa valeur a une grande incidence sur le résultat donné par la modélisation. En effet, le rayon moyen du poquet qui est utilisé ici est de 56 cm, il est toutefois sans doute sous-estimé de quelques centimètres parce que les feuilles de maïs ont assez souvent empiété sur la zone « interface ». En conséquence, introduire un rayon de poquet de 61 cm introduit une augmentation de la surface du poquet de 17%. Une telle variation permet d'avoir des flux à l'échelle de la parcelle très comparables entre les mesures et la modélisation. Il est à noter que cette augmentation du rayon du poquet n'a qu'un effet très faible sur la contribution du flux des poquets à celui de l'ensemble de la parcelle (valeur moyenne en pleine journée = 20 W/m^2 ; valeur moyenne pour la parcelle = 300 W/m^2).

Il apparaît comme pour la *Figure 61* une forte différence entre la simulation et la mesure qui ne peut pas être attribuée à la réflexion ci-dessus pour le 15 et 16 août tant la différence est importante. Cette différence est a priori attribuée à la limitation de l'absorption comme il sera expliqué dans la section .V.5 suivante.

Nous allons montrer dans un deuxième temps les résultats obtenus avec la chambre à évaporation pour évaluer les flux d'évapotranspiration modélisés et les flux mesurés sur le blé.

Les mesures avec la chambre à évaporation ont été réalisées au niveau des compartiments « milieu ». Il convient donc de comparer ces mesures aux simulations « milieu ». On représente sur chacune des figures le flux de d'évapotranspiration réelle simulé pour chacun des compartiments (« milieu », « mixte » et « interface »). L'évapotranspiration maximale du compartiment « milieu » est également reportée. Elle est confondue avec l'évapotranspiration réelle tant qu'aucune limitation n'intervient.

Plusieurs points sont à remarquer sur ces figures en ce qui concerne la comparaison modèle-mesures :

- Le modèle restitue bien l'évolution de l'évapotranspiration pendant la première période sur Grignon (légère surestimation de 50 W/m² de la simulation) pour le compartiment « milieu » (du 9 au 24 Juillet pour Grignon et pour la journée du 10 août au Niger).
- Il apparaît comme pour les précédentes analyses que le modèle reproduit un flux d'évapotranspiration plus faible que celui mesuré pour les mesures du 29, 30 et 31 juillet sur Grignon. La différence entre modèle et mesures se réduit entre le 29 et le 31 juillet.

En ce qui concerne les différences entre les évapotranspirations simulées de chacun des compartiments, on peut constater que :

- Les flux de chaleur latente du compartiment « mixte » pour le 9 et 10 Juillet sur Grignon sont inférieurs de 23% en moyenne en comparaison du compartiment « milieu ». Ces flux pour le compartiment « interface » sont inférieurs de 60%. Ces écarts entre les flux d'évapotranspiration sont notables et expliquent les différences de consommation en eau des différents compartiments (*Figure 40*). L'effet d'écran modélisé a un fort impact sur la consommation en eau parce que le poquet de maïs est dense et son influence radiative sur la zone « interface » est élevée. Pour le cas du Niger, la différence entre la zone « interface » et la zone « milieu » est plus faible parce que l'indice de surface foliaire des arbustes de Guiera est faible donc influence moins le microclimat (vent et rayonnement).
- Cette différence de flux entre les compartiments « milieu » et « mixte » sur Grignon n'apparaît presque plus pour les journées où le frein à la transpiration intervient : quelles que soient les transpirations maximales, la réponse de la plante est identique et ne dépend que des conditions de transfert au niveau du sol. Il y a donc une très faible différence entre les flux d'eau des compartiments dès que l'état hydrique du sol devient limitant.

On peut constater que, le 24 juillet sur Grignon, le flux d'évapotranspiration du compartiment « milieu » est inférieur au compartiment « mixte ». La forte consommation en eau au niveau de ce compartiment a contribué à épuiser rapidement le sol et à mettre la plante en situation de contrainte hydrique plus précocement que les plantes des autres compartiments.

⇒ On a mis ici en évidence les confrontations de la simulation des flux de vapeur d'eau avec leurs mesures. Celles-ci permettent de dégager plusieurs faits, notamment sur la limitation de la transpiration qui apparaît de façon très prononcée pour quelques journées (29, 30 et 31 Juillet ainsi que le 12 et 13 août). La discordance entre les mesures et la simulation est importante mais le devient moins pour les journées du 31 juillet et du 21 août.

Ces différentes analyses et descriptions simples des résultats du modèle nous amènent à regarder plus en détail la limitation de la transpiration qui est ici souvent invoquée lorsque l'on présente les divergences modèle/mesures. Cette limitation est évoquée pour les journées à partir du 24 juillet sur Grignon et n'est pas intervenue pour la simulation sur le site du Niger compte tenu de la période des pluies.

Nous discutons plus précisément de ceci dans la section .V.5

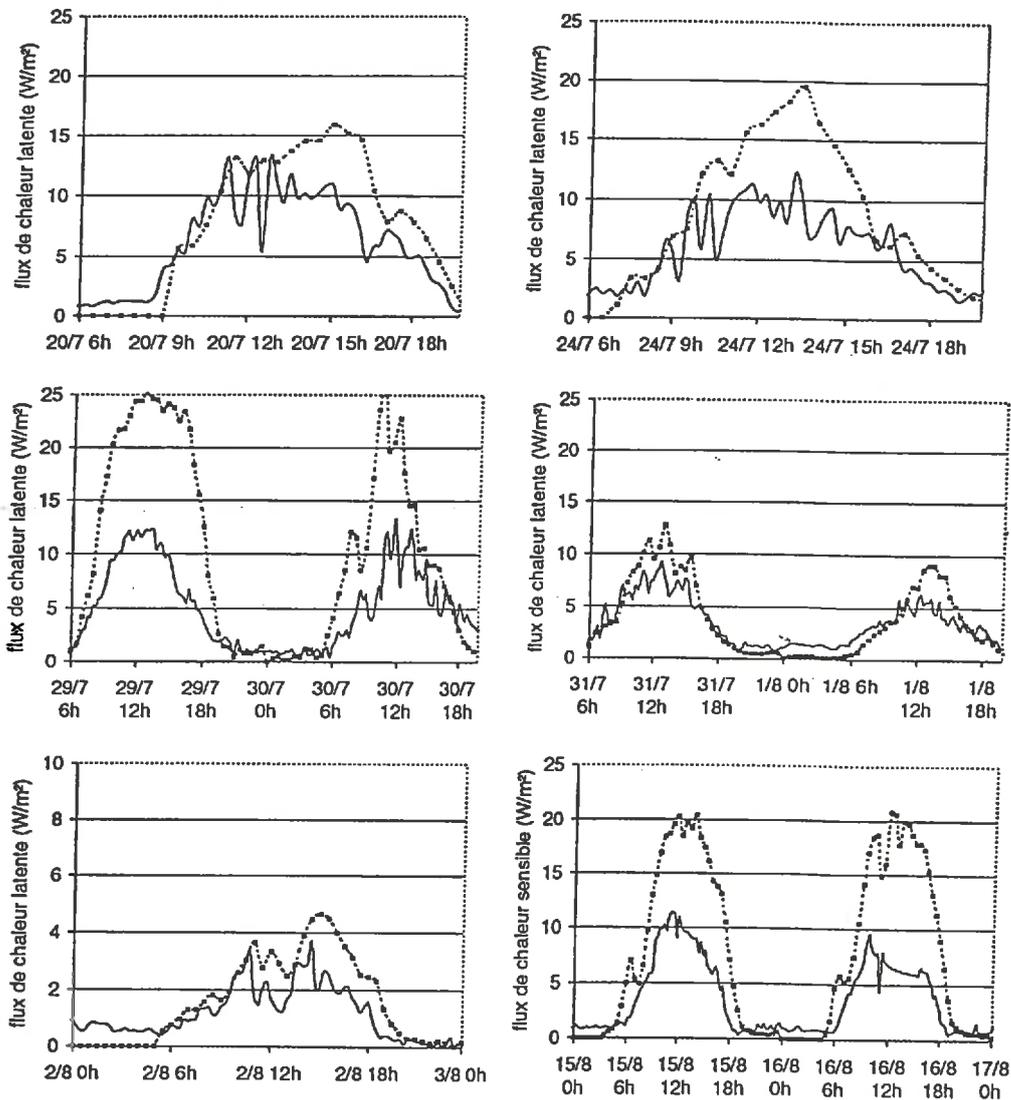


Figure 62 : comparaison de la transpiration du poquet de maïs pour quelques journées. Grignon.

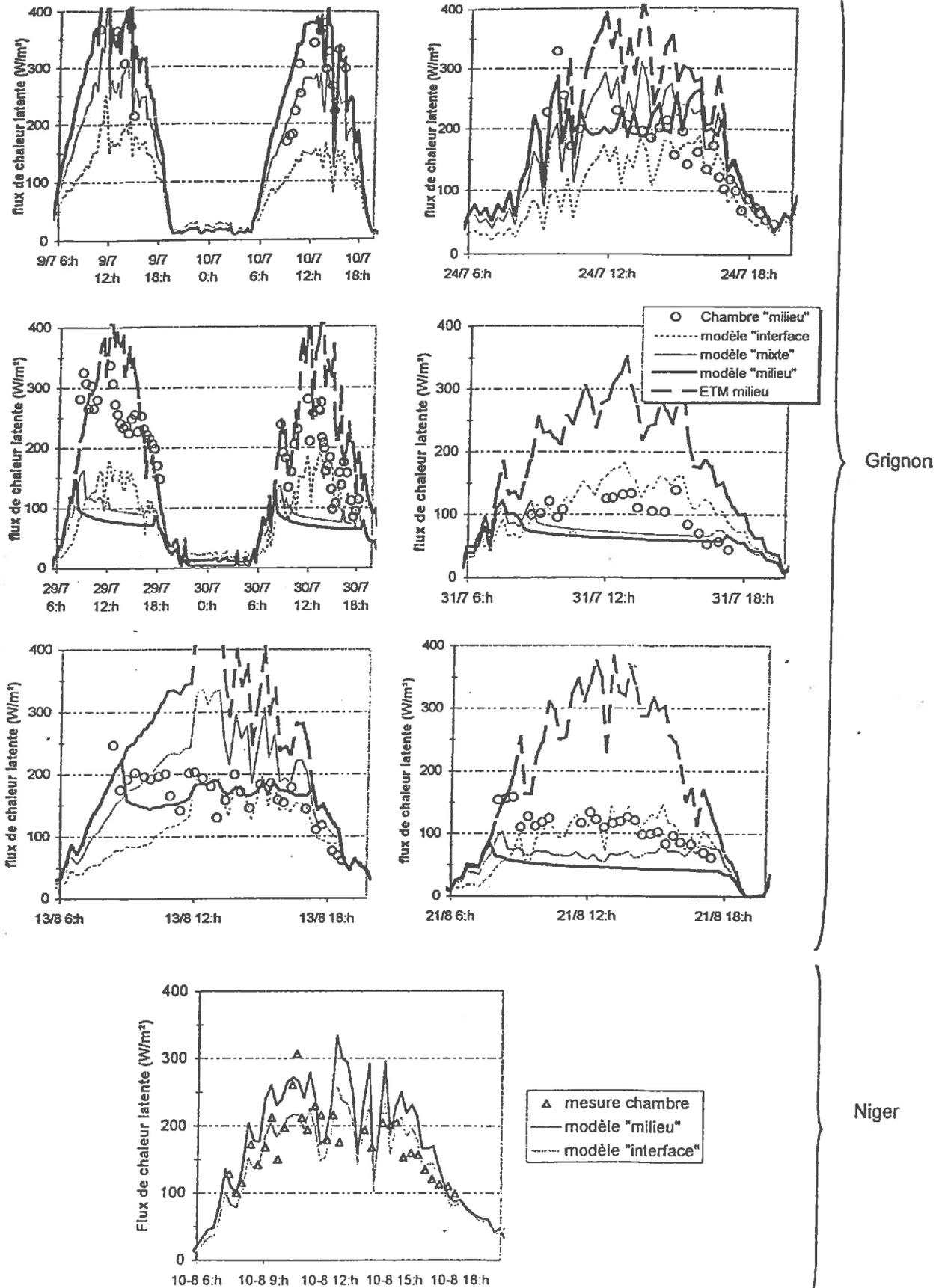


Figure 63 : Comparaison entre les mesures faites par la chambre à évaporation et les simulations. Grignon.

.V.4. Transferts dans le sol.

Le modèle est en partie consacré aux mouvements de l'eau dans le sol. C'est d'ailleurs un point très important développé pour rendre compte de l'absorption racinaire. Nous ne pouvons actuellement pas vérifier expérimentalement l'assèchement du sol autour des racines pour des raisons pratiques. Par contre, il est essentiel de vérifier si le transfert à plus grande échelle rend bien compte de la redistribution verticale de l'eau dans le sol. Ce premier pas testant la validité des mouvements d'eau dans le sol nous confirmera que les paramètres de la conductivité hydraulique introduits sont relativement bons. Considérant que ces paramètres sont ajustés aux transferts verticaux à grande échelle, on admettra que ceux-ci le sont également pour les transferts à proximité des racines.

Dans un premier temps, nous montrerons l'évolution d'un profil hydrique au cours du temps, puis nous montrerons que les zones d'absorption calculées par le modèle confirment les mesures isotopiques. Cette confrontation avec les mesures de l'état hydrique du sol permet de vérifier en partie la validité du modèle « sol ».

V.4.- 1/. Evolution des profils d'humidité

La simulation sur le site de Grignon débute au 1^{er} Juillet et se termine au 1^{er} Septembre. Cette période peut être qualifiée de sèche pour les situations climatiques habituelles parce qu'un seul épisode pluvieux est intervenu sur les deux mois de simulation et d'expérimentation. Cette situation particulière nous conduit à l'étude d'une période d'assèchement puis à celle d'une réalimentation. La situation relativement pluvieuse sur le site de Banizoumbou ne nous permet pas de distinguer des périodes aussi nettement marquées que sur le site de Grignon. Nous axerons donc notre comparaison sur les résultats obtenus sur le site de Grignon.

Nous avons choisi de représenter les profils hydriques simulés pour le compartiment « mixte » parce que c'est celui qui, à priori, simule le mieux les transferts d'eau si l'on se base sur les variables de sortie présentées précédemment (pas de sur ou sous-estimation ni de divergence pour la simulation de l'évolution du stock d'eau). La Figure 64(a) montre l'évolution du profil simulé pour la première période sèche et la Figure 64(b) permet de se pencher plus particulièrement sur la réalimentation en eau du sol par la pluie. Cette simple comparaison entre les mesures TDR et la simulation permet de constater que la redistribution combinée à l'extraction racinaire d'eau est bien simulée parce que l'on ne décèle pas de divergence notable avec les mesures (compte tenu de leur précision). En détail, on remarquera que l'écart entre les mesures TDR et les profils simulés reste inférieur à 2% d'humidité volumique (ce qui rentre dans l'erreur de mesure de l'appareil TDR) à l'exception des points à proximité de la surface (3 et 6 cm) qui peuvent présenter un écart de l'ordre de 5% d'humidité volumique.

Il apparaît donc que la simulation des mouvements d'eau dans le sol est bien reproduite, c'est toutefois au niveau de la surface que les plus fortes divergences sont observées. L'évaporation telle qu'elle est prise en compte peut être améliorée de diverses façons selon les objectifs poursuivis (voir Chanzy 1991) mais ce n'est pas l'objet du travail et les résultats paraissent convenables pour ce qui est de l'ensemble des transferts d'eau dans le sol.

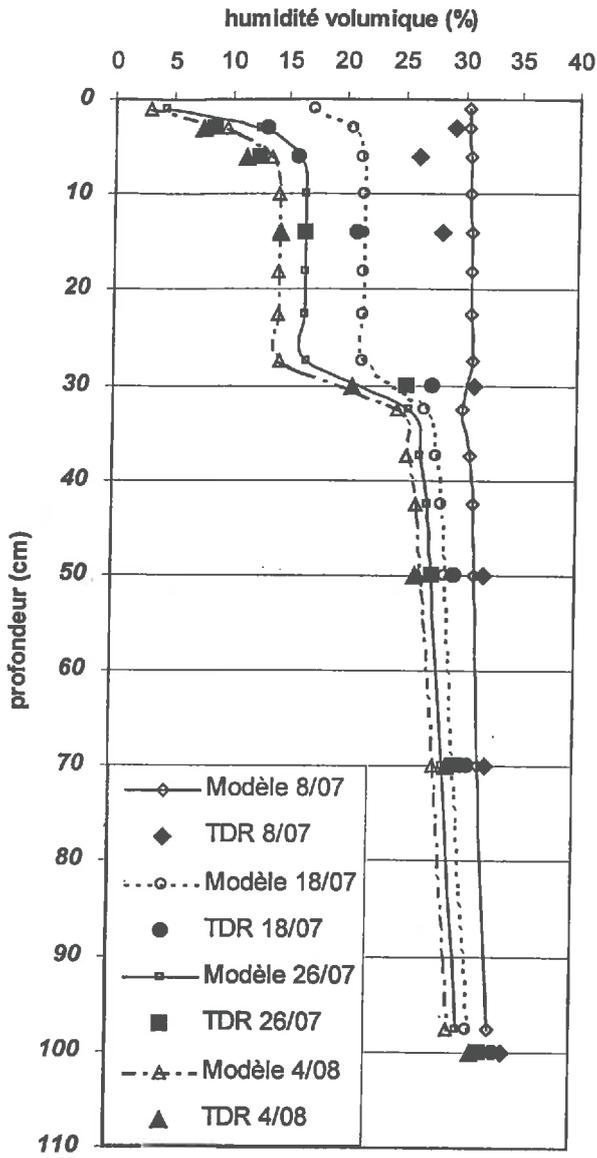


fig. a)

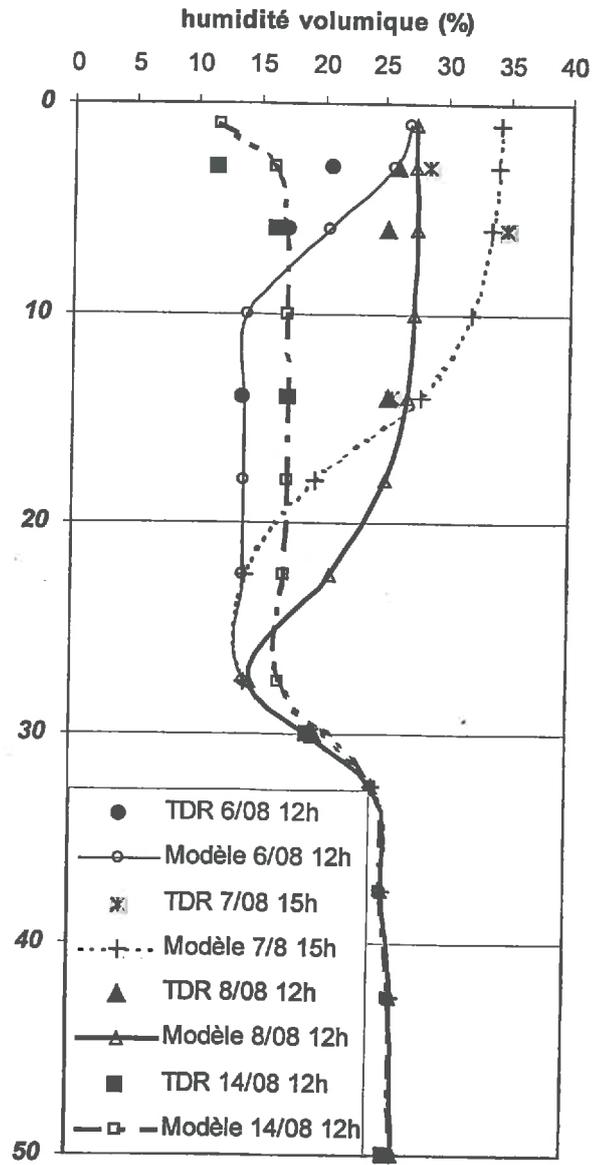


fig. b)

Figure 64 : Evolution du profil d'humidité mesuré et simulé.
 (a) ; phase de dessèchement ; (b) phase de réhumectation
 Grignon

V.4.- 2/. Estimation des zones d'absorption.

Considérant que l'évolution du profil d'humidité à travers les phases d'infiltration et de rééquilibrage et les phases de dessèchement (où l'absorption racinaire est le facteur prépondérant des modifications du profil) est bien reproduite, on peut dire que les zones d'absorption racinaires sont bien adaptées à la dynamique du profil d'humidité et sont donc bien localisées.

Le modèle permet donc d'estimer les quantités d'eau extraites en fonction de la profondeur car on connaît le flux d'absorption racinaire pour chacune des profondeurs définissant la maille verticale. On représente sur la *Figure 65* la quantité d'eau absorbée par unité de temps par unité de volume de sol à une profondeur donnée ($\text{kg}/(\text{m}^3 \cdot \text{j})$) ce qui correspond à un flux d'eau ($\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{j})$) par épaisseur de couche (en m). Plusieurs situations sont présentées dans la mesure où les différentes courbes correspondent à des états hydriques du sol et des états climatiques différents : Les caractéristiques de ces journées sont celles-ci :

- 12 Juillet : $\text{TM}_j = 3.1$ mm, (TM_j est la transpiration maximale exprimée en mm d'eau intégrée sur l'ensemble de la journée) et le sol est assez humide (voir *Figure 64* ci dessus pour situer le profil d'humidité)
- 21 Juillet : $\text{TM}_j = 3.2$ mm et le sol commence à être relativement sec. Aucune limitation de l'absorption (*Figure 66*) n'est encore apparue.
- 31 Juillet : $\text{TM}_j = 2.1$ mm . le sol est sec parce qu'il n'a pas plu depuis 25 jours. La transpiration maximale intégrée sur l'ensemble de la journée et les simulations indiquent une forte limitation de l'absorption racinaire : TR_j simulé = 1.0 mm ; TR_j correspond à la transpiration réelle sur l'ensemble de la journée.
- 12 Août : $\text{TM}_j = 3.2$ mm. Cette courbe correspond à une transpiration maximale (TM_j) sur la journée de 3.2 mm après que le sol soit réalimenté en eau par la forte pluie du 6-8 Août.
- 21 Août : $\text{TM}_j = 2.8$ mm. La transpiration réelle simulée est de 0.8 mm ($\text{TR}_j = 0,8\text{mm}$) parce que les conditions hydriques du sol sont telles que l'absorption racinaire est limitée (sol sec).

Ces différentes situations nous permettent d'avoir un éventail des situations relativement grand.

- L'absorption racinaire totale ainsi que la forme des courbes varient évidemment en fonction de l'humidité du sol et des conditions climatiques.
- Dans tous les cas, l'intensité du flux d'absorption sur les 30 premiers centimètres du sol est la plus élevée. Ceci est expliqué par une plus faible conductivité de l'horizon profond (voir aussi la *Figure 32*). On remarquera par ailleurs que ce flux par unité de longueur est très faible au niveau des premiers centimètres du sol (à proximité de la surface). La faible humidité du sol en surface (en raison de l'évaporation du sol) induit une faible disponibilité de l'eau à ce niveau.
- La fraction d'eau prélevée dans l'horizon de surface pour la transpiration totale varie entre 59% pour le 31 juillet et 91% pour le 12 août. Cette évolution est attribuée à l'état hydrique du sol et à la réalimentation de l'horizon de surface : En profondeur, le flux d'extraction d'eau par unité de longueur de racine diminue continuellement au cours de la période alors que l'horizon de surface est sensible aux précipitations. Les pluies du 6-8 août changent l'état hydrique du sol et la disponibilité de l'eau pour les plantes sans affecter l'horizon profond.
- Le 31 Juillet est une journée où l'absorption racinaire est limitante, on constate que l'absorption racinaire en surface est faible. La plante dépend pour une grande partie de la disponibilité de l'eau en surface parce que la conductivité de l'horizon profond est trop faible pour assurer une forte absorption.

Ces différentes remarques mettent en évidence le rôle de la disponibilité de l'eau pour les plantes qui est reliée de manière importante à la conductivité hydraulique du sol : le potentiel du sol en profondeur reste supérieur à $-0,15$ MPa sur toute la période expérimentale mais ne permet pas d'alimenter la plante pour la transpiration (phénomène de limitation) alors que le sol de l'horizon 0-30cm permet par exemple au 21 Juillet d'assurer une forte proportion de la transpiration (*Figure 65*) bien que le potentiel de cet horizon soit inférieur à $-0,3\text{MPa}$ (< à 18% d'humidité volumique).

La localisation des zones d'absorption en fonction de la profondeur ne peut pas être testée directement par les différentes mesures réalisées. Toutefois, les mesures isotopiques du 21 Juillet et du 31 Juillet peuvent

confirmer certaines constatations. En effet, les mesures isotopiques réalisées sur les plantes ainsi que dans le sol (voir Figure 46 et Figure 47) suggèrent que l'eau qui transite dans le collet des plantes est absorbée en majorité dans la couche 5-20 cm ou qu'elle est issue du mélange de l'eau des différents horizons. Nous reproduisons à partir des simulations un comportement qui suggère un mélange des deux horizons en excluant l'absorption au niveau de la surface. Cela permet de confirmer que les zones d'absorption simulées restent conformes à l'interprétation des mesures isotopiques.

On peut compléter les interprétations données dans la section IV.3.2.c sur l'évolution des zones d'absorption. On suggère que la diminution du $\delta^{18}O$ du blé entre le 21 Juillet et le 31 Juillet est due à un léger déplacement des zones d'absorption vers les couches de sol plus profondes. Ceci est confirmé par la simulation qui estime que l'eau transpirée par les plantes a pour origine l'horizon de 0-30 cm à hauteur de 70% le 21 Juillet tandis qu'elle n'est que de 59% le 31 Juillet (Figure 65).

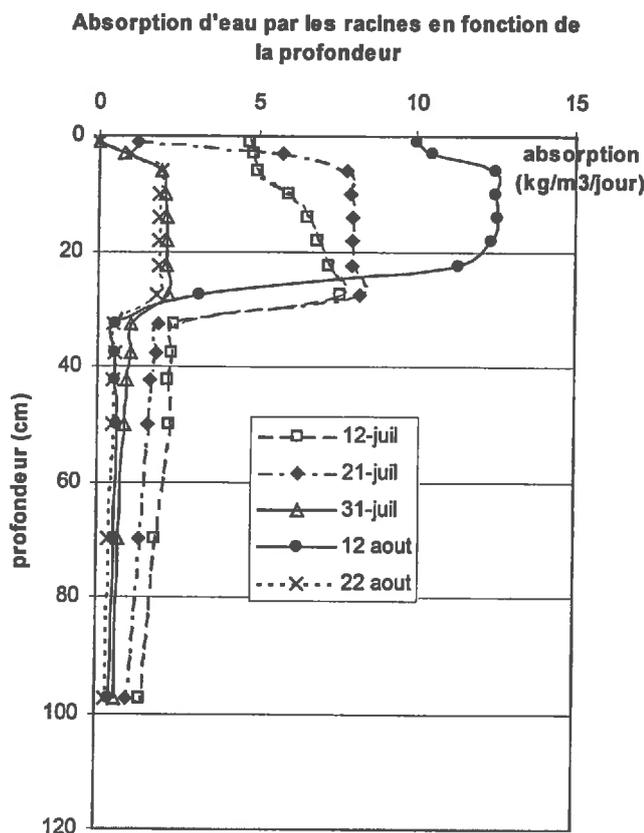


Figure 65 : Flux d'extraction d'eau par les racines en fonction de la profondeur Grignon.

Nous pouvons conclure que les simulations des transferts d'eau dans le sol à l'échelle verticale sont relativement bonnes dans la mesure où celles-ci sont confirmées par l'évolution des profils d'humidité et les interprétations données des zones d'absorption. En revanche, nous ne sommes pas en mesure de présenter des mesures fines autour des racines afin de confirmer la validité de la modélisation des transferts à l'échelle de la racine.

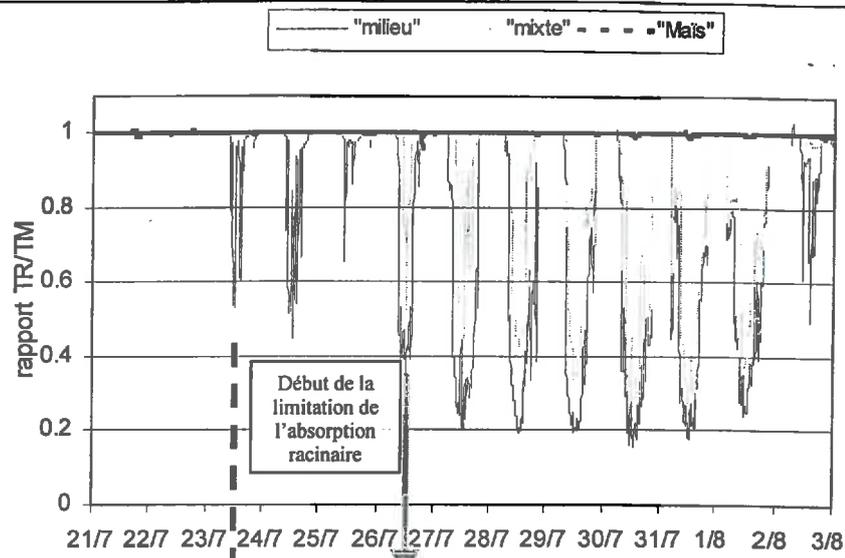


Fig a)

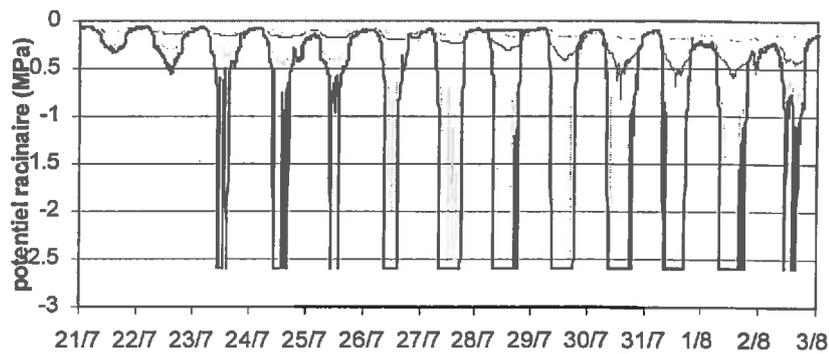


Fig a')

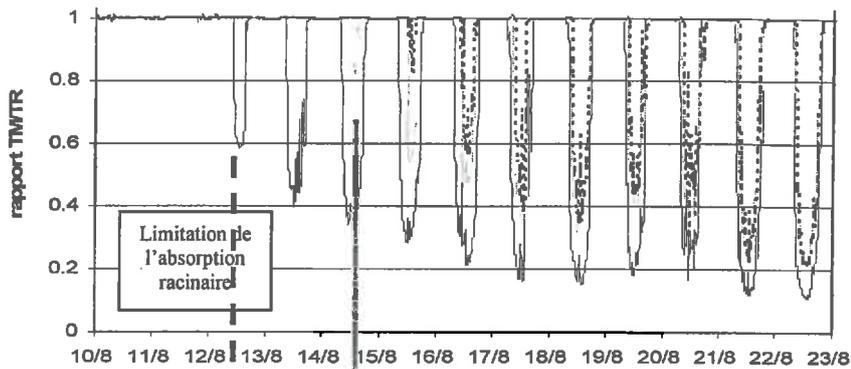


Fig b)

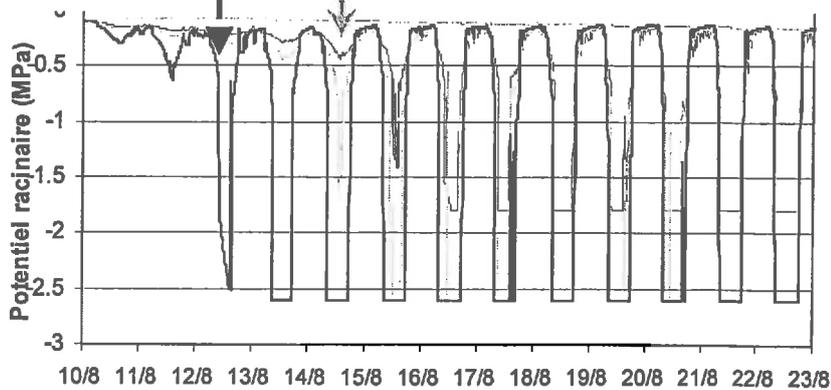


Fig b')

Figure 66 : rapport de la transpiration simulée sur la transpiration maximale et évolution du potentiel racinaire pour deux périodes notées a et b. Grignon.

.V.5. Discussion et interprétation des résultats.

Cette partie permet de faire la synthèse des résultats donnés dans les parties précédentes et nous discutons ici des conclusions sur le fonctionnement hydrique des couverts en interprétant plus particulièrement les discordances observées.

Ces explications sont basées essentiellement sur les résultats du site de Grignon pour lequel nous possédons un certain nombre de données sur la résistance stomatique notamment.

V.5.- 1/. La limitation de la transpiration

Sur le site de Grignon, nous observons une forte divergence entre les mesures et la simulation en ce qui concerne les flux d'évapotranspiration journaliers pour les journées du 29, 30 et 31 Juillet 97 où il intervient un frein à la transpiration maximale (*Figure 61* et *Figure 63*). Ces figures sont explicitées ci-dessous pour mieux comprendre les mécanismes mis en jeu.

Sur la simulation se rapportant au site du Niger, le rapport TR/TM est resté constant et égal à 1 : nous n'avons pas reproduit de limitation de l'absorption racinaire compte tenu de la période des pluies.

Description des figures :

Nous nous baserons sur les graphiques de la *Figure 66* qui décrivent respectivement l'évolution du rapport TR/TM et celle du potentiel racinaire simulé pour les compartiments «Maïs», «mixte» et «milieu» sur Grignon.

- Le rapport TR/TM inférieur à 1,0 indique que la transpiration maximale imposée dans le modèle d'extraction d'eau par les racines comme une variable de forçage, ne peut être satisfaite par l'absorption racinaire. Cette figure (*Figure 66a* et *a'*) montre que le frein à la transpiration maximale intervient à partir du 23 Juillet au niveau du compartiment «milieu» et du 26 Juillet pour le compartiment «mixte». Les fortes pluies des 6-8 août ont permis de ne pas accroître cet effet du dessèchement du sol. Les *Figure 66(b)* et (*b'*) donnent les résultats pour la 2^{ème} phase de dessèchement après la forte pluie. La limitation de l'absorption racinaire pour le compartiment «Maïs» intervient pour la première fois le 15 août.
- Le parallèle entre les graphiques donnant le rapport TR/TM (*a* et *b*) et l'évolution du potentiel racinaire (*a'* et *b'*) permet de donner l'origine de la limitation. En effet, deux cas peuvent se présenter, soit le rapport TR/TM est inférieur à 1.0 et le potentiel racinaire n'a pas atteint le potentiel racinaire seuil (-2.6 MPa pour le blé et -1.8 MPa pour le maïs), nous nous trouvons dans la situation où la limitation de l'absorption est liée aux conditions de transfert de l'eau dans le sol et à l'effet manchon (c'est le cas du 12 août pour le compartiment «milieu», du 14 et 15 août pour le compartiment «mixte» et du 15 et 16 août pour le compartiment «Maïs»), soit le potentiel racinaire seuil est atteint et la limitation de l'absorption est liée à ce seuil, c'est le cas de toutes les autres journées.

La divergence observée entre les mesures d'évapotranspiration mesurée et les simulations de ces flux est reliée à la limitation de l'absorption racinaire qui débute pour le compartiment «milieu» le 23 Juillet. On constate toutefois que cette divergence se réduit (*Figure 61* et *Figure 63*) après le 29 Juillet et la réduction de l'évapotranspiration simulée paraît être en relation avec la forte augmentation de la résistance stomatique à partir de ces dates (*Figure 45*). Nous pouvons confirmer ceci en observant que les mesures d'évapotranspiration ne correspondent plus à l'évapotranspiration maximale calculée (il y a bien une régulation stomatique relativement élevée des plantes pour ces journées).

Nous pouvons envisager de corréler ces observations et de suggérer que cette forte augmentation de la résistance stomatique est la réponse physiologique de la plante à une limitation de l'absorption racinaire.

Par ailleurs, nous souhaitons voir si la formation d'un manchon de sol sec autour des racines pouvait être un des aspects important de la limitation de la transpiration maximale. Il se trouve que l'on observe la formation d'un manchon de sol sec pour le même état hydrique du sol qui fait intervenir le potentiel racinaire seuil : les très grandes variations du potentiel racinaire indiquent que l'on se trouve à la limite des possibilités de transfert du sol. Pour cet état hydrique de sol donné (stock d'eau dans le sol autour de 280 mm pour 110 cm de profondeur) l'effet manchon est engendré pour un potentiel racinaire qui est proche du potentiel racinaire seuil. En conséquence, nous ne pouvons réellement distinguer l'origine de la limitation de l'absorption parce qu'ils sont sans doute interdépendants compte tenu des caractéristiques du sol de Grignon. Nous verrons dans la section suivante qu'un faible changement des caractéristiques du sol met en avant la formation d'une barrière hydraulique bien avant que ne soit atteint le potentiel racinaire seuil ce qui montre le rôle extrêmement important de la conductivité hydraulique du sol.

Remarque :

On peut observer de fortes variations horaires du potentiel racinaire et du rapport TR/TM pour les premiers jours où la limitation de l'absorption racinaire intervient (24 au 28 juillet). Ceci est dû au fait que l'on se trouve à la limite des possibilités de transfert de l'eau dans le sol combinée à des journées où la transpiration maximale est fortement fluctuante ; la limite de l'absorption racinaire peut être atteinte pour une transpiration maximale égale à 200 W/m² et les fluctuations horaires de ces journées (200 W/m² à 350 W/m²) engendrent soit un rapport TR/TM égal à 1 soit égal à 0.57. On peut d'ailleurs se poser la question de la validité de ces variations à l'échelle horaire parce que celles-ci sont extrêmement rapides ce qui permet de mettre en évidence l'absence de prise en compte des vitesses de réponse de la plante, des constantes de temps et de l'effet réservoir de la plante).

Cette discussion sur la modélisation des mécanismes de frein à la transpiration basée sur les relations entre les *Figure 45, Figure 61, Figure 63 et Figure 66* nous permet de comprendre les résultats des confrontations modèle/mesures pour les flux de transpiration.

La limitation de la transpiration maximale telle qu'elle est modélisée apparaît relativement drastique mais l'absence des capacités de régulation de la plante peut être un des facteurs qui réduirait cet écart modèle/mesures grâce à l'économie d'eau engendrée par cette régulation et grâce à l'intégration de mécanismes stabilisateurs (effet réservoir).

Le fonctionnement hydrique du couvert pour les journées du 31 Juillet et du 21 août corrobore à cette interprétation puisque les écarts entre modèle et mesures tendent à se réduire et qu'il y a réellement une forte réduction de la transpiration réelle par rapport à la transpiration maximale calculée.

V.5.- 2/. L'effet de la distance à la strate haute.

Deux idées ont été introduites dans le modèle. D'une part un système hétérogène peut être réduit à quelques compartiments qui sont représentatifs d'une distance au centre du poquet. On a parlé à la fois de grandeurs locales et à la fois de grandeurs à l'échelle de la parcelle pour distinguer d'une part le comportement moyen du système étudié et d'autre part les particularités locales liées à l'effet d'écran radiatif et convectif d'un « obstacle ».

En ce qui concerne la compartimentation et le calcul des transpirations maximales, il apparaît que ceux-ci présentent deux caractéristiques.

⇒ La sous-estimation de la consommation en eau au niveau du compartiment « interface » est assez importante pour le site de Grignon. (*Figure 58*).

L'effet d'écran radiatif à proximité du poquet de maïs est trop fort dans le cas d'une strate haute dense ayant un faible taux de couverture à l'échelle de la parcelle. L'atténuation radiative telle qu'elle est introduite ne prend pas en compte le chemin de l'ombre portée. Cette atténuation radiative « trop forte » est peu perceptible sur le site du Niger pour lequel la strate haute a un indice de surface foliaire faible et un taux de couverture élevé : les ombres portées des arbustes ont un fort recouvrement sur l'espace délimité par la distance D_a ainsi que sur l'espace radial des « voisins ».

⇒ Nous avons constaté que les flux simulés à l'échelle de la parcelle étaient surestimés. Nous ne rendons pas compte de l'évolution progressive de la résistance stomatique observé (voir *Figure 45*) et des facteurs climatiques qui peuvent l'influencer. Dans l'approche utilisée, nous ne faisons intervenir que la limitation de l'absorption pour expliquer une résistance stomatique. Or, il apparaît que la résistance stomatique répond à travers d'autres facteurs (elle augmente progressivement du 11 au 24 Juillet sur Grignon). Cette régulation stomatique a un impact important sur la consommation des couverts parce qu'elle réduit la transpiration (voir la sensibilité de ce paramètre, paragraphe suivant).

Un des derniers points qui est à mettre en avant pour ce qui concerne la compartimentation est le fait que le modèle ne rende pas compte des rediffusions d'eau horizontales entre compartiments qui tendent à homogénéiser les différences entre compartiments et donc à réduire les différences observées des bilans d'eau de chacun des compartiments.

V.5.- 3/. Sensibilité et conclusions.

Afin de mieux évaluer l'effet de certains paramètres ou variables et du poids de certaines estimations, nous sommes amenés à faire quelques tests de sensibilité.

Nous ne mènerons pas une étude exhaustive mais nous fournirons à travers des illustrations les répercussions d'une certaine dégradation de quelques paramètres. L'étude de sensibilité est menée à partir de la simulation du compartiment « mixte » sur le site de Grignon pour la première période sèche du 1^{er} Juillet au 6 août. Cette simulation nous servira de référence.

V.5.3.a. *Le rôle du modèle « sol » dans les situations présentées*

Considérant que le sol joue un rôle majeur dans les simulations, il est présenté sur la *Figure 67* l'écart entre l'évolution du système de référence et le système « testé ». On représente ainsi ΔS en fonction du temps. ($\Delta S = \text{réservoir}_{0-110 \text{ cm référence}} - \text{réservoir}_{0-110 \text{ cm test}}$). On appelle réservoir, la quantité d'eau totale contenue dans le sol pour une profondeur donnée (0 cm- 110 cm pour notre situation) par unité de surface au sol.

Les paramètres intervenant sur les transferts d'eau dans le sol ne se répercutent pas sur la transpiration maximale mais uniquement lorsque le frein à la transpiration maximale intervient. En conséquence, les écarts observés n'apparaissent pas avant le 26 Juillet qui correspond à l'apparition de la limitation de l'absorption racinaire (et de la transpiration maximale)

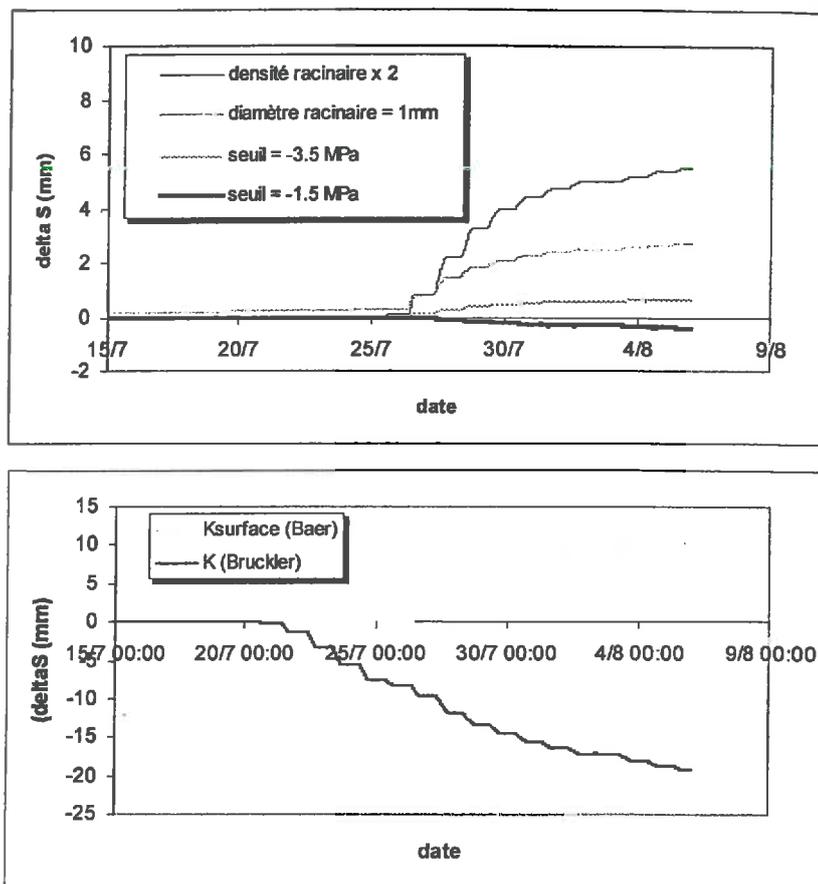


Fig. a

Fig. b

Figure 67 : écart observé (ΔS) entre l'évolution du stock de référence et l'évolution du stock d'eau pour les différents scénarios introduits.

(a) : effets des paramètres liés aux racines, (b) : effets des caractéristiques hydrodynamiques du sol.
 Référence = compartiment « mixte » ; Grignon.

i)- Effet des paramètres liés au système racinaire.

Nous montrons que les paramètres liés à la description des racines ont une influence relativement faible sur la consommation en eau et que le facteur qui affecte le plus l'évolution du stock d'eau du sol est la densité racinaire.

Le potentiel racinaire seuil

L'écart ΔS observé est faible pour les variations du potentiel racinaire seuil : un potentiel racinaire seuil - 3,5 MPa (au lieu de -2,6 Mpa) engendre une consommation supérieure à la référence de 1mm. Un potentiel racinaire seuil différent de celui introduit influence peu le frein à la transpiration : A partir du 26 Juillet, l'état hydrique du sol est tel que la conductivité hydraulique du sol est très faible et nécessite de très forts gradients de potentiel pour permettre de satisfaire la transpiration maximale. La valeur seuil n'a pas d'effet important parce que l'on est à la limite des possibilités de transfert de l'eau.

Le rayon racinaire

Nous avons pris comme référence pour toutes les racines un rayon racinaire de 0,5mm. On peut constater que le rôle de ce paramètre n'est pas tout à fait négligeable parce que l'augmentation de la surface de contact

engendré par une augmentation du rayon (rayon test = 1mm) permet de consommer 2,8 mm d'eau supplémentaire en comparaison du système référence. L'augmentation du rayon permet simplement de décaler l'apparition du frein à la transpiration à travers une surface de contact supérieur. En revanche, dans des conditions limitantes de diffusion de l'eau, cette augmentation de la surface ne joue pas (ou très peu).

La densité racinaire.

C'est de loin le paramètre du système racinaire qui engendre le plus important écart. Le doublement de la densité racinaire permet une absorption d'eau supplémentaire de 6 mm. La densité racinaire augmente l'exploration du sol par les racines et permet ainsi de ralentir l'apparition de la limitation de la transpiration maximale.

ii)- Influences des paramètres liés au sol

La détermination des paramètres hydrodynamiques du sol est souvent difficile. Si les différentes courbes potentiel/teneur en eau mesurées et modélisées sur le site de Grignon sont relativement semblables (*Figure 31*), les courbes de la conductivité hydraulique en fonction de l'humidité le sont moins (*Figure 32*). Nous avons donc testé l'effet de l'introduction des paramètres de la courbe $K(\theta)$ issus des travaux de Bruckler et al (1991) et de Baer (1996). Il se trouve que les réponses du modèle sont différentes bien que ces courbes soient issues du même type de sol.

Sensibilité aux caractéristiques hydrodynamiques du sol

On observe sur la *Figure 67* que les écarts engendrés par des relations $K(\theta)$ différentes ont des effets très importants sur l'évolution du bilan hydrique. Une consommation inférieure de 15 mm et un écart qui apparaît au 20 Juillet indique qu'une limitation de la transpiration apparaît avant celle du système de référence si l'on utilise l'ajustement de $K(\theta)$ donné par Bruckler 1991 .

Au contraire, si l'on remplace la relation $K(\theta)$ de référence par la relation donnée par Baer (1996) uniquement pour l'horizon de surface, on constate qu'une consommation supérieure de 10 mm est possible : la limitation de la transpiration maximale intervient beaucoup plus tardivement que pour le système de référence.

Ces relations qui sont utilisées pour les sols de Grignon donnent des résultats relativement différents même si dans tous les cas on observe qu'une limitation apparaît.

Effet des caractéristiques du sol sur les mécanismes de la limitation de l'absorption racinaire

Les graphiques présentés sur la *Figure 68* permettent de faire la même analyse que précédemment. Toutefois, on constate que les caractéristiques du sol données par Bruckler et al 1991, introduisent une limitation de l'absorption racinaire à travers un « effet manchon » plutôt qu'un seuil racinaire : le rapport TR/TM est inférieure à 1.0 dès le 20 Juillet et le potentiel racinaire seuil n'est pas atteint avant le 25 Juillet.

C'est donc que la diffusivité du sol est faible et se trouve à la limite des possibilités de transferts pour les flux d'absorption « demandés ».

Ces différents tests nous permettent de conclure que les facteurs influençant le plus la limitation de l'absorption racinaire sont essentiellement les caractéristiques hydrodynamiques du sol.

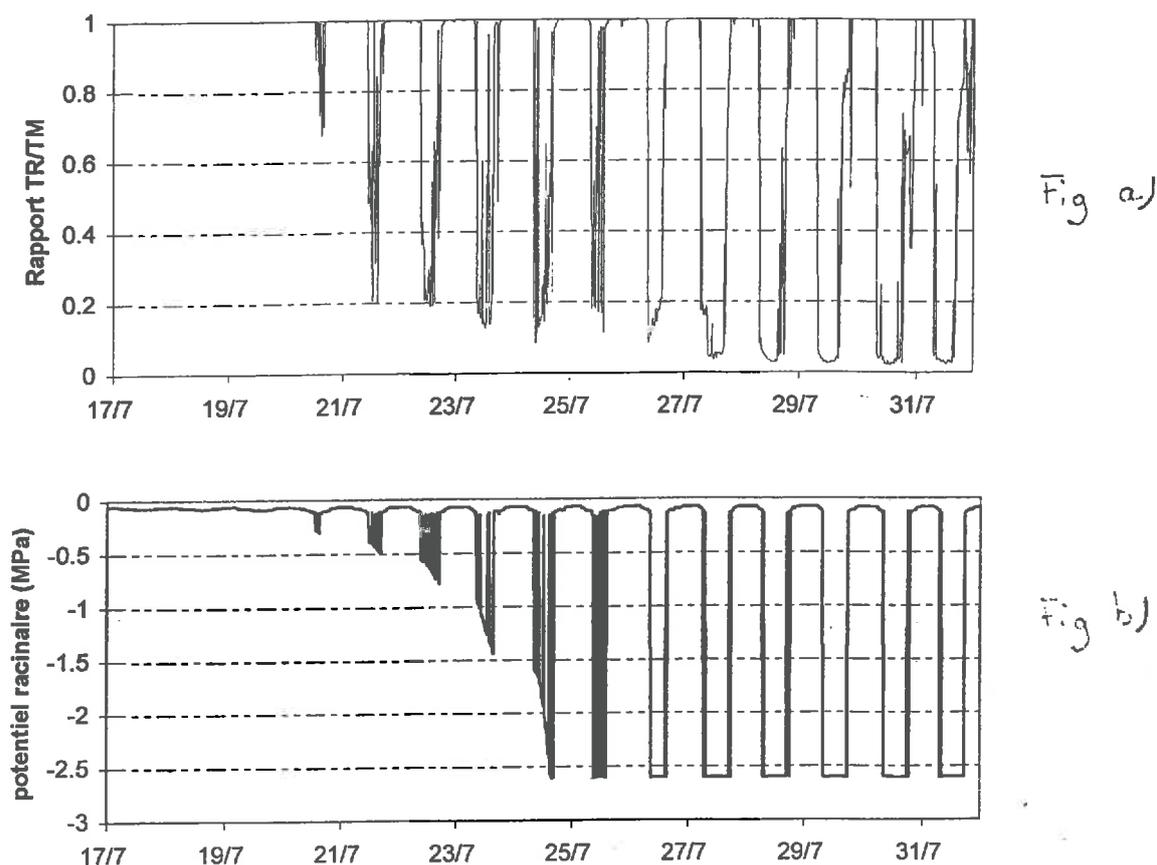


Figure 68 : évolution du rapport TR/TM (a) et du potentiel racinaire seuil (b) pour des caractéristiques hydrodynamiques du sol différentes.
Grignon.

V.5.3.b. Sensibilité et rôle de la plante

Nous présentons ici l'influence d'une dégradation des valeurs relatives au couvert. Ceci nous permet de voir les paramètres sur lesquels il est important de se pencher plus particulièrement. Nous verrons que la résistance stomatique est un des paramètres qui joue le plus sur l'évolution du stock d'eau dans le sol.

Le système de référence est le compartiment « mixte » sur Grignon et l'on a testé les paramètres liés à la strate herbacée (résistance stomatique minimale mesurée, dimension des feuilles df , indice de surface foliaire) et les paramètres de la strate haute qui ont un effet sur l'atténuation convective et radiative (hauteur du poquet, densité de surface du poquet). On se concentre essentiellement sur la période sèche du 1^{er} Juillet au 6 août.

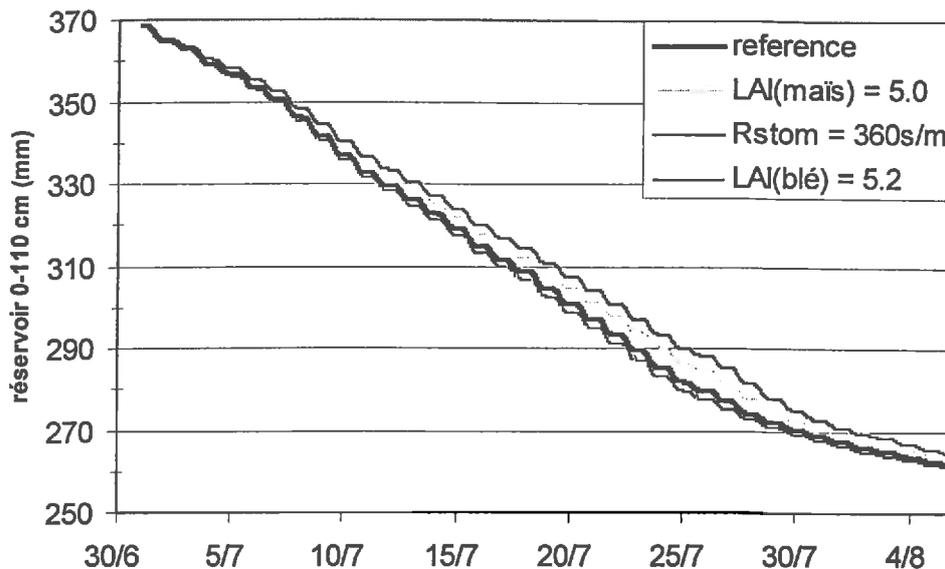


Figure 69 : Evolution du stock d'eau simulé pour différents paramètres relatifs au couvert.

i)- Sensibilité aux paramètres du couvert transpirant considéré.

Résistance stomatique

Le doublement de la résistance stomatique (160 s/m \Rightarrow 320 s/m) induit une forte différence de consommation en eau du système : La résistance stomatique permet d'économiser de l'eau. L'écart est maximum (9mm) avant que n'intervienne la limitation de l'absorption racinaire du système référence. Cet écart se réduit en fait parce que la plus forte consommation en eau de la simulation de référence engendre un dessèchement plus rapide du sol et donc une réduction de la transpiration plus précoce du fait de la limitation de l'absorption racinaire. La forte résistance stomatique permet d'arriver aux conditions de contraintes hydriques plus tardivement.

On constate que la résistance stomatique a un rôle prépondérant sur la consommation en eau du couvert.

Indice de surface foliaire

En introduisant une surface de feuilles de blé supérieure (5,2 au lieu de 4,2), nous avons augmenté les possibilités de transpiration du blé. L'effet reste faible parce que cette augmentation de la transpiration est corrélée à des possibilités d'évaporation du sol inférieures. L'écart reste inférieur à 2mm ce qui est très faible

dimension des feuilles

Une diminution de la dimension des feuilles ($df(\text{blé}) = 0,01\text{m}$ au lieu de 0,1m) diminue la résistance de couche limite et induit par conséquent une transpiration plus élevée. L'effet est très faible sur la consommation en eau du système et nous n'avons pas reproduit sur la Figure 69 la courbe correspondante parce qu'elle était quasiment confondue.

ii)- Sensibilité aux paramètres du couvert de la strate haute.

On donne ici la sensibilité aux paramètres du poquet de maïs, c'est à dire que l'on peut visualiser à travers la *Figure 69* les effets de ces paramètres sur l'atténuation radiative et convective et par conséquent sur la consommation en eau du compartiment « mixte »

Hauteur du couvert

En passant d'un poquet de maïs de 1.5m à un poquet de maïs de 1.8m, on passe d'un poquet de hauteur moyenne aux poquets les plus hauts mesurés sur la parcelle. La hauteur du poquet joue uniquement sur l'effet d'écran convectif et l'on a constaté qu'elle n'a qu'une très faible influence sur la consommation du système. La consommation au niveau du compartiment « mixte » est inférieure de 1mm en comparaison du système de référence et nous n'avons pas reproduit les résultats sur la figure car ils sont presque confondus avec la simulation de référence

Densité de surface du poquet

Nous avons introduit une densité de surface du poquet supérieure (5.0 au lieu de 4.0) pour rendre compte de la variabilité observée de la densité de surface des poquets. La densité de surface des poquets joue à la fois à travers l'écran radiatif et à travers l'écran convectif. On peut voir que son influence n'est pas négligeable et que la combinaison des effets radiatifs et convectifs induit une plus faible consommation en eau du système. On voit bien ici l'effet d'écran radiatif et convectif engendré par un couvert haut. Son influence reste malgré tout relativement faible (écart maximum de 6mm) dans la mesure où l'on se situe relativement loin (système référence = zone « mixte »).

V.5.3.c. Synthèse des tests de sensibilité et de la modélisation des transferts autour des racines.

i)- Sensibilité aux paramètres principaux.

Les différents tests réalisés ont été obtenus à partir de valeurs réalistes issues spécifiquement de la variabilité des mesures.

Il apparaît que ces différents tests mettent en évidence la forte dépendance aux paramètres hydrodynamiques du sol et à la résistance stomatique tandis que les autres paramètres ont une faible influence (variation inférieure ou égale à 6mm sur une période de 1mois).

L'économie d'eau engendrée par l'augmentation progressive de la résistance stomatique (*Figure 45*) n'est pas prise en compte dans le modèle tant que le frein à la transpiration maximale n'est pas atteint. Or la résistance stomatique est un facteur qui influence grandement la dynamique même du bilan hydrique (*Figure 69*). Il est donc important de bien maîtriser cet aspect pour ne pas introduire d'erreurs de ce type qui peuvent avoir un poids relativement important sur tout l'ensemble des résultats.

D'autre part, la forte dépendance aux paramètres du sol en ce qui concerne la limitation de l'absorption racinaire montre que les mécanismes de limitation et d'évolution du potentiel racinaire méritent une grande précision au niveau des caractéristiques hydrodynamiques en condition de potentiel très bas. C'est hélas à ce niveau que l'on est le moins précis et qu'il mériterait de se pencher plus particulièrement pour infirmer ou confirmer certains aspects de la limitation.

Ces différentes caractéristiques du sol font néanmoins apparaître une limitation de l'absorption racinaire pour un stock d'eau du sol voisin de 280 mm sur 110 cm de profondeur à 20 mm près. Les conséquences au niveau global se répercutent essentiellement sur une limitation de la transpiration qui est avancée ou reculée de 5 à 7 jours ce qui est à la fois relativement faible à l'échelle du mois mais qui demande toutefois une meilleure précision si l'on a besoin d'éviter une contrainte de ce type (dans le cas d'interventions techniques comme l'irrigation par exemple).

ii)- Questions et critiques

Nous ne sommes hélas pas en mesure de donner une réponse tranchée à nos questions sur les conséquences de la formation de gradients autour des racines et plus particulièrement nous ne sommes pas en mesure de discriminer l'origine de la limitation de l'absorption racinaire (potentiel seuil ou « effet manchon ») parce que les deux cas apparaissent possibles (interprétation des *Figure 66* et *Figure 68*). La vitesse de réponse des plantes à la déshydratation des racines et à la demande de transpiration est de surcroît un aspect qui mérite d'être approfondi pour comprendre la régulation stomatique de la plante (V.5.- 1/). C'est essentiel pour ne pas observer par exemple de fluctuations du potentiel racinaire telles que celles présentées sur la *Figure 66* (b).

Plusieurs autres questions peuvent être mises en avant et notamment les réserves suivantes peuvent être émises en ce qui concerne notre approche du transfert de l'eau à proximité des racines :

* Les relations $K(\theta)$ et $\Psi(\theta)$ utilisées ont été ajustées sur une gamme de teneur en eau qui est différente de celle qui intéresse les mécanismes de limitation (voir *Figure 31*). On utilise l'extrapolation de ces relations pour les teneurs en eau très faibles .

* Les relations $K(\theta)$ et $\Psi(\theta)$ utilisées sont adaptées au transfert vertical. On peut se poser la question de leur validité à proximité de la racine puisque les phénomènes rhizosphériques (mucilage et changement des caractéristiques mêmes du sol) ne sont pas pris en compte.

* Les mécanismes entrant en jeu au niveau du contact racines-sol ont sans doute une forte influence et favorisent l'apparition d'une barrière hydraulique lorsque le sol se dessèche (perte de contact sol-racine).

* L'adaptation morphologique et physiologique des racines aux conditions sèches sont des phénomènes qui peuvent entrer en jeu (Pagès 1993) pour pallier les effets de la contrainte hydrique et favoriser l'absorption racinaire.

Ces différents points constituent des failles relativement importantes pour tous les résultats présentés et ils ne jouent pas tous dans le même sens.

Toutes ces remarques nous amènent à penser qu'une telle approche sera pleinement satisfaisante en premier lieu si l'on sait déterminer les caractéristiques du sol à proximité des racines ainsi que les réactions des racines aux contraintes hydriques (pour le moins). C'est un thème de recherche très actuel (Bruand et al 1996, Nicoulaud et al 1994)

Pour résumer l'ensemble de la validation, on peut dire que la modélisation du bilan hydrique à l'échelle de la parcelle est bien reproduite. En revanche, on a remarqué que certains points de la modélisation présentaient des discordances qui nous ont permis de réfléchir sur leur origine.

Conclusions :

- A partir des différentes comparaisons et de l'interprétation qui est faite autour de la limitation de l'absorption et des conséquences sur la résistance stomatique, on constate que le rôle de l'assèchement du sol est primordial parce que l'on met en évidence que la fermeture stomatique apparaît en même temps que la limitation de l'absorption racinaire.
- Nous trouvons que le sol est un acteur particulier dans la régulation du transfert de l'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère mais nous ne pouvons dégager à la lumière de nos mesures que la formation d'une barrière hydraulique autour des racines induit une limitation. En effet, cette limite physique dictée par les caractéristiques du sol se met en place en même temps que celle de la limite appelée seuil racinaire qui suggère un frein à la transpiration maximale à partir d'une régulation strictement physiologique. Nous pouvons conclure que ces deux aspects entrent en jeu sans doute en même temps. La forte dépendance aux caractéristiques du sol ne permet pas de donner un avis tranché sur l'origine de la limitation (« effet manchon » ou potentiel racinaire seuil) d'autant que les caractéristiques du sol à proximité des racines ne sont pas forcément celles du sol qui correspondent au transfert vertical « à grande échelle ». Il est précisé ci-dessus les différentes remarques qui nous font émettre des réserves sur les interprétations données. Nous restons donc prudent sur les relations de cause à effet qui sont ici sous-tendues.

En ce qui concerne la surestimation légère de l'évapotranspiration du système, nous expliquons celle-ci par l'utilisation d'une résistance stomatique qui reste constante tant que la limitation de l'absorption racinaire n'apparaît pas. Or, la résistance stomatique est variable au cours de la période et nous n'en rendons pas compte. Comme nous pouvons voir à travers les tests de sensibilité, la résistance stomatique est un facteur très sensible qui joue sur la consommation en eau du système ce qui justifie le fait que la surestimation est sans doute attribuée à cette non-prise en compte de la régulation stomatique. On notera que la surestimation de la consommation en eau de tous les compartiments peut être réduite pour les compartiments les plus proches de l'arbuste par un écran radiatif trop fort.

Nous ne souhaitons pas introduire d'ajustements spécifiques afin de relever précisément les facteurs qui influençaient de manière majeure les résultats. Il se trouve que le frein à la transpiration maximale modélisée par la limitation de l'absorption racinaire est observé en même temps que la forte augmentation de la fermeture stomatique mesurée mais que l'augmentation progressive de la résistance stomatique au cours de la période n'est pas reproduite. Ceci nous amène à penser qu'il existe une relation entre le potentiel racinaire et la résistance stomatique pour rendre compte de cette progression lente et que la forte limitation de la transpiration simulée, corrélée à la forte augmentation stomatique mesurée, est provoquée par les conditions de diffusivité du sol autour des racines.

Conclusion générale

Le travail qui vient d'être présenté dans les cinq chapitres a permis de mettre en place un modèle mécaniste original de bilan hydrique qui rend compte des échanges d'eau au sein d'un couvert de type savane (couvert bistraté hétérogène). Ce modèle est particulièrement intéressant parce qu'il permet de traiter de façon détaillée les phénomènes locaux engendrés par l'atténuation radiative et convective d'une strate haute « épars » sur une strate inférieure continue. Après une étude bibliographique qui nous a permis à la fois de poser les bases du transfert de l'eau dans le sol et à la fois de situer le travail dans le contexte de la recherche (chapitre 1), nous avons abordé successivement :

- la modélisation des transferts d'eau dans le sol en prenant en compte de façon spécifique le transfert de l'eau à proximité des racines. Nous avons introduit une limitation de l'absorption racinaire via la formation d'un manchon et d'un potentiel racinaire seuil (chapitre 2) afin de rendre compte d'une régulation des transferts engendrée par l'état hydrique du sol autour des racines.
- la modélisation des transferts convectifs et radiatifs dans un système « épars » (chapitre 3). L'hétérogénéité est réduite à un système simple composé de compartiments au sein desquels les effets d'écran radiatif et convectif sont introduits en fonction de la distance à la strate haute.
- une présentation du travail expérimental qui a permis d'acquérir un ensemble de données pour paramétrer et valider le modèle (chapitre 4). Ces expérimentations ont permis par ailleurs de proposer certaines interprétations sur le fonctionnement hydrique particulier des couverts étudiés (estimation de la zone d'absorption racinaire et rôle important des phénomènes d'interception de la pluie et de ruissellement pour le fonctionnement des savanes).
- en dépit de la mise en évidence de certaines discordances, la validation a permis de montrer le bon comportement général du modèle en ce qui concerne l'estimation du bilan hydrique au niveau de la parcelle. L'introduction d'une limitation de la transpiration telle qu'elle a été modélisée permet de montrer si la diffusion dans le sol a un caractère limitant ou non. En revanche, il apparaît que cette limitation relativement drastique n'est pas satisfaisante parce qu'aucun comportement physiologique spécifique n'est introduit. Des mécanismes physiologiques méritent d'être mis en place afin de traduire le fonctionnement hydrique de la plante.

L'approche générale utilisée pour traduire des mécanismes d'échange (eau, matière, rayonnement, ..) est basée sur l'explicitation des mécanismes élémentaires et de leur intégration pour rendre compte des phénomènes globaux à une plus grande échelle. Ce travail d'intégration s'insère au sein de la modélisation à travers deux points particuliers qui sont l'absorption racinaire et la prise en compte de l'hétérogénéité des couverts bistrates. Il permet d'apprécier l'impact de l'hétérogénéité sur la consommation en eau du couvert bistraté (conséquences de la répartition horizontale du couvert épars à travers les effets d'écran et conséquences du partage des ressources en eau, c'est à dire à travers un essai de prise en compte des compétitions racinaires). Cette approche est suivie tout le long du travail de modélisation et le point particulièrement intéressant est que nous avons essayé de montrer que la régulation de la transpiration en situation naturelle est reliée de façon directe à l'interface sol-racine et à la formation de gradient de potentiel hydrique autour des racines.

Les expérimentations qui ont été mises en place ont permis de tester le modèle dans deux situations naturelles contrastées. Ces deux situations nous ont permis à la fois de tester le modèle quelque soit le système épars étudié et à la fois de mettre en évidence certaines caractéristiques du fonctionnement du système savane et du système artificiel maïs et blé : on a pu constater que les caractéristiques hydrodynamiques du sol de Grignon sont telles (sol très peu conducteur dès que celui-ci s'assèche) que la formation d'un « manchon » est envisageable. Les conséquences de sa formation se répercutent alors directement sur la transpiration. Ce n'est pas le cas du sol du Niger (compte tenu de la période des expérimentations qui s'est déroulée pendant la saison des pluies) pour lequel le potentiel hydrique et la conductivité hydraulique du sol sont restés toujours élevés et ont permis aux plantes de puiser l'eau sans que n'interviennent de phénomènes de limitation liés à un potentiel racinaire seuil ou à la formation d'un manchon.

Plus généralement, les conclusions propres aux résultats de la simulation et à leur confrontation avec les mesures se résument autour de deux axes :

- D'une part, on peut dire que le modèle atmosphérique reproduit relativement bien les phénomènes d'atténuation engendrés par une strate haute épaisse. Un cycle horaire d'atténuation du rayonnement paraît plus adapté à proximité de la strate haute au niveau de laquelle l'atténuation radiative est forte et continue sur toute la journée alors que celle-ci dépend du cycle du soleil et des ombres portées.
- D'autre part, on peut dire que la régulation stomatique telle qu'elle a été mise en place ne donne pas les résultats escomptés dans la mesure où l'on observe une certaine discordance avec les mesures lorsque les phénomènes de limitation de l'absorption racinaire interviennent et se répercutent sur la transpiration. Nous soulignons tout de même que la limitation de l'absorption racinaire modélisée est corrélée à la forte augmentation de la résistance stomatique. On peut penser que ces deux phénomènes sont directement reliés bien que quantitativement, nos simulations surestiment la limitation. Toutes les analyses et questions qui sont posées dans le chapitre 5 montrent que l'on ne peut facilement mettre en défaut ou en valeur l'hypothèse de l'existence d'un frein à la transpiration à travers uniquement des facteurs de type sol, néanmoins, ils sont envisageables sur des sols peu conducteurs.

Ce dernier point montre toute l'importance de prendre en compte l'ensemble du continuum sol-plante-atmosphère pour comprendre les mécanismes mis en jeu dans l'étude du fonctionnement hydrique des couverts. Les effets liés aux régulations propres de la plante (stockage-déstockage, régulation stomatique des plantes en fonction du potentiel racinaire, réponse au microclimat) peuvent avoir une influence non négligeable pour pondérer la limitation de la transpiration telle qu'elle est modélisée.

En conséquence, les perspectives de travail et d'amélioration du modèle se concentreront en premier lieu sur ce qui touche aux transferts de l'eau dans la plante. Nous avons choisi de ne pas introduire ces phénomènes afin de vérifier si les transferts à proximité des racines étaient des facteurs prépondérants pour expliquer la régulation de la transpiration mais il s'avère qu'il est difficile de conclure sur cet aspect parce que l'ensemble des mécanismes du fonctionnement des couverts n'est pas intégré au modèle. Il serait donc intéressant de compléter le modèle en introduisant le fonctionnement hydrique propre de la plante. Les phénomènes de stockage-déstockage de l'eau des plantes peuvent intervenir pour expliquer que le frein à l'absorption racinaire n'intervient pas de façon aussi brutale sur la transpiration de la plante comme le prédit le modèle.

A plus long terme, le modèle peut être complété en introduisant un traitement géostatistique et des lois d'interactions entre zones adjacentes pour rendre compte pleinement de la variabilité du système étudié et de la continuité des échanges entre les compartiments.

En ce qui concerne les perspectives de recherche, il me paraît utile d'approfondir les études sur les rapports entre l'absorption racinaire et la transpiration de la plante et par là concevoir de manière mécaniste et précise les processus mis en jeu dans les relations entre le potentiel racinaire et la fermeture stomatique.

Cette étude ne pourra se faire sans mieux examiner la diffusivité de l'eau autour des racines, c'est à dire les caractéristiques propres du sol autour des racines (complexe sol-racine). La formation de mucilage, l'anisotropie des caractéristiques hydrodynamiques du sol à proximité des racines sont des points particulièrement importants pour mieux comprendre les liens entre le potentiel racinaire et l'absorption racinaire.

Considérant que le travail peut mettre en évidence l'influence même de l'état hydrique du sol sur les capacités de transpiration de la plante (via les capacités de transferts d'eau à proximité des racines) et que le modèle permet par ailleurs de modéliser le potentiel racinaire, il peut être un outil d'analyse et d'investigation dans ces recherches grâce à sa partie spécifique liée au transfert autour des racines.

Dans une optique plus appliquée, les perspectives de ce travail finalisé et de son application se focalisent sur les problèmes de gestion de l'eau, en terme de qualité et de quantité. L'aspect opérationnel du modèle à travers l'intégration des facteurs du forçage atmosphérique et de leurs impacts sur les réponses de la végétation pourra avoir des retombées sur la gestion de la production et l'adaptation des variétés aux contraintes du milieu (ou de l'évolution de ces contraintes).

Une bonne connaissance des perturbations locales engendrées au niveau des systèmes complexes hétérogènes permettra de mieux gérer l'agencement de l'espace, de concevoir avec une meilleure maîtrise des systèmes de couverts qui répondent à des exigences spécifiques comme les cultures abritées par des brise-vent naturels, comme les conséquences sur le bilan d'eau et son économie pour des cultures associées ou encore comme l'adaptation des cultures au déficit hydrique marqué (développement de la biodiversité, meilleure compréhension de la désertification et meilleure maîtrise de la lutte contre celle-ci, ...).

BIBLIOGRAPHIE

- Acs F., 1994.** A coupled soil-vegetation scheme : Description, parameters, validation and sensitivity studies. *J. Appl. Met.*, 33 ; p 268-284.
- Allen M. B., Murphy C. L., 1986.** A finite-element collocation method for variably saturated flow in two space dimensions. *Wat. Res. Res.*, 11 ;p1537-1542.
- Allison, G. B., Barnes, C. J., Hugues, C. M., 1983.** The distribution of deuterium and ^{18}O in dry soils. 2. *Experimental. J. Hydrol.*, 64: p 377-397
- Andre, J., C., 1988,** Evaporation over land-surfaces : firsts results from HAPEX-MOBILHY special observing period. *Annales Geophysicae*, 6: p477-492
- Andrieu B. Sinoquet H. 1993.** Evaluation of structure description requirements for predicting gap fraction of vegetation canopies. *Agric. For. Met.* 65 : p207-227.
- Arya S.P, 1988.** Introduction to micrometeorology. Academic Press. 387p.
- Aslyng H. C. 1963.** Soil Physics Terminology, *Int. Soc. Soil. Sci. Bull.*, 23,p 7-10,
- Baer U., 1996.** Comportement des pesticides dans les sols : Evaluation et simulation de la dissipation au champ. Thèse de Doctorat de L'INA-PG. 155 p.
- Bariac T., Klamecki, A., Jusserand, C., Létolle, R., 1987.** Evolution de la composition isotopique de l'eau (^{18}O) dans le continuum sol-plante-atmosphère. Exemple d'une parcelle cultivée en blé. Versailles, France. *Catena*.14:p 55-72.
- Barnes C. J., Allison G. B., 1983.** The distribution of deuterium and ^{18}O in dry soils, 1. *Theor. J. Hydrol.* 60: p 141-156.
- Beaudoin N., Bourgeois, S., 1986.** Essais en plein champ sur la valorisation agricole de boues liquides. Rapport de mise en place. Rapport ADEPRINA – INA-PG
- Beljaars 1982.** The derivation of flux from profiles in perturbed areas. *Bound. Lay. Met.* ; p 35-55.
- Bertuzzi P., Bruckler L., Bay ., Chanzy A. 1994.** Sampling strategies for soil water content to estimate evapotranspiration. *Irrig. Sc.* 14 : p 105-115.
- Blizzard, Boyer 1980.** Comparative resistance of soil and the plant to water transport. *Plant Physiol.* ;p 809-814.
- Bonhomme R. 1984.** Mise en place des appareils foliaire et racinaire. Colloque Royan. 1983/03/15. Ed. Gallais. P 63-85.
- Boyer, J. S., 1985.** Water transport. *Ann. Rev. Plant Physiol.* 36 ;p 473-516.
- Braud I., Bessemoulin, Monteny B. 1997.** Unidimensional modelling of a fallow savanna during Hapex-Sahel Experimentation using SiSPAT Model. *J. Hyd.* 188 ; p 912-945
- Braud I., Dantas-Antonino A. C., Vauclin M. Thony J. L., Ruelle P., 1995.** A simple soil-plant-atmosphere model (SiSPAT) development and field verification. *J. of Hydrology.*, 166 ;p 213-250.
- Brooks R. H., Corey A. T., 1964.** Hydraulic properties of porous medias. *Hydrology paper*, 3 ; Colorado State University. Fort Collins.
- Bruand A., Cousin I. Nicoulaud B., Duval O., Bégon JC. 1996.** Backscattered electron scanning images of soil porosity for analysing soil compaction around roots.
- Bruckler L., Lafolie F., Tardieu F., 1991.** Modelling the root water potential and soil-roots water transport in the two-dimensionnal case : II- Field comparisons. *Soil Sc. Soc. Am. J.* 55 ;p 1213-1220.
- Brutsaert, W., 1982.** Evaporation into the atmosphere. Reidel Ed. 299p.

Bibliographie

- Cahil A. T. Parlange M. B., 1998.** On water vapor transport in field soils. *Wat. Res. Res.*, 34 ;p 731-739.
- Castell 1998.** Communication personnelle.
- Cazenave A., Valentin C., 1992.** A runoff capability classification system based on surface features criteria in semi- arid areas of West Africa. *J. Hydrol.* 130 : p 231-249.
- Chanzy A., Doussan C., Pradel C. Moreau P., 1996.** Transfert d'eau et de chaleur dans le sol. école chercheur INRA en bioclimatologie ; Le croisic. INRA ed. ; p547-566.
- Chanzy, A. 1991,** Thèse, Modélisation simplifiées de l'évaporation d'un sol nu utilisant l'humidité et la température de surface accessibles par télédétection., 221p.
- Charlton W. A. 1991.** Lateral root initiation . *In* Plant roots. The Hidden half (Eds : Waisel Y. Eshel A., Kafkafi U.) Marcel Dekker. Inc. New York.
- Chelle M., 1998.** Développement d'un modèle de radiosité mixte pour simuler la distribution du rayonnement dans les couverts végétaux. Thèse de l'INA-PG.
- Chelle M., Andrieu B., 1998.** The nested radiosity model for the distribution
- Child E.C., 1969.** An introduction to the physical basis of Soil water phenomena. Ed. A. Wiley-interscience publication. 469p.
- Clapp, Hornberger, 1978.** Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Wat. Res. Res.* 601-604.
- Clausnitzer, V., Hopmans, J. W., 1994.** Simultaneous modelling of transient three-dimensional root growth and soil water flux. *Plant and Soil.* 164 ; p 299-314.
- Cooley, R. L. 1983.** Some new procedure for numerical solution of variably saturated flow problems. *Wat. Res. Res.* 19 ;p1271-1285.
- Cowan, I.R, 1965,** Transport of water in soil-plant-atmosphere system. *J. Appl. Ecol.*, 2, p 221-239.
- Crank, J., 1956.** The mathematics of diffusion. Oxford Univ. Press London, 347 p.
- Cruiziat sP., 1987,** Etat et flux hydrique chez les végétaux supérieurs. In « le développement des végétaux, aspects théoriques et synthétiques ». H. Le Guyader, Dir. Ed. Masson. p 153-171.
- Cruiziat, 1991.** L'eau et les cultures. Techniques agricoles. Ed. INRA. (1165). p1-26.
- Dawson, T. E., Ehleringer J. R.,1991.** Streamside trees that do not use stream water. *Nature.* 350: 335-337.
- De Wiest, R., J., M., 1969.** Flow through porous media. Academic Press. New York, London., I.H.A.R., Intrnational association for hydraulic research. 1972. Fundamentals of transport phenomena in porous media.
- Deanmead O. T., Shaw R. H., 1962.** Availability of soil water to plants as affected by soi moisture content and meteorological conditions. *Agron. J.*, 54 ;p 385-390.
- Delwiche M. J., Cooke J. R. 1977.** An analytical model of the hydraulic aspects of stomatal dynamics. *J. Theor. Biol.* 69 ;p 113-141.
- Diggle, A. J., 1988.** Rootmap : A model in three-dimensionnal coordiantes of the growth and structure root systems. *Plant and Soil.*, 105 ;p169-178.
- Doussan, C., Pagès, L. Vercambre, G ., 1996.** Modelling of the hydraulic architecture of root systems : an integrated approach of water absorption. Model description. *Ann Bot.* 2 ; p213-223.
- Feddes R. A., Bresler E., Neuman S. P., 1974.** Field test of a modified numerical model for water uptake by root systems. *Wat. Res. Res.*, 10 ;p 1199-1206.
- Feddes R. A., Kowalik P. J. Zaradny H. 1978.** Simulation of field waterand crop yield. Centre for agricultural publishing and documentation. Wageningen. The Netherland.
- Feddes R. A., Kowalik P. J., Malinka K. K., Zaradny H. 1976.** Simulation of field water uptake by plants using a soil water dependent root extraction function. *J. Hydrol.*, 31 ;p 13-26.
- Flanagan, L. B., Ehleringer, J. R., 1991.** Stable isotope composition of stem and leaf water: applications to the study of plant water use. *Funct. Ecol.* 5: p 270- 277.

- Fournier C., Andrieu B., 1998.** A 3D architectural and process-based model for maize development. *An. Bot.*, 81. p 233-250.
- Frensch, Steudle E., 1989.** Axial and radial hydraulic resistance to roots of maize. *Plant Physiol.* 91 : p 719-726.
- Gardner W. R., 1960,** Dynamics aspects of soil water availability to plants. *Soil Sc.*, 89, p 63-73.
- Gash J.H.C., Kabat P., Monteny B. A., Amadou M., Bessemoulin P., Billing H., Blyth E.M., De Bruin H.A.R., Elbers J.A., Friborg T., Harrison G., Holwill C.J., Lloyd C.R., Lhomme J.P., Moncrieff J.B., Puech D., Soegarard H., Taupin J.D., Tuzet A. Verhoef A., 1997.** The variability of evaporation during the HAPEX-Sahel intensive observation period. *J. Hydrol.* 188-189 :p 385-400.
- Gaze S. R., Simmonds L. P., Brouwer J., Bouma J., 1997.** Measurement of surface redistribution of rainfall and modelling its effect on water balance calculations for millet field on sandy soil in Niger. *J. Hydrol.* 188-189 :p 267-284.
- Gerwitz, A., Page, E. R., 1974.** An empirical mathematical model to describe plant root systems. *J. Appl. Ecol.* 11 ; p773-781.
- Gowing, D. J., Davies, W. J., 1986.** Root growth when water supply is limited. *Aspects of applied Biology.* 22 ;p 33-40.
- Hainsworth, J., M., Aylmore, L.,A., G., 1986.** Water extraction by single plant roots. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50 : p 841-848
- Hallaire M., 1963 (a).** Le potentiel efficace de l'eau dans le sol en régime de dessèchement. In . In *L'eau et la production végétale* : p27-62. Ed. INRA. *Et Ann. Agron.* 14 : p 393-428.
- Hallaire M., Baldy C., 1963 (b).** Potentiel matriciel de l'eau dans le sol et tension superficielle de l'eau. In *L'eau et la production végétale* : p 15-25. Ed INRA. *Et Ann. Agron.* 14 : p 381-391.
- Hallaire, 1988.** L'eau et le sol. *Techniques agricoles (1160)* ; p 1-19. Ed. INRA.
- Hamza, Aylmore, 1992,** Soil solute concentration and water uptake by single lupin and radish plant roots. I : Water extraction and solute accumulation. *Plant soil.* 145 ; p 187-196.
- Hanks R. J., Ashcroft G. L., 1975.** Applied soil physics. In *Advanced series in agricultural sciences (8)*.
- Hansen, V,E, Israelsen, O,W, Stringham, G,E, 1980,** Irrigation principles and practices. Fourth edition, John Wiley & Sons Edition
- Haverkamp, R., Vauclin M., Touma J., Wierenga P.J., Vachaud G., 1977.** A comparison of numerical simulation models for one-dimensional infiltration. *Soil Sc. Soc. Am. J.* 41 : p 285-294.
- Herkelrath, W., N., Miller, E., E., Gardner, W., R., 1977.** Water uptake by plants : II. The root contact model. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 41, p1039-1043.
- Hillel 1980.** *Fundamental of soil physics.* Academic Press.
- Hillel, 1980.** *Application of soil physics.* Academic Press. 385 p.
- Hillel, D., Talpaz, H. Van Keulen, H, 1976.** *Soil Sc.* Vol 121, 4, p242-255
- Hillel,D., 1971,** *Soil and Water, Physical Principles and Processes,* Academic Press, New York and London, edited by T. T. Koszloski
- Huang, B, Nobel, P., S., 1994.** Root hydraulic conductivity and its components, with emphasis on desert succulents. *Agron. J.*, 79, p607-614.
- Huck, M.G., Hillel, D., 1983.** A model of root growth and water uptake accounting for photosynthesis, respiration, transpiration and soil hydraulics. *Advances in irrigation, Vol 2.* Academic Press inc. P 273-333.
- Hunt, E.R., Nobel, J.P., 1987.** A two-dimensional model for water uptake by desert succulents : Implications of root distribution. *Ann. Bot.* 59 ; p559-569.
- Huntley, B., J., 1982.** *Ecology of tropical savannas.* Ecological studies 42. 669p. Springer-Verlag: Berlin

- 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 : p593-610.
- Jones, H. G., 1983.** *Plant and the microclimate.* Cambridge University Press
- Jones, M.,M., 1978.** Modelling diurnal trends of leaf water potential in transpiring wheat. *J. Appl. Ecol.*, 15 : p 613-626.,
- Jones, P. G., Morisson, J. I. L., 1981.** The control of transpiration and photosynthesis by the stomata. In *Jarvis and Mansfield (1981)* : p 248-279)
- Katerji, N., 1982.** Etude et modélisation des transferts hydriques dans le système sol-plante-atmosphère. Thèse université Paris VII.
- Katerji, N., Hallaire M., Menoux-Boyer, Y., Durand, B., 1986.** Modeling diurnal patterns of leaf water potential in field condition.s. *Ecol. Model.*, 33 :p 185-203.
- Klepper, B., 1991.** Crop root system response to irrigation. *Irrig. Sci.* 12 ;p105-108.
- Klepper, B., Belford, R. K., Rickman, R. W., 1984.** Root and shoot development in winter wheat. *Agronomy Journal.* 76 ;p 117-122.
- Kowalik P. J., Turner N. C., 1983.** Diurnal changes in the water relations and transpiration of soybean crop simulated during the development of water deficit. *Irrig. Sc.* 4, 185-203.
- Lafolie F. Guennelon R., Van Genchten M.Th. 1989.** Analysis of water flow under trickle irrigation : I. Theory and numerical solution. *Soil Sc. Soc. Am. J.* 53 ;p1310-1318.
- Lafolie F., Bruckler L., Tardieu F. 1991.** Modelling the root water potential and soil-roots water transport in the two-dimensionnal case : I- Presentation of the model. *Soil Sc. Soc. Am. J.* 55 ;p1203-1212.
- Lynch J. P., Van Beem J. 1993.** Growth and architecture of seedling roots of common bean genotypes. *Crop Sc.*, 33 ;p 1253-1257.
- Mac Coy E. L., Boersma L., Unga M. L., Akwatanakul S., 1984.** Towards understanding soil water uptake by plant roots. *Soil Sc.* 137 ; p 69-77.
- Marshall, C., E., 1964,** *The physical chemistry and mineralogy of soil,* Wiley, New york
- Melchior W., Steudle E., 1993.** Water transport in onion roots : Changes of axial and radial hydraulic conductivities during root developpment. *Plant Physiol.* 101 :p 1305-1315.
- Menaut, J., C., 1983.** The vegetation of African savannas. In *Tropical savannas.* Edited by Bourliere F., 109-149. Elsevier : Amsterdam.
- Miller R., J., 1963.** Threshold gradient for water flow in clay systems. *Soil Sc. Soc. Am. Proc.*, 27, p 605-609.
- Moldrup P., Rolston, D.,E., Hansen, J. AA., Yamaguchi T., 1992.** A simple mechanistic model for soil resistance to plant water uptake. *Soil Sc.* 153, p87-93
- Molz F. J., 1981.** Models of water transport in the soil-plant system : A review. *Wat. Res. Res.*, 17 ;p 1245-1260.
- Monteith J.L., 1965.** Evaporation and the environnement. *Symp. Soc. Expl. Biol.* 19. : p 205-234.
- Monteith J.L., 1973.** *Principles of environmental physics.* Edward Arnold Ed.
- Monteith J.L., Unsworth M. H., 1990.** *Principles of environmental physics.* Edward Arnold Ed. 2nd ed. 287p.
- Mualem 1976.** A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Wat. Res. Res.* ; p513-522.
- Nerpin S.,V. Chudnovskii, A., F., 1970.** *Physics of soil.* Keter Press. Israel Program for scientific translations. 466p.
- Neuman S. P., Feddes R. A., Bresler E., 1975.** Finite element analysis of two-dimensional flow in soils considering water uptake by roots : I- Theory. *Soil Sc. Soc. Am. Proc.*, 39 ;p 224-230.

- Nicoulaud B., King D., Tardieu F.** 1994. Vertical distribution of maize roots in relation to permanent soil characteristics. *Plant Soil*. 159 : p245-254.
- Nielsen, K., L., Lynch, J., P., Weiss, H., N.,** 1997. Fractal geometry of bean root systems: correlations between spatial and fractal dimension. *Am. J. Bot.* 84(1), p26-33.
- Nimah N. M., Hanks R. J.,** 1973. Model for estimating soil water, plant and atmospheric interrelations. 1 : Description and sensivity. *Soil Sc. Soc. Am. Proc.*, 37 ;p 522-527.
- Nimah N. M., Hanks R. J.,** 1973. Model for estimating soil water, plant and atmospheric interrelations. 2 : Field test for model. *Soil Sc. Soc. Am. Proc.*, 37 ;p 528-531.
- Nitao, Bear** (1996). Potentials and their role in transport in porous media. *Wat. Res. Res.*, 32 ;p 225-250.
- Nobel, P. S. Alm, D. M.,** 1993. Root orientation vs water uptake simulated for monocyledonous and dicotyledonous desert succulents by root segement model. *Functionnal Ecology*. 7 ; p 600-609.
- Noborio K. McInnes K J., Heilman J. L.,** 1996. Two dimensional model for water, heat, and solute transport in furrow-irrigated soil : I-Theory. *Soil Sc. Soc. Am. J.*, 60 ;p 1001-1009.
- Olioso, A.,** 1989. 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. Thèse, 245p.
- Pagès L., Doussan C., Vercambre G., Bruckler L., Habib R.,** 1998. Relations sol-plante et absorption hydrique. In *Traité d'irrigation*. JR. Thiercelin. Editions Techniques et documentation, Lavoisier. A paraître.
- Pagès L., Jordan M. O., Picard D.,** 1989. Simulation of the three-dimensionnal architecture of the maize root system. *Plant and Soil.*, 119 ;p 147-154.
- Pagès, L., Aries, F.,** 1988. SARAH : modèle de simulation de la croissance, du développement et de l'architecture des systèmes racinaires. *Agronomie*, 8 ; p 889-896.
- Pan, Wierenga** 1995. A transformed pressure head based on approach to solve richards equation for variably saturated soils. *Wat. Res. Res.*, 31 ; p 925-931.
- Passiourra,** 1988. Water transport in and to roots. *Ann. Rev. Plant Physiol. Plant mol. Mol. Biol.* 39 : p 245-265.
- Penman, H.,** 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and soil. *Proc. R. Soc. London Ser. A.*, 193, p120-145.
- Perrier A.,** 1967.
- Perrier A.,** 1975 (a). Etude physique de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles. I : Evaporation et bilan d'énergie des surfaces naturelles. *Ann Agronomiques*. 26 : p 1-18.
- Perrier A.,** 1975 (b). Etude physique de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles : II : Expressions et paramètres donnant l'évapotranspiration réelle d'une surface « mince ». *Ann Agronomiques*. 26 : p105-123.
- Perrier A.,** 1975. (c). Etude physique de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles. III : Evapotranspiration réelle et potentielle des couverts de végétaux. *Ann Agronomiques*. 26 :p 229-243.
- Perrier A.,** 1976. Etude et essais de modélisation des échanges de masse et d'énergie au niveau des couverts végétaux. Profils microclimatiques, évapotranspiration et photosynthèse nette. Thèse d'état, Paris VI / INRA. 236p.
- Perrier A., Tuzet A.,** 1998. Approche théorique du continuum sol-plante-atmosphère. In *Traité d'irrigation*. JR. Thiercelin. Editions Techniques et documentation, Lavoisier. A paraître.
- Peugeot C., Esteves M., Galle S., Rajot J.L., Vandervaere J.P.,** 1997. Runoff generation processes : results and analysis of field data collected at the East Central Supersite of the Hapex-Sahel experiment. *J. Hydrol.* 188-189 ;p 179-202.
- Philip J. R.,** 1957. The physical principals of water movement during the irrigation cycle. *Proc. Int. Congr. Irrig. Drain.*, 8 ;p 124-154.
- Picard, D., Jordan, M. O., Trendel, R.,** 1986. Rythme d'apparition des racines primaires du maïs (*Zea mays* L.). I Etude détaillée pour une variété en un lieu donné. *Agronomie*. 5 ;p 667-676.

- Rabag R., Feyen J., Hillel D., 1984.** Simulating infiltration in sand from a trickle line source using the matric flux potential concept. *Soil Sc.* 137 ;p 120-127.
- Raupach M. R., Weng W. S., Carruthers D. J., Hunt J. C. R., 1992.** Temperature and humidity fields and fluxes over low hills. *Quart. J. R. Met. Soc.* 118 : 191-225.
- Reicosky, D. C., Peter, D. B., 1977.** A portable chamber for rapid evapotranspiration measurements on field plots. *Agron. J.* 69;p 729-732
- Richards L. A., 1931.** Capillary conduction of liquids in porous media. *Physics*, 1 ;p 318-333.
- Ritchie, J., T., 1973.** Influence of soil water status and meteorological conditions on evaporation from a corn canopy. *Agron. J.* 65 : p 893-897
- Rose C. W., 1968.** Water transport in soil with a daily temperature wave : 1. Theory and experiment. *Aust. J. Soil Res.* 6 ; p31-44.
- Ruget F., Bonhomme R., Chartier M., 1996.** Estimation simple de la surface foliaire de plantes de maïs en croissance. *Agronomie.* 16 : p 553-562.
- Sakuratani T., 1981.** A heat balance method for measuring water flux in the stem of intact plants. *J. Agric. Met.* 1. P 9-17.
- Saxton, Rawls, Romberger, Papendick. 1985.** Estimating generalized soil water characteristics from texture. *Soil Sc. Soc. Am. J.* ; p 1031-1036.
- Schmidhalter, 1997.** The gradient between predawn rhizoplane and bulk soil matric potentiels and its relation to the predawn root and leaf water potentials of 4 species. *Plant Cell. Envir.* 20 ;p 953-960.
- Seck M., Perreir A., 1970.** Description d'un psychromètre à thermocouple. Son application à la mesure des gradients d'humidité. *Technique d'étude des facteurs physiques de la biosphère.* INRA. Paris.
- Shaw R. H., Pereira A. R., 1982.** Aerodynamics roughness of a plant canopy. A numerical experiment. *Agric. Met.* 26 ; p 51-65.
- Shutellworth W. J., Wallace J. S., 1985.** Evaporation from sparse crops. An energy combination theory. *Q.J.R Met. Soc.* 111 ; p 839-855.
- Sinoquet H., Moulia B., Bonhomme R. 1991.** Estimating the three-dimensional geometry of a maize crop as an input of radiation maodels : Comparison between three dimensional digitiziong and plant profiles. *Agric. For. Met.* 55 :p 233-249.
- Spanner D. C. 1964,** introduction to thermodynamics. *Academics Press.* London and New York 380 p.)
- Stedle E. 1994.** Water transport across root. *Plant Soil.* 167 :p 79-80.
- Stedle E., Peterson C. A., 1998.** How does water get through roots. *J. of Exp. Bot.,* 49 ;p775-788.
- Stedle, E., Jeschke, W., D., 1983,** Measurement of root pressure and hydraulic conductivity of root cells. *Planta.* 158 : p 237-248.
- Tamari, S., Bruckler, L., Halbertsma, J., Chadoeuf, J., 1993.** A simple method for determining soil hydraulic properties in the laboratory. *Soil Sc. Soc. Am. J.,* 57; p 642-651.
- Tardieu F. 1988.** Cartographie in situ du système racinaire. *Perspectives agricoles.* 122 :p 19-22.
- Tardieu F. Zhang J. Gowing D. J. G., 1993.** Stomatal control by both ABA in the xylem sap and leaf water status : a test of a model for droughted or ABA-fed field-grown maize. *Plant Cell Env.* 16 : p 413-420.
- Tardieu F., Bruckler L., Lafolie F., 1992.** Root clumping may affect the root water potential and the resistance to soil-root water transport. *Plant Soil.* 140 : p 291-301.
- Tardieu F., Katerji N., Zhang J. Davies W. J., 1991.** Maize stomatal conductance in the field : its relationship with soil and plant water potentials, mechanical constraint and ABA concentration in the xylem sap. *Plant Cell. Env.* 14 : p 121-126.
- Tatsumi J. , Yamauchi A., Kono Y., 1989.** Fractal analysis of plant root systems. *Annales of Botany.,* 64 ;p499-503.

- Tetens O.** 1930. Über einige meteorologische Begriffe. *Z-Geophys.* 6 : p 297-309.
- Tinker, P., B.**, 1976. Transport of water to plant roots in soil. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. B* 273, p445-461.
- Topp, Davis** 1985. Measurement of soil water content using Time Domain Reflectometry. A field evaluation. *Soil Sc. Soc. Am. J.* 49 ; p 19-24.
- Tuzet A., Perrier A.**, 1992. Crop water budget estimation of irrigation requirement. *ICID Bulletin.* Vol 44, p 1-16.
- Tuzet A., Perrier A.**, 1998. Radiative and convective transfers model for homogeneous sparse. *Soumis à Bound. Lay. Met.*
- Tuzet A., Perrier A., Castell J.F., Zurfluh O.**, 1995. Energy and water vapour transfers in a particular shrub-grass intercrop : the fallow savanna. In : *Ecophysiology of tropical intercropping.*, Sinoquet, Cruz. Ed. INRA. P137-152.
- Tuzet, A., Perrier A. Castell JF., Zurfluh O.** 1995. Flux heterogeneity and evapotranspiration partitionning in a sparse canopy : the fallow savanna. *J. of Hyd.* 188 ;p 482-493.
- Van den Honert T., H.**, 1948, Water transport as a catenary process, *Faraday Soc. Discuss.* 3, 146-153
- Van der Ploeg R. R., Beneck P.**, 1974. Unsteady unsaturated, n-dimensionnal moisture flow in soil : A computer simulation program. *Soil Sc. Soc. Am. Proc.* 37 ;p 881-885.
- Van Genuchten** 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sc. Am. J.* 44 ; p 892-898.
- Varlet-Granchet C., Gosse G., Chartier M., Sinoquet H., Bonhomme R., Allirand J. M.**, 1989. Mise au point : rayonnement solaire absorbe ou intercepté par un couvert vegetal. *Agronomie.* 9 :p 419-439.
- Vauclin M., Haverkamp R., Vachaud G.**, 1979. Résolution numérique d'une équation de diffusion non linéaire. Application à l'infiltration de l'eau dans les sols non saturés. *Presses universitaires de Grenoble* 183p.
- Vauclin M.** 1983. Methode d'étude de la variabilité spatiale des propriétés d'un sol. In *Variabilité spatiale des processus de transfert dans les sols.* Colloques S.H.R.-INRA. Ed. INRA.
- Wang, X. L., McCully, M. E., Canny, M. J.**, 1995. Branch roots of Zea. V. Structural features that may influence water and nutrient transport. *Bot. Acta*, 108 ;p 209-219.
- Web, E. K., Pearman, G. I., Leuning, R.** 1980. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quart. J. R. Met. Soc.* 106; p85-100.
- Wehrshaw, R. L., Friedman I., Heller, S. H., Franck, P. A.**, 1966. Hydrogen isotopic fractionation of water passing through trees. In: *Hobson G., Spear G., (eds) Advances in organic geochemistry.* Pergamon Press, New York. pp 55-67
- Wind, G.,P.**, 1968. Capillary conductivity data estimated by a simple method. In : *P. E. Ritjema and H. Wassind (ed.) Water in the unsaturated zone.* Vol 1. Proc. Wageningen Symp. June 1966. Int. Assoc. of Scientific Hydrol., Gentbrugge/UNESCO, Paris
- Witono H. Bruckler L.**, 1989. Use of remotely sensed soil moisture content as boundary conditions in soil-atmosphere water transport modelling. I : field validation of water flow model. *Wat. Res. Res.* 25 ; p2423-2435.
- Zhang J., Davies W.**, 1989. Abscissic acid produced in dehydrating roots may enable the plant to measure the water status of soil. *Pant Cell. Env.* 12 : p 73-81.
- Zimmermann, U., Ehhalt, D., Münnich, K. O.**, 1967. Soil water movement and evapotranspiration : changes in the isotopique composition of water. *IAEA proceedings of the international symposium on isotopes in hydrology.* 14-18 Nov. 66. Vienna. p 567-585
- Zur B. Jones J. W., Boote K. J., Hammond L. C.**, 1982. Total resistance to water flow in field soybeans. Limiting soil moisture. *Agron. J.*, 74 ;p 99-105.

Liste des figures

Figure 1 : Description du volume élémentaire au sein duquel circule un flux d'eau.	I-13
Figure 2 : Schéma récapitulatif de l'état énergétique de l'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère ; description des potentiels de l'eau dans ce continuum (Cruziat 1991).	I-15
Figure 3 : Schématisation des différents concepts introduits pour simuler l'absorption racinaire à l'échelle de la racine. Deux cas se distinguent, les transferts sans prendre en compte la physiologie de la racine (fig a.), et ceux qui traitent du transfert interrinaire (fig b et c ; Molz 1981).	I-17
Figure 4 : Vision d'ensemble sur les transferts d'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère.	I-19
Figure 5 : Discrétisation de l'espace vertical	II-26
Figure 6 : Présentation de la discrétisation du système radial.	II-28
Figure 7 : Présentation de la combinaison de la discrétisation sur l'axe vertical et du profil de densité racinaire.	II-31
Figure 8 : Organisation temporelle des transferts dans le modèle	II-33
Figure 9 : Fonctionnement de la recherche de potentiel racinaire pour satisfaire la transpiration imposée.	II-37
Figure 10 : Présentation de la limitation de la transpiration maximale par un potentiel racinaire seuil.	II-40
Figure 11 : flux d'extraction d'eau (kg/(m.s)) en fonction de l'écart de potentiel entre la surface de la racine et celui du sol à proximité de la racine.	II-43
Figure 12 : présentation de l'ensemble des limitations de la transpiration à travers la séquence de recherche du potentiel racinaire adapté à la transpiration potentielle maximale	II-45
Figure 13 : évolution du potentiel racinaire et du potentiel moyen du sol au cours du temps. (a) résultats de la simulation ; (b) modèle 2D.	II-48
Figure 14 : transpiration réelle et maximale en fonction du temps . (a) résultats de la simulation ; (b) modèle 2D.	II-48
Figure 15 : représentation du potentiel foliaire en fonction de la transpiration. a : résultats de la simulation ; b : résultats expérimentaux, (Katerji et al 1986)	II-49
Figure 16 : représentation du taux de transpiration en fonction de l'état hydrique du sol. (a) : résultats à partir de la simulation., (b) : résultats expérimentaux (Deanmead et Shaw 1962)	II-50
Figure 17 : Organigramme présentant le fonctionnement général du modèle de transfert d'eau dans le sol (transfert vertical et absorption racinaire).	II-53
Figure 18 : Schématisation de la compartimentation d'un couvert bistraté. On distingue 4 compartiments aux propriétés homogènes à l'intérieur de chacun d'eux.	III-59
Figure 19 : représentation de la distribution de la surface foliaire de l'arbuste ; plus la distance considérée (x) est grande, plus le LAI(x) est faible.	III-61
Figure 20 : Présentation de profils de vent pour une parcelle dont la structure horizontale est éparse. Les différentes courbes en pointillés représentent les profils obtenus pour 3 distances au centre de l'arbuste (0,75m ; 1,75 m et 2,75 m). La courbe en trait plein représente le profil logarithmique d'une zone ouverte.	III-63
Figure 21 : présentation des différentes résistances aérodynamiques pour le profil de vent simulé.	III-66
Figure 22 : Représentation de la combinaison des résistances au sein du couvert. La résistance de structure.	III-68
Figure 23 : schéma récapitulatif de l'atténuation du rayonnement net dans le couvert.	III-69
Figure 24 : description des résistances entrant en jeu dans le calcul de la transpiration de la strate haute	III-73
Figure 25 : Etablissement d'échange d'eau entre les espaces interrinaires. Partage des ressources en eau	III-76
Figure 26 : Présentation du couplage entre le modèle atmosphérique et le modèle de diffusion d'eau dans le sol.	III-78
Figure 27 : Histogramme des pluies.	IV-83
Figure 28 : Diagramme des pluies. La représentation donne l'histogramme des pluies par jour.	IV-86
Figure 29 : Ensemble des densités apparentes mesurées sur la parcelle. Un profil de densité apparente est retenu pour l'ensemble des mesures (trait épais) Grignon.	IV-89
Figure 31 : Présentation des courbes humidité - potentiel (surface et profondeur). Comparaisons de l'ajustement avec des mesures sur mottes.	IV-92
Figure 32 : Présentation des différentes courbes $K = f(\theta)$ sur les parcelles expérimentales. Les ajustements obtenus en 1996 sont représentés par des traits gras, ceux de Bruckler (1991) le sont en traits pointillés fins et ceux de Baer 1996 le sont en traits pleins fins. Grignon.	IV-93
Figure 33 : Illustration des relations pour les caractéristiques hydrodynamiques pour le sol du Niger. a)- : relation potentiel-teneur en eau relation conductivité hydraulique-teneur en eau b)- :	IV-94
Figure 34 : Vérification de l'étalonnage du système de mesure TDR à l'installation. Grignon.	IV-96
Figure 35 : effet de la correction apportée sur l'humidité volumique mesurée	IV-99
Figure 36 : effet de la correction apportée sur l'humidité volumique mesurée.	IV-99
Figure 37 : Présentation de l'évolution du profil d'humidité. Les deux méthodes de mesure (gravimétrie et TDR) sont illustrées. Grignon	IV-101

Figure 38 : Comparaison des deux méthodes de mesure sur l'ensemble des résultats obtenus pendant l'expérimentation. (fig a : site Banizoumbou ; fig b : site Grignon)	IV-101
Figure 39 : illustration par des mesures manuelles du transect d'humidité ; humidité intégrée sur 0-15 cm en surface. Niger.	IV-103
Figure 40 : Evolution du bilan hydrique mesuré. Cumul des pluies, stock d'eau 0-30 cm et 0-110 cm. Grignon.	IV-104
Figure 41 : évolution du bilan hydrique mesuré. Stock d'eau 0-150 cm pour 3 distances et cumul des pluies. Niger	IV-104
Figure 42 : évolution de l'indice de surface foliaire du blé et du maïs Grignon.	IV-106
Figure 43 : profils de densité racinaire. (a) : profil d'impacts racinaires sur le site de Grignon. Sont représentés par différents symboles les résultats obtenus pour 3 compartiments. (b), (c), (d) : profils de densité racinaire sur le site de Banizoumbou pour les trois compartiments. Les ronds donnent la densité racinaire des arbustes et les carrés celle des herbes.	IV-107
Figure 44 : a)- évolution journalière du potentiel hydrique foliaire (blé triangle ; maïs carré) b)- présentation de l'évolution du potentiel de base (triangles et carrés pleins ; échelle à droite) et du potentiel minimum mesuré pendant la journée (échelle à gauche).	IV-109
Figure 45 : évolution de la résistance stomatique moyenne de la journée. Carrés = résistance stomatique du maïs ; triangles = résistance stomatique du blé.	IV-109
Figure 46 : Composition isotopique en ^{18}O de l'eau du collet du maïs (carrés) et du blé (triangles).	IV-111
Figure 47 : profil isotopique en ^{18}O de l'eau du sol. Le profil sous le maïs est donné à partir des carrés, celui sous le blé à partir de triangles. (a) 21 Juillet ; (b) 31 Juillet. Grignon.	IV-111
Figure 48 : dispositif et capteurs utilisés pour mesurer l'ensemble des variables microclimatiques. Dispositif Grignon (Celui de Banizoumbou est très semblable)	IV-113
Figure 49 : établissement d'une relation linéaire entre la mesure du niveau supérieur et celle du niveau inférieur. Cette relation simple est utilisée en cas de défaillance des mesures en hauteur. Grignon.	IV-115
Figure 50 : comparaison des mesures sur plusieurs journées de la température de l'air au niveau haut (5m) et bas (1m) Grignon.	IV-116
Figure 51 : évolution de la température de l'air (T_a) et de la température de rosée (T_r) mesurée à deux hauteurs. Les traits noirs représentent les mesures à 5m et ceux grisés à 1m. Exemple pour deux journées typiques. Grignon.	IV-116
Figure 52 : Comparaison du rayonnement global mesuré à 35 cm du sol. Mesures sous le poquet (Maïs), à 60 cm (interface) et à 1.0 m (mixte) du centre du poquet Grignon.	IV-117
Figure 53 : comparaison des bilans énergétiques mesurés. En abscisse $R_n - G_{sol}$ et en ordonnée $H + LE$ mesuré par la méthode des fluctuations. Figure (a) site de Grignon ; figure (b) site de Banizoumbou.	IV-119
Figure 54 : transpiration et évapotranspiration mesurée des différentes strates (maïs et blé à Grignon (a) et arbuste et strate herbacée au Niger (b)) en fonction de la mesure de l'évapotranspiration de la parcelle par la méthode des fluctuations.	IV-122
Figure 55 : compartimentation introduite dans le modèle.	V-126
Figure 56 : compartimentation introduite dans le modèle.	V-129
Figure 57 : Evolution du stock d'eau moyen représentatif de la parcelle (en haut, Grignon, fig (a) ; en bas, Niger, fig(b)). Les triangles donnent le stock d'eau calculé par les mesures gravimétriques. Le trait plein est le résultat de la simulation et les croix correspondent à la moyenne du stock d'eau calculé à partir des mesures TDR.	V-132
Figure 58 : Evolution du stock d'eau modélisé et mesuré pour les quatre compartiments. « Maïs », « interface », « mixte », « milieu ». Site de Grignon.	V-134
Figure 59 : Evolution du stock d'eau modélisé et simulé pour les trois zones étudiées. Site de Banizoumbou	V-135
Figure 60 : comparaison de l'évapotranspiration de la parcelle mesurée et modélisée. (a) confrontation modèle/mesures sur Grignon. Sont exclues les journées du 29, 30, 31 Juillet. (b) évolution mesurée et simulée de l'évapotranspiration de la parcelle (Niger)	V-136
Figure 61 : Evolution au cours de la journée de l'évapotranspiration de la parcelle. Le trait plein représente l'évapotranspiration simulée, le trait pointillé fin le flux d'évapotranspiration égal à ETM et le trait pointillé épais+ ronds ou triangles les mesures par la méthode des fluctuations. Grignon.	V-137
Figure 62 : comparaison de la transpiration du poquet de maïs pour quelques journées. Grignon.	V-140
Figure 63 : Comparaison entre les mesures faites par la chambre à évaporation et les simulations. Grignon.	V-141
Figure 64 : Evolution du profil d'humidité mesuré et simulé. (a) ; phase de dessèchement ; (b) phase de réhumectation Grignon	V-143
Figure 65 : Flux d'extraction d'eau par les racines en fonction de la profondeur	V-145
Figure 66 : rapport de la transpiration simulée sur la transpiration maximale et évolution du potentiel racinaire pour deux périodes notées a et b. Grignon.	V-146
Figure 67 : écart observé (ΔS) entre l'évolution du stock de référence et l'évolution du stock d'eau pour les différents scénarios introduits.	V-150
Figure 68 : évolution du rapport TR/TM (a) et du potentiel racinaire seuil (b) pour des caractéristiques hydrodynamiques du sol différentes. Grignon.	V-152
Figure 69 : Evolution du stock d'eau simulé pour différents paramètres relatifs au couvert.	V-153

Liste des tableaux

<i>Tableau 1 : Résumé des différentes notations pour les grandeurs de l'eau du sol.</i>	I-9
<i>Tableau 2 : Résumé de l'ensemble des hypothèses inhérentes à la modélisation mécanistes des transferts d'eau dans le sol.</i>	I-12
<i>Tableau 3 : granulométrie en pourcentage du poids sec (Beaudoin et Bourgeois, 1986). Grignon.</i>	IV-88
<i>Tableau 4 : granulométrie en pourcentage du poids sec. Niger.</i>	IV-88
<i>Tableau 5 : paramètres d'ajustement de la courbe humidité/potentiel pour le modèle de Van Genuchten Grignon.</i>	IV-92
<i>Tableau 6 : paramètres d'ajustement de la courbe conductivité/humidité pour le modèle de Van Genuchten Grignon.</i>	IV-92
<i>Tableau 7 : paramètres d'ajustement de la courbe humidité/potentiel pour le modèle de Van Genuchten Site de Banizoumbou (Niger).</i>	IV-94
<i>Tableau 8 : paramètres d'ajustement de la courbe conductivité/humidité pour le modèle de Van Genuchten Site de Banizoumbou (Niger).</i>	IV-94
<i>Tableau 9 : présentation des distances et profondeurs d'installation des guides d'onde TDR. Site de Grignon.</i>	IV-97
<i>Tableau 10 : présentation des distances et profondeurs d'installation des guides d'onde TDR. Site du Niger</i>	IV-97

Annexe 1

On présente ici la résolution numérique des N+1 équations du système vertical. Cette résolution permet de prédire l'ensemble des potentiels hydriques dans le sol sur l'axe vertical au pas de temps t+dt pour le maillage défini. Cette résolution est issue de la décomposition en différences finies de l'équation de Richards (équation 22 chapitre 2).

Résolution numérique sur l'axe vertical

Les détails de la résolution sont présentés ci-dessous :

L'équation 22 du chapitre 2 permet d'exprimer le potentiel Ψ_i^t au temps t en fonction des potentiels $\Psi_{i+1}^{t+1}, \Psi_i^{t+1}, \Psi_{i-1}^{t+1}$ qui sont les potentiels des nœuds i, i-1 et i+1 au temps t+dt (voir chapitre 2 pour la définition des différents termes)

$$\Psi_i^t - \frac{\Delta t}{C_i^{t+1} \cdot \Delta z_i} \cdot (K_{i+1/2}^{t+1} - K_{i-1/2}^{t+1}) =$$

$$\Psi_{i+1}^{t+1} \left(-\frac{\Delta t}{C_i^{t+1} \cdot \Delta z_i} \cdot \frac{K_{i-1/2}^{t+1}}{\Delta z_{i-1/2}} \right) + \Psi_i^{t+1} \left[\frac{\Delta t}{C_i^{t+1} \cdot \Delta z_i} \cdot \left(\frac{K_{i+1/2}^{t+1}}{\Delta z_{i+1/2}} + \frac{K_{i-1/2}^{t+1}}{\Delta z_{i-1/2}} \right) + 1 \right] + \Psi_{i-1}^{t+1} \left(-\frac{\Delta t}{C_i^{t+1} \cdot \Delta z_i} \cdot \frac{K_{i+1/2}^{t+1}}{\Delta z_{i+1/2}} \right)$$

(1)

Afin de réduire l'ensemble des termes décrivant l'équation précédente, on introduit les coefficients a, b, c, d simplifiant l'écriture :

$$d_i = a_i \cdot \Psi_{i-1}^{t+1} + b_i \cdot \Psi_i^{t+1} + c_i \cdot \Psi_{i+1}^{t+1}$$

(2)

en posant

$$d_i = \Psi_i^t - \frac{\Delta t}{C_i^{t+1} \cdot \Delta z_i} \cdot (K_{i+1/2}^{t+1} - K_{i-1/2}^{t+1})$$

$$a_i = \left(-\frac{\Delta t}{C_i^{t+1} \cdot \Delta z_i} \cdot \frac{K_{i-1/2}^{t+1}}{\Delta z_{i-1/2}} \right)$$

$$b_i = \left[\frac{\Delta t}{C_i^{t+1} \cdot \Delta z_i} \cdot \left(\frac{K_{i+1/2}^{t+1}}{\Delta z_{i+1/2}} + \frac{K_{i-1/2}^{t+1}}{\Delta z_{i-1/2}} \right) + 1 \right]$$

$$c_i = \left(-\frac{\Delta t}{C_i^{t+1} \cdot \Delta z_i} \cdot \frac{K_{i+1/2}^{t+1}}{\Delta z_{i+1/2}} \right)$$

(3)

Les expressions sont valables pour $i = 1, \dots, N-1$.

Aux extrémités, il existe plusieurs conditions qui permettent de piloter l'évolution du profil vertical de potentiel sur l'espace considéré.

$i = 0$, nœud à proximité de la surface

$i = N$, dernier nœud de la maille.

conditions aux limites

Les conditions aux limites du système pilotent les mouvements d'eau dans le sol. Elles permettent de rendre compte des précipitations, des phases d'évaporation, mais aussi des phénomènes de drainage ou remontées capillaires. Ces différentes conditions sont décrites au travers deux types de condition : une condition appelée condition de Dirichlet, on impose une variable d'état, potentiel ou humidité, ou une condition appelée condition de Neumann, on impose un flux.

Les conditions aux limites peuvent donc s'exprimer de la façon suivante :

1~ condition de flux imposé (condition de Neumann):

-----*exemple pour la limite en 0 (surface, flux de « 0 » vers l'extérieur)* -----

Le flux imposé est exprimé dans les unités utilisées de l'équation : Dans notre cas, en m/s, (voir unités des termes de l'équation). Nous allons montrer rapidement les conversions souvent utilisées :

Si un flux P_{mmh} correspondant à une intensité de pluie de 5 mm par heure, le flux ($FLUX$) imposé en surface (au nœud $i = 0$) sera donné en m/s :

$$FLUX = \frac{P_{mmh}}{3600.1000}$$

on retrouve que l'équation (30) s'exprime ainsi à la limite du système :

$$\frac{\Psi_0^{i+1} - \Psi_0^i}{\Delta t} = \frac{1}{C_0^{i+1}} \frac{1}{\Delta z_0} \left\{ K_{1/2}^{i+1} \frac{\Psi_1^{i+1} - \Psi_0^{i+1}}{\Delta z_{1/2}} - FLUX - (K_{1/2}^{i+1} - 0) \right\} \quad (4)$$

ce qui donne :

$$\Psi_0^i - \frac{\Delta t}{C_0^{i+1} \cdot \Delta z_0} \cdot (FLUX + K_{1/2}^{i+1}) = c_0 \cdot \Psi_1^{i+1} + b_0 \cdot \Psi_0^{i+1} \quad (5)$$

avec

$$\begin{aligned} d_0 &= \Psi_0^i - \frac{\Delta t}{C_0^{i+1} \cdot \Delta z_0} \cdot (FLUX + K_{1/2}^{i+1}) \\ b_0 &= \left[\frac{\Delta t}{C_0^{i+1} \cdot \Delta z_0} \cdot \left(\frac{K_{1/2}^{i+1}}{\Delta z_{1/2}} \right) + 1 \right] \\ c_0 &= \left(-\frac{\Delta t}{C_0^{i+1} \cdot \Delta z_0} \cdot \frac{K_{1/2}^{i+1}}{\Delta z_{1/2}} \right) \end{aligned} \quad (6)$$

2~ potentiel imposé (condition de Dirichlet)

----- *Exemple pour un potentiel imposé en surface (au nœud 0)* -----

$$***** \quad \Psi_0^i = f(t), \text{ "imposé"}. \quad *****$$

L'équation est réduite à celle-ci pour ce qui concerne le nœud $i = 1$:

$$\Psi_1^i - \frac{\Delta t}{C_1^{i+1} \cdot \Delta z_1} \left\{ (K_{1+1/2}^{i+1} - K_{1-1/2}^{i+1}) + \left(K_{1/2}^{i+1} \cdot \frac{\Psi_0^{i+1}}{\Delta z_{1/2}} \right) \right\} = b_1 \cdot \Psi_1^{i+1} + c_1 \cdot \Psi_2^{i+1} \quad (7)$$

Ce qui donne les coefficients aux limites suivantes :

$$\begin{aligned} d_1 &= \Psi_1^i - \frac{\Delta t}{C_1^{i+1} \cdot \Delta z_1} \left\{ (K_{1+1/2}^{i+1} - K_{1-1/2}^{i+1}) + \left(K_{1/2}^{i+1} \cdot \frac{\Psi_0^{i+1}}{\Delta z_{1/2}} \right) \right\} \\ b_1 &= \left[\frac{\Delta t}{C_1^{i+1} \cdot \Delta z_1} \cdot \left(\frac{K_{1+1/2}^{i+1}}{\Delta z_{1+1/2}} + \frac{K_{1-1/2}^{i+1}}{\Delta z_{1-1/2}} \right) + 1 \right] \\ c_1 &= \left(-\frac{\Delta t}{C_1^{i+1} \cdot \Delta z_1} \cdot \frac{K_{1+1/2}^{i+1}}{\Delta z_{1+1/2}} \right) \end{aligned} \quad (8)$$

On peut exprimer l'ensemble des équations pour tous les nœuds i donnant le potentiel au temps t en fonction des potentiels au temps $t+1$ et ainsi obtenir la matrice tridiagonale des coefficients.

$$\begin{aligned}
 b_0 \cdot \Psi_0^{t+1} + c_0 \cdot \Psi_1^{t+1} &= d_0 \\
 a_1 \cdot \Psi_0^{t+1} + b_1 \cdot \Psi_1^{t+1} + c_1 \cdot \Psi_2^{t+1} &= d_1 \\
 \dots &= \dots \\
 a_i \cdot \Psi_{i-1}^{t+1} + b_i \cdot \Psi_i^{t+1} + c_i \cdot \Psi_{i+1}^{t+1} &= d_i \\
 \dots &= \dots \\
 a_N \cdot \Psi_{N-1}^{t+1} + b_N \cdot \Psi_N^{t+1} &= d_N
 \end{aligned} \tag{9}$$

L'algorithme permettant de trouver les solutions aux équations à la condition que l'on connaisse les coefficients a, b, c, d se résume à :

$$\begin{aligned}
 \Psi_N^{t+1} &= \gamma_N; \\
 \text{et} & \quad \text{Pour } i = N-1, N-2, \dots, 1 \\
 \Psi_i^{t+1} &= \gamma_i - \frac{c_i \cdot \Psi_{i+1}^{t+1}}{\beta_i}
 \end{aligned} \tag{10}$$

Et où β et γ sont déterminés à partir d'un raisonnement récursif :

$$\begin{aligned}
 \beta_1 &= b_1 \\
 \gamma_1 &= d_1 / \beta_1; \\
 \text{et} & \quad \text{Pour } i = 2, 3, \dots, N. \\
 \beta_i &= b_i - \frac{a_i \cdot c_{i-1}}{\beta_{i-1}} \\
 \gamma_i &= \frac{d_i - a_i \cdot c_{i-1}}{\beta_i}
 \end{aligned} \tag{11}$$

La démonstration de la validité du système de résolution est explicitée dans Carnahan et al 1969. La résolution permet ainsi de connaître à partir des conditions aux limites et de l'ensemble des potentiels au temps t , le potentiel au temps $t+1$ pour chaque nœud i du système sol.

Le système est résolu pour la forme implicite c'est à dire que les termes $K_{i+1/2}^{t+1}$ et C_i^{t+1} sont issus d'une préalable résolution de l'équation avec les coefficients aux temps t . La résolution de la forme implicite est évaluée de manière itérative et la convergence des solutions est testée sur l'ensemble des potentiels Ψ_i^{t+1} (voir la figure en annexe 3 pour le système de tests permettant la résolution de la forme implicite).

Annexe 2

On présente ici explicitement la résolution du système des $Nr+1$ équations du système radial. La résolution est basée sur le même principe que pour la résolution du système vertical en prenant les termes K^* et C^* qui ont permis de simplifier l'écriture de l'équation de Richards. Au contraire du système vertical, le potentiel gravitaire n'est pas pris en compte.

A partir de la décomposition en différences finies de l'équation de Richards, on retrouve l'équation générale suivante (voir équation 27 du chapitre 2)

$$\Psi_j' = \Psi_{j-1}^{t+1} \left(-\frac{\Delta t}{C_j^{*t+1} \cdot \Delta r_j} \cdot \frac{K_{j-1/2}^{*t+1}}{\Delta r_{j-1/2}} \right) + \Psi_j^{t+1} \left[\frac{\Delta t}{C_j^{*t+1} \cdot \Delta r_j} \left(\frac{K_{j+1/2}^{*t+1}}{\Delta r_{j+1/2}} + \frac{K_{j-1/2}^{*t+1}}{\Delta r_{j-1/2}} \right) \right] + \Psi_{j+1}^{t+1} \left(-\frac{\Delta t}{C_j^{*t+1} \cdot \Delta r_j} \cdot \frac{K_{j+1/2}^{*t+1}}{\Delta r_{j+1/2}} \right) \quad (1)$$

Celle-ci constitue l'équation simplifiée semblable à l'équation 22 du chapitre 2 à l'effet du potentiel gravitaire qui n'est pas pris en compte.

Pour simplifier l'écriture, on utilise les coefficients a , b , c , d , (l'exposant « i » indique que l'on se place au niveau de la cote z_i , les coefficients a , b , c , d dépendent aussi de la couche i considérée mais on ne le précise pas explicitement pour ne pas surcharger les termes) et l'indice j que l'on traite de la couche radial j .

$$d_j = a_j \cdot (\Psi_{j-1}^{t+1})^i + b_j \cdot (\Psi_j^{t+1})^i + c_j \cdot (\Psi_{j+1}^{t+1})^i \quad (2)$$

Précision sur la résolution du système des Nr équations radiales pour une cote z_i donnée

Les équations aux différences finies sont donc simplifiées à partir des termes suivants :

$$\begin{aligned} d_j &= \Psi_j' \\ a_j &= \left(-\frac{\Delta t}{C_j^{*t+1} \cdot \Delta r_j} \cdot \frac{K_{j-1/2}^{*t+1}}{\Delta r_{j-1/2}} \right) \\ b_j &= \left[\frac{\Delta t}{C_j^{*t+1} \cdot \Delta r_j} \cdot \left(\frac{K_{j+1/2}^{*t+1}}{\Delta r_{j+1/2}} + \frac{K_{j-1/2}^{*t+1}}{\Delta r_{j-1/2}} \right) \right] \\ c_j &= \left(-\frac{\Delta t}{C_j^{*t+1} \cdot \Delta r_j} \cdot \frac{K_{j+1/2}^{*t+1}}{\Delta r_{j+1/2}} \right) \end{aligned} \quad (3)$$

Ces expressions sont valables pour $j = 1, \dots, Nr-1$.

Les différentes conditions aux limites qui pilotent la dynamique du potentiel hydrique dans le système radial se résument à un total de 3 situations :

C

1~ Condition de potentiel imposé à la limite interne Ψ_x , potentiel racinaire :

$$\Psi_x^t = f(t), \text{ "imposé" .}$$

On a alors:

$$\Psi_0^t - \frac{\Delta t}{C_0^{st+1} \cdot \Delta r_0} \left\{ \left(K_{contact}^{st+1} \cdot \frac{\Psi_x^{t+1}}{\Delta r_{contact}^r} \right) \right\} = b_0^r \cdot \Psi_0^{t+1} + c_0^r \cdot \Psi_1^{t+1} \quad (4)$$

avec $K_{contact}^{st+1}$ la conductivité entre la surface de la racine et le nœud 0.

Cette équation donne les coefficients aux limites

$$\begin{aligned} d_0^r &= \Psi_0^t - \frac{\Delta t}{C_0^{st+1} \cdot \Delta r_0} \cdot \left\{ \left(K_{contact}^{st+1} \cdot \frac{\Psi_x^{t+1}}{\Delta r_{contact}^r} \right) \right\} \\ b_0^r &= \left[\frac{\Delta t}{C_0^{st+1} \cdot \Delta r_0} \cdot \left(\frac{K_{1/2}^{st+1}}{\Delta r_{1/2}} + \frac{K_{contact}^{st+1}}{\Delta r_{contact}^r} \right) + 1 \right] \\ c_0^r &= \left(-\frac{\Delta t}{C_0^{st+1} \cdot \Delta r_0} \cdot \frac{K_{1/2}^{st+1}}{\Delta r_{1/2}} \right) \end{aligned} \quad (5)$$

2~ Cas du flux nul à la limite :

Pour un flux nul à la limite externe, on a :

$$\Psi_{Nr}^t = \Psi_{Nr-1}^{t+1} \left(-\frac{\Delta t}{C_{Nr}^{st+1} \cdot \Delta r_{Nr}} \cdot \frac{K_{Nr-1/2}^{st+1}}{\Delta r_{Nr-1/2}} \right) + \Psi_{Nr}^{t+1} \left[\frac{\Delta t}{C_{Nr}^{st+1} \cdot \Delta r_{Nr}} \cdot \left(\frac{K_{Nr-1/2}^{st+1}}{\Delta r_{Nr-1/2}} \right) + 1 \right] \quad (6)$$

ce qui donne les coefficients simplifiés pour créer la matrice tridiagonale:

$$\begin{aligned} d_{Nr}^r &= \Psi_{Nr}^t \\ b_{Nr}^r &= \left[\frac{\Delta t}{C_{Nr}^{st+1} \cdot \Delta r_{Nr}} \cdot \left(\frac{K_{Nr-1/2}^{st+1}}{\Delta r_{Nr-1/2}} \right) + 1 \right] \\ a_{Nr}^r &= \left(-\frac{\Delta t}{C_{Nr}^{st+1} \cdot \Delta r_{Nr}} \cdot \frac{K_{Nr-1/2}^{st+1}}{\Delta r_{Nr-1/2}} \right) \end{aligned} \quad (7)$$

3~ Condition de flux imposée a la limite externe (cas des compétitions racinaires et des échanges entre les systèmes racinaires).

on retrouve l'équation générale suivante :

$$\Psi'_{Nr} + \frac{\Delta t}{C_{Nr}^{*t+1} \cdot \Delta r_{Nr}} \cdot (r_{Nr} \cdot FLUX^r) = \Psi'_{Nr-1} \left(-\frac{\Delta t}{C_{Nr}^{*t+1} \cdot \Delta r_{Nr}} \cdot \frac{K_{Nr-1/2}^{*t+1}}{\Delta r_{Nr-1/2}} \right) + \Psi'_{Nr} \left[\frac{\Delta t}{C_{Nr}^{*t+1} \cdot \Delta r_{Nr}} \cdot \left(\frac{K_{Nr-1/2}^{*t+1}}{\Delta r_{Nr-1/2}} \right) + 1 \right]$$

(8)

Ce qui donne les coefficients suivants :

$$\begin{aligned} d_{Nr} &= \Psi'_{Nr} - \frac{\Delta t}{C_{Nr}^{*t+1} \cdot \Delta r_{Nr}} \cdot (r_{Nr} \cdot FLUX^r) \\ b_{Nr} &= \left[\frac{\Delta t}{C_{Nr}^{*t+1} \cdot \Delta r_{Nr}} \cdot \left(\frac{K_{Nr-1/2}^{*t+1}}{\Delta z_{Nr-1/2}} \right) + 1 \right] \\ a_r &= \left(-\frac{\Delta t}{C_{Num}^{*t+1} \cdot \Delta r_{Num}} \cdot \frac{K_{1/2}^{*t+1}}{\Delta z_{1/2}} \right) \end{aligned} \quad (9)$$

L'ensemble des équations donne une matrice tridiagonale semblable à l'annexe 1. La résolution est strictement identique à cette annexe 1.

Annexe 3

Présentation du système de test permettant de vérifier la convergence du système et de résoudre la forme implicite du système d'équation.

Note :

Nous utilisons comme base de référence la résolution du système d'équation sur l'axe vertical mais la procédure est identique pour la résolution sur l'axe radial.

Nous avons utilisé le schéma numérique dans une forme implicite pour décrire le transport de l'eau dans la zone non saturée ($i = 0 \dots N$).

$$\frac{\Psi_i^{t+1} - \Psi_i^t}{\Delta t} = \frac{1}{C_i^{t+1}} \frac{1}{\Delta z_i} \left\{ K_{i+1/2}^{t+1} \frac{\Psi_{i+1}^{t+1} - \Psi_i^{t+1}}{\Delta z_{i+1/2}} - K_{i-1/2}^{t+1} \frac{\Psi_i^{t+1} - \Psi_{i-1}^{t+1}}{\Delta z_{i-1/2}} - (K_{i+1/2}^{t+1} - K_{i-1/2}^{t+1}) \right\}$$

Cette expression conduit au système d'équations 9 de l'annexe 2. Les solutions existent pour les coefficients a, b, c, d connus. Or il se trouve que sous sa forme implicite, ces coefficients sont inconnus car ils dépendent du temps $t+\Delta t$ (noté $t+1$).

Une procédure itérative est donc introduite pour estimer les termes K_i^{t+1} et C_i^{t+1} :

La résolution du système est initiée avec la forme $K_i^{t+1} = K_i^t$ (et $C_i^{t+1} = C_i^{t+1}$) et les résultats de cette résolution numérique du système d'équation permettent d'estimer les termes K_i^{t+1} et C_i^{t+1} (à partir du potentiel Ψ_i^{t+1}) pour l'itération $i_1 = 0$. Ils sont réinjectés dans le même système d'équation précédent pour rendre compte de la forme implicite du schéma choisi. Ces itérations successives permettent d'assurer la convergence de la forme totalement implicite.

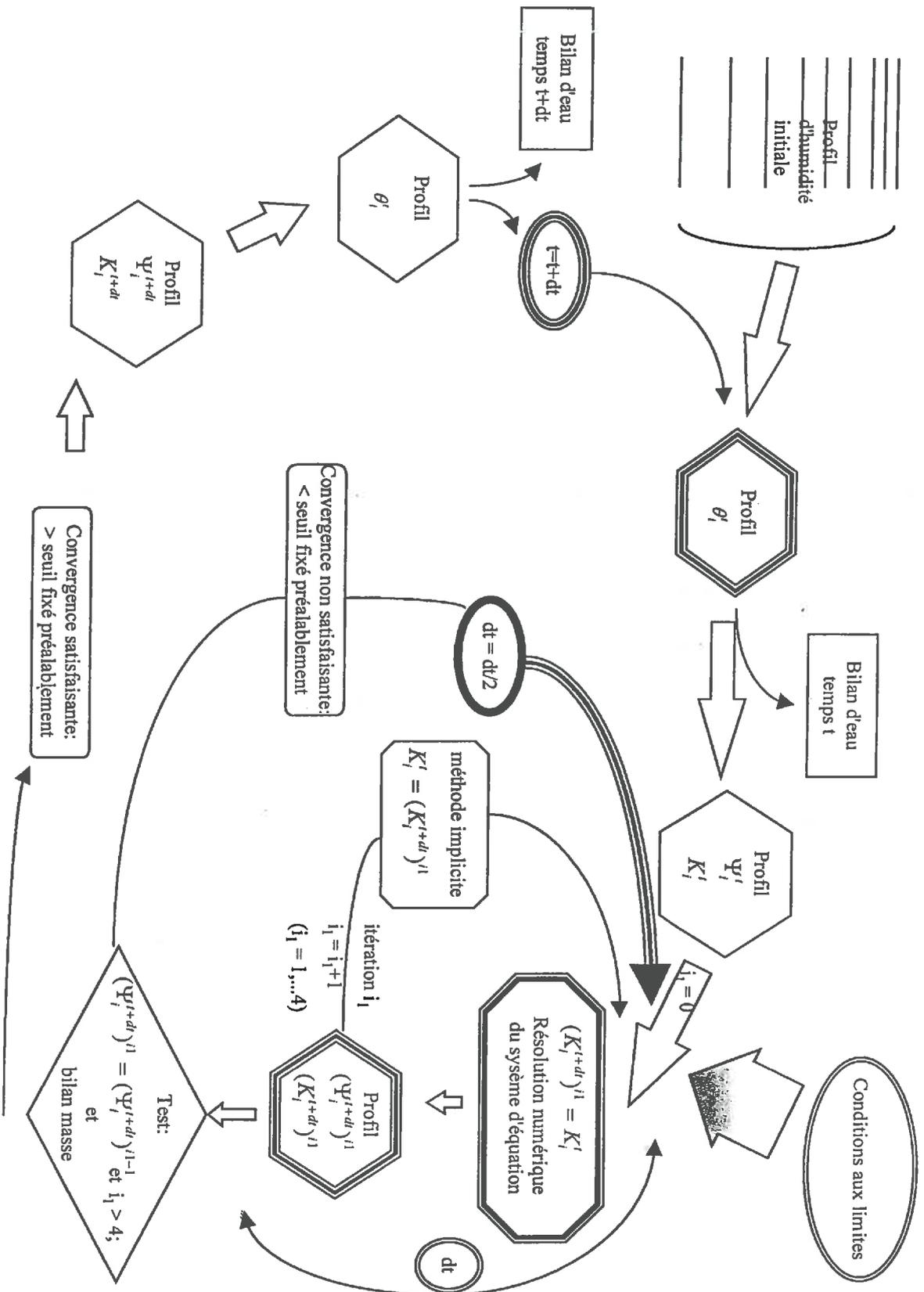
La convergence de la forme implicite est testée en vérifiant la décroissance de l'écart entre $(\Psi_i^{t+1})^{i_1}$ et $(\Psi_i^{t+1})^{i_1-1}$ entre chaque itération pour le même pas de temps. Elle est supposée satisfaisante si le rapport de cet écart sur le potentiel au temps $t+1$ décroît et si ce rapport est inférieur à $1E-4$ qui est une valeur seuil fixé préalablement.

Si le nombre d'itération pour obtenir un écart entre deux itérations successives est supérieur à 4 ou que le bilan de masse associé à l'évolution des potentiels hydriques dans le sol n'est pas satisfaisant, la même procédure est alors recommencée pour un pas de temps divisé par 2. (test sur le bilan de masse entre t et $t+1$: il doit être vérifié à 0,001%, sinon, on considère que la précision de la résolution n'est pas satisfaisante),

Le test vérifie à la fois la précision de la solution (à travers le bilan de masse et sa variation), la convergence de la forme implicite pour un pas de temps donné. La stabilité du schéma numérique est confirmé par l'évolution du rapport de l'écart des potentiels et du bilan de masse lorsque le pas de temps est divisé par 2.

Le pas de temps initial est de 1min. et une valeur seuil de 3s est introduite pour ne pas être contraint par des vitesses de calcul trop importants.

On visualise sur la figure suivante la procédure qui permet de trouver une solution satisfaisante, suffisamment précise pour ne pas être trop lourde en temps de calcul. Cette figure illustre la procédure pour résoudre la forme implicite du schéma numérique pour la conductivité hydraulique K_i^{t+1} , elle est identique pour la capacité capillaire C_i^{t+1} .



Annexe 4

Transfert radial, vérification et précision.

On teste le modèle de transfert d'eau sur l'axe radial en comparant le profil d'équilibre du potentiel hydrique obtenu par la résolution numérique introduite dans le modèle et le profil d'équilibre calculé analytiquement. Ceci nous permet par ailleurs de visualiser l'effet des pas d'espace sur les solutions de la résolution numérique (pour le profil d'équilibre).

La démarche est la suivante :

A partir d'un état hydrique initial quelconque et pour deux conditions aux limites qui sont des conditions de potentiel, nous obtenons une répartition constante dans le temps du potentiel hydrique dans le sol du système concentrique sol-racine. Cet état s'établit en toute rigueur au bout d'un temps infini et correspond au profil à l'équilibre. La résolution numérique donnant l'évolution du profil radial au cours du temps permet d'aboutir à cet état d'équilibre. Celui-ci obtenu par le modèle est comparée à la solution analytique.

Dans notre cas, le potentiel hydrique est constant et égal à -273.4 hPa soit $-0,2734$ m sur l'espace compris entre la surface de la racine (distance R_{Rac} du centre du cylindre creux = $0,1\text{cm} = R_{interne}$) et la distance $HMRD$ qui correspond à la limite externe de l'espace radial ($R_{externe} = 1,5958$ cm). La conductivité hydraulique est prise constante et égale à $1\text{E-}10$ m/s (indépendante du potentiel afin d'avoir une solution analytique simple).

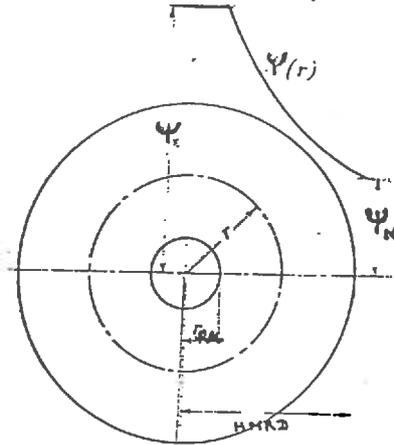
Une solution analytique existe pour la répartition du potentiel hydrique à l'équilibre dans ce système qui correspond au profil de potentiel dans un cylindre creux. Si le potentiel à la surface interne (Ψ_x) est maintenu constant et égal à $-0,5\text{MPa}$ (-50 m) et le potentiel externe (Ψ_N) est également constant et égal à -3MPa (-30m), la répartition du potentiel répond à l'équation :

$$\Psi(r) = \Psi_x - \frac{\Psi_x - \Psi_N}{\ln(HMRD/R_{Rac})} \cdot \ln \frac{r}{R_{Rac}} \quad (1)$$

$$\text{Flux d'eau par unité de longueur (kg/(m.s)) : } q_r = -\rho_{eau} \cdot K \cdot 2\pi \cdot r \cdot \frac{\partial \Psi}{\partial r} \quad (2)$$

L'équation (1) est obtenu par le calcul du flux d'eau par intégration de l'équation (2) et par la résolution de l'équation suivante :

$$\int_{R_{Rac}}^r \frac{q_r}{K \cdot 2\pi} \cdot \frac{dr}{r} = \int_{\Psi_x}^{\Psi(r)} d\Psi \quad (3)$$

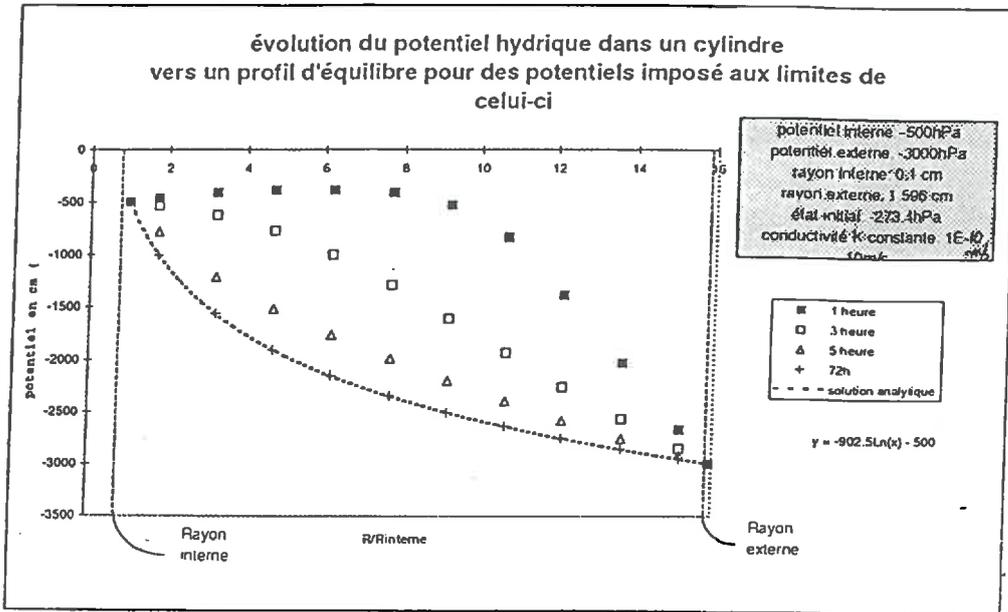


La solution analytique donne donc pour notre exemple $\Psi(r) = -902.5 \ln (r/R_{Rac}) - 500$ (attention, les unités utilisées sont ici les hPa c'est à dire aussi les « cm » au contraire de tout ce qui a été fait jusqu'ici !! ; MPa ou m)

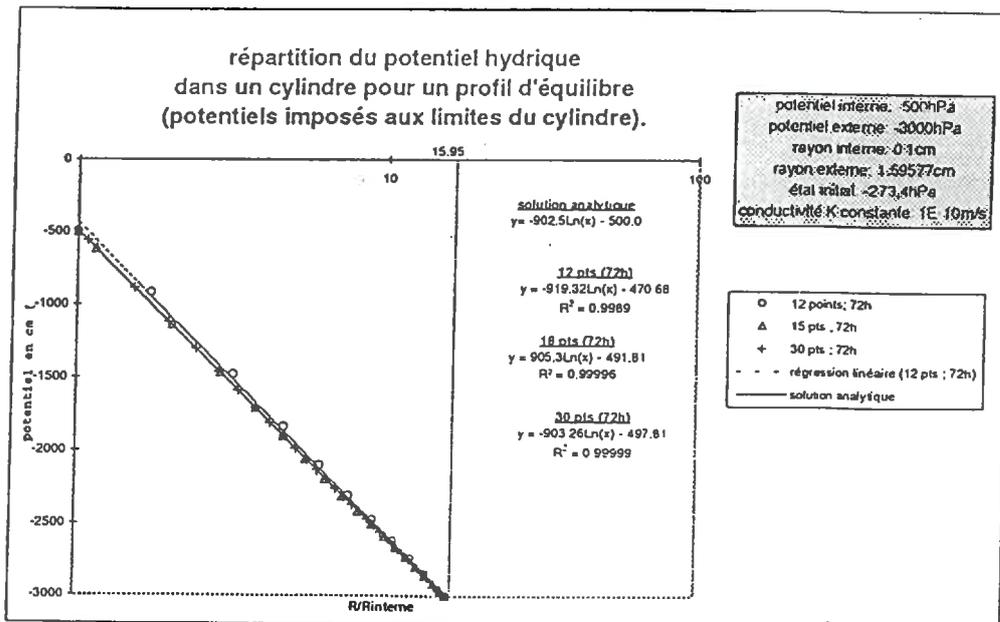
Les sorties du modèle permettent d'illustrer l'évolution du potentiel hydrique dans un espace concentrique vers l'état d'équilibre (figure (a)) et de comparer les différents profils d'équilibre obtenus au bout de 72h pour un nombre de nœuds variable (de 12 nœuds à 30 nœuds sur le maillage radial). (les nœuds sont appelés « points » sur le graphique et les variations de potentiel au bout de 72h sont ne sont plus perceptibles depuis l'heure $h = 48$ ce qui nous fait dire que l'on est à l'équilibre).

La figure (b) illustre les différents profils obtenus par la résolution numérique au bout de 72h. Pour une échelle logarithmique sur l'axe des abscisses, on peut tracer la régression linéaire pour chaque solution obtenue. On constate visuellement que les profils d'équilibre obtenus par la résolution numérique sont confondus au profil donné par la solution analytique (sauf pour un nombre de nœuds de 10). Les coefficients des droites de régression indiquent que les solutions convergent vers la solution analytique lorsque le nombre de nœuds de la maille numérique radiale augmente. A partir de 30 nœuds, l'erreur commise par toute la procédure numérique (qui se traduit sur les coefficients de la régression) est inférieure à 0,3%.

a.



b.



Toute cette démarche permet de conclure que la procédure numérique permet bien d'aboutir à une des solutions analytiques pour un système stationnaire spécifique. Ce test ne permet pas de vérifier explicitement la dynamique du potentiel hydrique dans un espace radial, il permet seulement de vérifier le profil obtenu à l'équilibre dans un espace radial pour des conditions aux limites particulières. L'augmentation du nombre de pas d'espace dans l'espace radial permet de converger vers la solution analytique.

Annexe 5

Effets des pas d'espace sur les sorties du modèle d'absorption racinaire

A partir des caractéristiques d'un sol limono-argileux (voir chapitre 2, paragraphe II. 3.- 1/.), pour une profondeur donnée de 50cm que les racines explorent avec une densité racinaire de 1250 m/m³, on a vérifié que les sorties du modèle d'absorption racinaire était assez peu sensible au pas d'espace (au nombre de nœuds) qui sont introduits pour simuler la formation des gradients de potentiel autour des racines. Les demandes de transpiration au cours de la journée correspondent à des courbes sinusoïdales dont le maximum est atteint à 12h. La demande transpiration la nuit est nulle.

On rappelle que le maille radial qui permet de rendre compte de la dynamique du potentiel hydrique autour des racines est construite à partir de nœuds équidistants qui indiquent la distance du point considéré au centre du cylindre qui symbolise l'intérieur de la racine. La distance entre ces nœuds (ou points) est donc fonction du nombre de points qui définissent cette maille.

Plusieurs situations sont explicitées :

A travers l'annexe 4, on a pu voir que les solutions numériques obtenues convergeaient vers la solution analytique lorsque les pas d'espace diminuaient. Il en est de même pour le traitement dynamique du potentiel racinaire et le flux de transpiration.

Pour un sol relativement humide (-1600hPa \Leftrightarrow -16m) et une demande de transpiration assez faible (maximum de 200 W/m²), on présente sur la figure (a) l'évolution du potentiel racinaire pendant la phase d'absorption (il est à noter qu'aucune limitation n'est intervenue et que la demande de transpiration est strictement satisfaite).

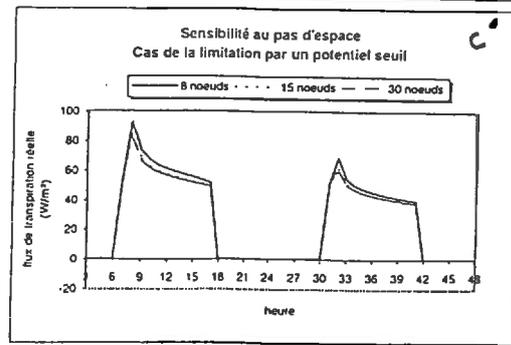
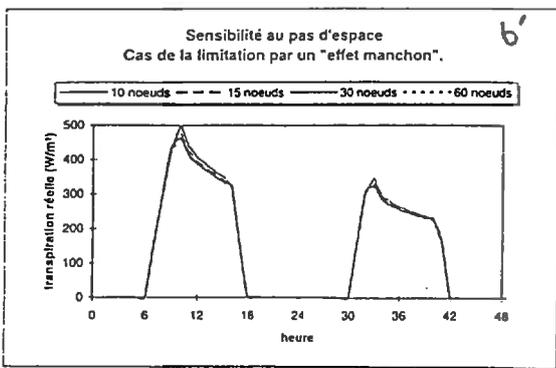
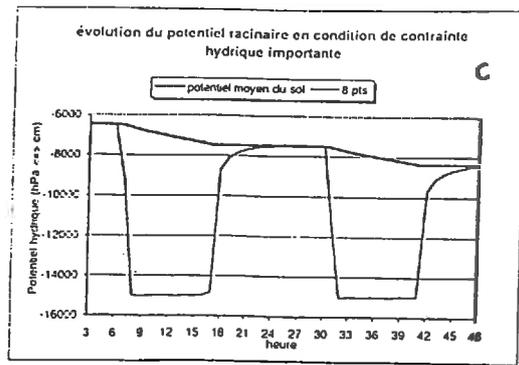
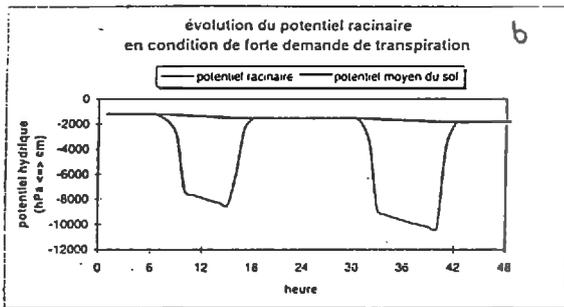
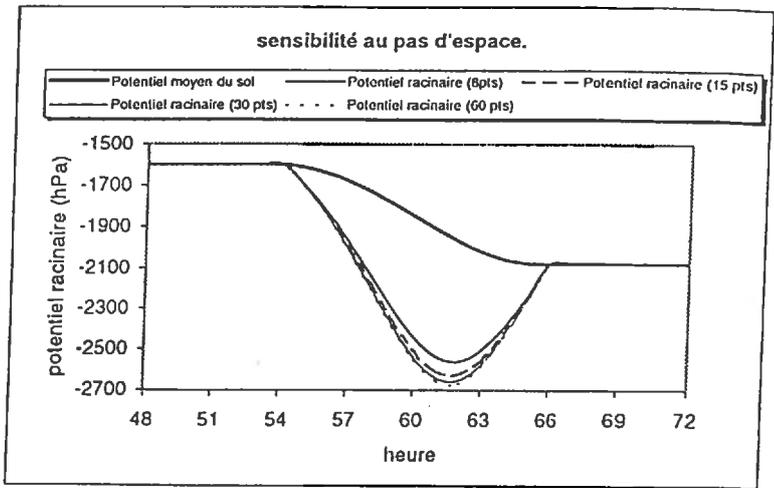
On vérifie visuellement (figure (a)) que l'évolution du potentiel racinaire converge vers une solution unique en augmentant le nombre de nœuds de la maille verticale. L'évolution est presque confondue pour 30 et 60 nœuds. Avec 8 nœuds, l'écart est relativement important puisque le potentiel racinaire est surestimé de 5%. Nous ne choisisons pas un nombre de pas d'espace inférieur à 8 nœuds parce que la précision donnée n'est pas satisfaisante.

En condition de forte demande de transpiration et pour le même état hydrique que pour la figure (a) (maximum de 600 W/m²), un « effet manchon » apparaît et engendre un frein à la transpiration (absorption \neq demande de transpiration). La figure b illustre l'évolution du potentiel racinaire dans cette situation. On constate que le potentiel racinaire diminue fortement puis l'effet manchon intervient et ne permet plus une forte diminution du potentiel racinaire (en comparaison de celle des premières heures de la journée). Les conséquences de ceci se répercutent sur la transpiration de la plante et la demande de transpiration n'est plus satisfaite (figure (b')). La figure (b') montre l'impact de cet « effet manchon » sur la transpiration et elle permet également de constater visuellement la sensibilité de cette approche aux pas d'espace du système radial qui pilote l'absorption. La transpiration réelle est peu surestimé aux pas d'espace définissant la maille radiale puisque le flux de transpiration est peu surestimé pour 15 nœuds (écart inférieur à 1% au flux obtenu pour 60 nœuds). Comme pour la figure (a), les courbes se confondent si l'on utilise 30 ou 60 nœuds.

On retrouve les mêmes analyses si l'on se place en condition de faible humidité du sol bien que l'on impose une faible demande de transpiration (maximum de 200 W/m²). Le potentiel racinaire nécessite de descendre plus bas que le potentiel seuil pour satisfaire la demande transpiration. La figure (c) illustre ce mécanisme : Le potentiel racinaire décroît rapidement puis se stabilise à une valeur seuil. L'absorption en est donc pénalisée et la transpiration n'est donc plus satisfaite. On visualise sur la figure (c') la transpiration réelle qui est une réponse à cette limitation. On constate comme précédemment que les sorties du modèle convergent en augmentant le nombre de pas d'espace et que ces courbes se confondent presque pour 15 et 30 nœuds.

Ces différents résultats relativement similaires dans leur analyse montrent qu'il est utile d'introduire plus de 8 à 10 nœuds dans l'espace radial autour des racines. A partir de 15 nœuds, les solutions sont satisfaisantes puisque les écarts sont inférieurs à 1% et bien devant la précision des mesures auxquels ils peuvent être associés. Par soucis de rapidité dans l'exécution des simulations, nous avons pris 12 nœuds ce qui présente l'inconvénient de ne pas être pleinement satisfaisant pour la précision des résultats (et pour la divergence qu'une augmentation systématique de quelques % engendre lorsque qu'il y a « limitation »). Cette divergence reste toutefois faible puisque la limitation n'intervient que partiellement sur les périodes étudiées. Elle ne dépasse pas l'imprécision sur les mesures qui est supérieure à 10% pour les flux de transpiration (voir paragraphe V.4.2/.).

a.



Annexes 6 et 7

On reporte sur les annexes 6 et 7 l'ensemble des données d'humidité mesurées par le système TDR. L'annexe 6 correspond aux mesures réalisées sur le site de Grignon en été 97 et l'annexe 7 correspond au site de Banizoumbou (Niger) pendant l'été 96.

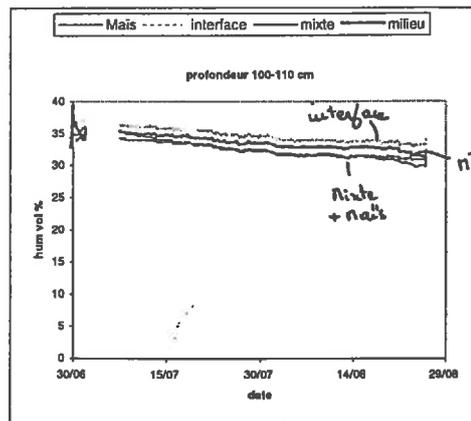
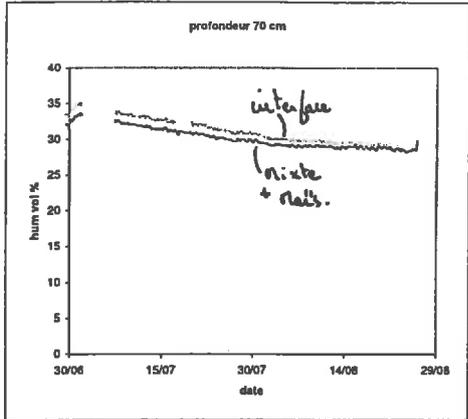
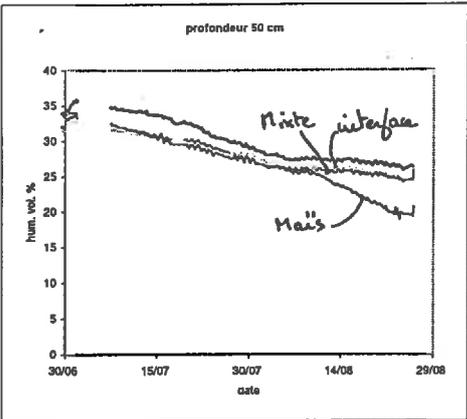
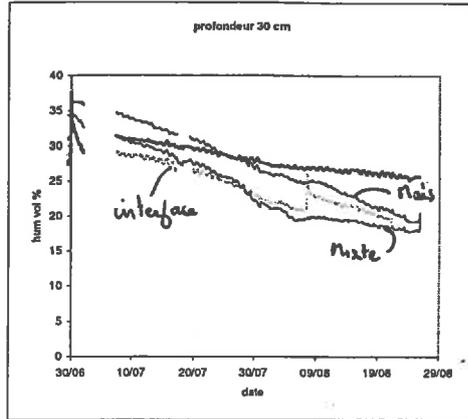
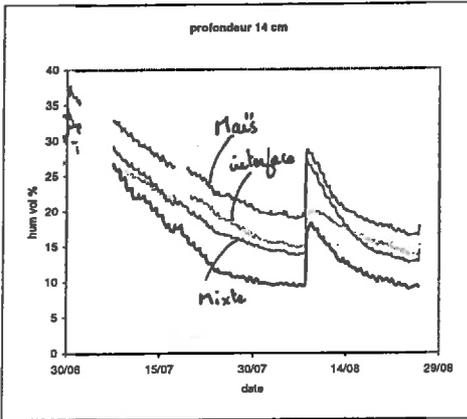
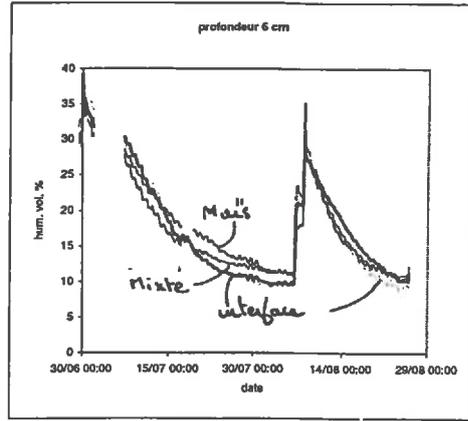
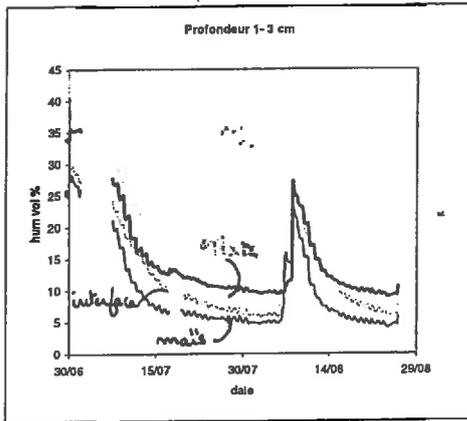
Chacun des graphiques représentés donne l'humidité volumique mesurée à une profondeur donnée pour différentes distances au centre de la strate haute. Il est ainsi indiqué en haut de chaque graphique la profondeur à laquelle la mesure a été faite.

Pour l'annexe 6 (site de Grignon), le trait noir correspond à la zone sous le maïs, le trait pointillé grisé correspond à la zone appelée « interface », le trait fin noir correspond à la zone « mixte » et le trait épais noir à la zone « milieu ».

Pour l'annexe 7 (site de Banizoumbou), le trait épais noir correspond à la zone sous l'arbuste, le trait grisé à la zone « interface » et le trait fin noir à la zone « milieu ».

Les commentaires concernant ces figures ont été donnés dans le chapitre 4.

Annexe 6



Annexe 7

