De nombreuses expérimentations, portant sur les points essentiels de notre travail, ont été menées sur une parcelle expérimentale de l'Unité « Environnement et Grandes Cultures » de l'INRA de Thiverval-Grignon (ex « Bioclimatologie »), de dimensions 100 m x 100m, entre avril 1998 et décembre 2000. L'ensemble du volet expérimental est schématisé sur la figure n°13. L'implantation des expérimentations sur la parcelle est elle-même indiquée sur un plan en annexe (n°5). Le cycle cultural annuel a été le même chaque année sur la période étudiée (calendrier précis et caractéristiques générales dans l'annexe n°6), avec une succession de culture de maïs (semis printanier, moisson à l'automne) et de labour d'hiver, permettant d'aborder une importante dynamique temporelle.



Nous décrivons dans le présent chapitre les expérimentations en plusieurs volets successifs, en détaillant et analysant à chaque fois protocoles et résultats. Les pluies tout d'abord, terme d'entrée des modèles, ont été mesurées avec plusieurs appareils. Le couvert végétal a été caractérisé par son LAI, utilisé pour calculer l'évapotranspiration de la culture, ainsi que par sa capacité de captation de l'eau de pluie, paramètre essentiel au modèle de captation. La rugosité de la surface du sol, indispensable notamment à l'estimation du flaquage, a été suivie par deux méthodes complémentaires. Le ruissellement hortonien, nécessaire au test du modèle d'infiltration / ruissellement, a été directement mesuré au champ sur de petites placettes. Enfin, le suivi de l'humidité du sol, indispensable pour tester les résultats du modèle de bilan hydrique, a été assuré par deux techniques complémentaires (TDR et gravimétrie - la mesure du profil de densité du sol accompagnant le protocole de gravimétrie).

Nous ne détaillons pas les variables météorologiques journalières (autres que la pluie) nécessaires au fonctionnement de BILHYNA, peu nombreuses et toutes mesurées par la station automatique de mesures météorologiques du site, attenant directement à la parcelle : vitesse moyenne du vent, rayonnement global, température moyenne et humidité de l'air.

# I - Mesure de la pluie

Nous présentons ici le protocole utilisé pour la mesure de la pluie. La pluie est une donnée dont la mesure est connue pour être largement entachée de différentes erreurs et incertitudes, dont nous regardons également les conséquences pour notre travail.

### a) Appareillage classique de mesure de la pluie

Le pluviomètre à auget basculeur constitue l'appareillage de référence de la plupart des stations de mesure, dont la notre, ainsi que dans l'essentiel des études et applications de l'agrométéorologie. Nous avons par conséquent utilisé ce matériel, sachant qu'il existe actuellement d'autres équipements plus précis. La capacité d'auget est généralement de 0.5mm et parfois de 0.2-0.1mm. Un schéma standard d'implantation de l'appareillage est toujours respecté. Notre équipement est composé de deux pluviomètres, le premier (implanté en 1993) appartenant à la station de mesures météorologiques et enregistrant les cumuls horaires de hauteur de pluie et les maximums d'intensité de pluie journalière (en mm/h), avec une capacité d'auget initialement de 0.5mm puis de 0.2mm à partir du 06/8/99, l'autre relié à une centrale d'acquisition automatique (Campbell CR10) enregistrant l'instant précis de chaque basculement d'auget (capacité d'auget de 0.5mm, implanté en octobre 1998). Des pluviomètres supplémentaires, placés à quelques dizaines de mètres, permettent de corriger de ponctuels dysfonctionnements des appareils précédents.

#### b) Erreurs systématiques

Nous savons que la quantité de précipitation est généralement systématiquement sousestimée, de l'ordre de plusieurs %, notamment à cause de l'action de turbulences au niveau de l'entonnoir collecteur des pluies. Nous n'avons pas cherché à apporter de correction à ce sujet, ne disposant pas d'éléments probants. Nous avons en outre pu nous apercevoir de l'existence d'un biais des mesures inhérente aux caractéristiques de l'appareillage utilisé. Ainsi, le pluviomètre de la station de mesures automatique de Thiverval-Grignon marquait de début 1998 à avril 1999 un biais systématique d'environ 10% (en sous-estimation), par rapport aux autres appareils. Nous avons corrigé cette erreur en employant un simple coefficient (valeur 1.11657).

#### c) <u>Limite de précision de la mesure de la pluie</u>

La capacité de l'auget basculeur détermine la précision de la mesure, mais n'est pas le seul paramètre en ligne de compte. L'évaporation a également un poids sur la valeur de l'intensité minimale de pluie mesurable car l'eau présente dans l'auget basculeur s'évapore, et ce poids sera évidemment fonction de la saison. Pour une capacité donnée d'auget basculeur, il doit donc exister

une valeur minimale d'intensité de pluie détectable en fonction de la demande évaporatoire. En fonction de cela, il doit également exister une valeur seuil d'intervalle de temps entre deux basculements successifs d'auget à partir de laquelle on ne pourra plus dire si ceux-ci appartiennent à une seule et même pluie. L'intensité minimale de la pluie (« Pmin », mm/h) peut être donnée par une expression de la forme suivante :

$$\int_{0}^{t} (P_{\min} - E) dt = C_{\max} - C_{i}$$

$$Cmax = capacité de l'auget (mm)$$

$$Ci = quantité d'eau initialement présente dans l'auget (mm)$$

$$E = évaporation (mm/h)$$

$$t = temps (h)$$

Nous supposons que Ci = 0 (l'auget étant vide après chaque basculement), Cmax = 0.5mm et étudions la durée de 1h, fréquence classique de la mesure. Les résultats sont très dépendants de la valeur de l'évaporation, aussi nous considérons des ordres de grandeur moyens. Pour une évaporation potentielle de 4mm/jour, selon une répartition gaussienne au cours de la journée et sur 14 heures de durée, nous pouvons calculer une évaporation moyenne horaire de près de 0.3mm (figure n°14). Une pluie de 0.3mm/h sera donc en moyenne entièrement évaporée durant la journée, et dans cet exemple la limite de détection (mesure d'un basculement d'auget) est de 0.8mm/h. Les chiffres seront différents durant la nuit en été, ainsi qu'en hiver. Compte tenu de ces premiers éléments, nous considérons par hypothèse qu'une pluie de 0.5mm/h n'est pas détectée sur une heure de mesure, et constitue la limite de la mesure. Ceci implique également qu'au-delà de 1h d'espacement entre deux basculements d'auget, nous aurons affaire à deux pluies indépendantes. Une définition plus précise de la limite de précision de la mesure de la pluie nécessitera des études plus précises. L'utilisation de capacités d'auget plus faibles que 0.5mm (notamment 0.1mm) apporterait en outre des éléments beaucoup plus fiables.



**Figure n°14:** répartition de 4 mm d'évaporation journalière sur 14 heures de durée selon un modèle gaussien (courbe basse), et valeur minimale de l'intensité de pluie pour remplir un auget initialement vide au bout de 1 heure (courbe haute) Les valeurs moyennes sont présentées en pointillés

#### d) Variabilité locale des pluies

Comme nous avons pu le constater sur le site de Thiverval-Grignon, les quantités de précipitations varient parfois très fortement entre des parcelles voisines, particulièrement dans le cas des averses. Notamment le 07/6/97, sur deux parcelles éloignées de moins de 1 kilomètre, la hauteur d'une averse de moins de 1 heure de durée a été mesurée à 28mm dans un cas et 22mm dans l'autre cas. Cela est tout à fait classique, dans la mesure où la variabilité spatiale des averses est connue, de même que leur caractère parfois extrêmement localisé. Ces données indiquent que l'utilisation de mesures ponctuelles de la pluie pour calculer le bilan hydrique à l'échelle d'une parcelle agricole peut conduire à des erreurs importantes. Toutefois, l'appareillage de mesure des pluies étant implanté en bordure immédiate de notre parcelle expérimentale, nous considérons *a priori* que cette erreur est nulle. Mais dans le cadre d'un travail à une échelle plus large (par exemple, un bassin versant), il se posera un problème crucial de spatialisation que nous n'avions pas les moyens d'étudier. Il faudrait en toute rigueur pouvoir estimer la variabilité locale (échelle de la parcelle) des averses à partir d'un réseau serré de mesures, et/ou s'appuyer sur des modèles théoriques éprouvés, dont nous trouvons notamment une illustration intéressante dans le modèle WEPP (NICKS, 1995 ; NICKS *et al.*, 1995).

#### e) <u>Conclusions</u>

Un ensemble d'appareils de mesure nous ont permis d'obtenir des mesures fiables et précises de la pluie sur la période étudiée. Nous voyons la difficulté de la mesure. Sans pouvoir chiffrer exactement les erreurs, nous savons qu'elles sont nombreuses et inévitables. Dans notre étude, le problème essentiel est sans doute beaucoup plus l'erreur systématique de la mesure que la variabilité spatiale de la pluie. Il conviendra néanmoins de garder ces éléments à l'esprit pour critiquer mesures et résultats.

# II) Mesure des caractéristiques du couvert végétal

Nous présentons ici les résultats des mesures portant sur les surfaces végétales aériennes vertes ou « photosynthétiquement actives » : indice de surface foliaire (LAI) et capacité de captation. Le couvert sénescent n'a pas été directement caractérisé par la mesure.

#### 1) Suivi de l'indice de surface foliaire (LAI)

A un jour donné, le LAI est tellement variable d'une année sur l'autre (notamment en fonction des dates de semis) que sa mesure systématique est indispensable. Pour chacune des années 1998, 1999 et 2000, nous avons sur notre parcelle au moment de la levée des plantules sélectionné aléatoirement et bagué 10 pieds de maïs, afin d'en faire un suivi régulier dans le temps. A un instant et sur un pied donnés, nous avons mesuré les longueur (« L ») et plus grande largeur (« l ») de chaque feuille. Les calculs de surface d'une feuille («  $S_{feuille}$  ») et de surface foliaire d'un pied («  $S_{pied}$  ») sont ensuite faits à partir de la formule de RUGET *et al.* (1996) développée dans notre Unité de recherche :

$$\begin{split} S_{feuille} &= L.l.0,75 \\ S_{pied} &= \sum \alpha.S_{feuille} \\ \text{Pour une feuille ligulée : } \alpha &= 1 \\ \text{Non ligulée : } \alpha &= \frac{NFV + 1 - NF}{NFV + 1 - NFL} \end{split} \\ Les feuilles sont numérotées en ordre croissant du bas au sommet de la tige. Nous avons : NFV = numéro de la dernière feuille visible NFL = numéro de la dernière feuille ligulée \\ NFL = numéro de la dernière feuille ligulée \\ \end{split}$$

Nous estimons enfin l'indice de surface foliaire (en m<sup>2</sup> de feuilles par m<sup>2</sup> de sol) :  $LAI = \overline{S_{nied}} \cdot Np$ , Np étant le nombre de pieds moyen par m<sup>2</sup>

La densité de semis étant de 92 000 graines par hectare, avec un taux moyen de levée de 95%, nous prenons la valeur de Np = 8.74 pieds par m<sup>2</sup>. La variété de maïs toujours utilisée est « Nobilis ». La figure n°15 présente nos résultats (pour une question de lisibilité, nous indiquons les écarts types de la mesure seulement pour 2000). Nous maintenons le LAI à la dernière valeur mesurée jusqu'à la date de moisson, négligeant ainsi l'effet de la sénescence sur la valeur de la surface foliaire.



Figure n°15: résultats des mesures de LAI du maïs sur notre parcelle de Grignon

#### 2) Mesure de la quantité d'eau nécessaire pour saturer le couvert végétal (captation)

La capacité de rétention du couvert est le terme du processus de captation que nous ne connaissons pas et que nous devons donc estimer par la mesure. Nous en présentons ici les résultats. Nous avons vu que la captation du couvert végétal était dépendante des caractéristiques de l'ensemble des surfaces aériennes, et en premier lieu des caractéristiques des surfaces. Nous avons donc appréhendé la captation de l'ensemble des surfaces (pieds entiers) et son détail selon les différentes structures.

#### a) Mesure de la capacité de saturation de pieds entiers

Tout d'abord, pour des raisons pratiques, nous avons limité l'expérience à des pieds individuels de maïs à différents stades de croissance, en déduisant l'indice foliaire (LAI) à partir de la surface foliaire par multiplication avec le nombre de pieds par m<sup>2</sup>. Nous n'avons en outre pas mesuré les valeurs de captation intermédiaires entre des pieds non mouillés (C = 0) et des pieds saturés (C = Cmax).

Nous entendons par « saturation » du couvert végétal, le mouillage après un bref égouttage sous l'effet de la gravité. En effet, pendant ou après une pluie importante, une part de l'eau présente sur le couvert végétal est rapidement évacuée vers le sol par gouttage depuis les feuilles et stemflow. Or, le modèle ne porte que sur la part « persistante » de l'eau mouillant le couvert végétal. En toute rigueur, la définition précise du point de « saturation » du couvert végétal est difficile à définir, notamment puisque l'eau s'écoulant rapidement sur les surfaces végétales par gravité s'évapore en partie dans l'atmosphère, mais nous le négligeons.

Le protocole employé est simple. Chaque pied est pesé avant et après mouillage sous une pluie artificielle (durant plusieurs minutes, pluie d'abord grossière puis de plus en plus fine pour atteindre un mouillage optimal), en laissant un temps d'égouttage après la fin de la pluie artificielle (de l'ordre de 15-30 secondes, selon les dimensions du pied de maïs). Plusieurs répétitions (de 4 à 5) sont faites pour la plupart des pieds après séchage des surfaces à l'aide de papier buvard, en conservant la valeur du poids sec mesurée avant la première humectation. La surface foliaire est ensuite mesurée au planimètre (précision > 0.5%, voir annexe n°7), et le LAI est déduit à partir de la densité du couvert (que nous prenons à la valeur de 9 pieds / m²). Au total, l'expérimentation a porté sur 18 pieds avec répétitions (78 mesures), et 9 pieds sans répétitions, soit un total de 87 mesures sur 27 pieds. Un seul point, jugé faux, a été oté. La capacité de saturation du couvert de maïs, Cmax (mm), est déduite de l'expression :

$$C_{\max} = \frac{1}{n} \sum_{pied \ 1}^{pied \ n} \left[ dens. (P_{hum} - P_{sec}) \right] \begin{array}{l} P_{hum} \ et \ P_{sec} = poids \ du \ pied \ respectivement \ mouillé \ et \ sec \ (Kg) \\ n = nombre \ de \ pieds \ mesurés \\ dens = densité \ du \ couvert \ (pieds \ / m^2) \end{array}$$

Les points expérimentaux (figure n°16) marquent une relative dispersion. La répétitivité des mesures est assez bonne mais détermine toutefois un écart-type de l'ordre de 0.3-0.5 mm (moyenne 0.259mm, maximum 0.526mm) pour les valeurs élevées de LAI. Il semble que la relation entre le LAI et la capacité de rétention des pieds de maïs ne soit pas linéaire mais décrive plutôt une courbe polynomiale. Ceci indique que le paramètre de hauteur effective d'eau foliaire (« Emax ») n'est en fait pas une constante, mais néanmoins par une approximation raisonnable nous obtenons (cf. droite de régression linéaire sur la figure n°16) : Cmax = 0,1659.LAI (r<sup>2</sup> = 0.938), d'où la valeur du paramètre Emax = 0.166mm.

Sur la courbe, nous voyons aussi en particulier que la quantité d'eau captée semble tendre vers une asymptote pour les valeurs élevées de LAI, ce qui nous semble logique dans la mesure où l'augmentation de la surface foliaire conduit à augmenter le nombre de surfaces non mouillées durant la pluie. L'expérience est limitée toutefois par le fait qu'elle n'a porté que sur des pieds isolés, ne prenant ainsi pas en compte les effets de recouvrement des feuilles entre pieds voisins, et il se pourrait donc que les valeurs de Cmax estimées soient légèrement surestimées.

Nous estimons une capacité maximale de captation de 0.68mm sur couvert très développé (LAI =  $4m^2/m^2$ ), ce qui correspond bien aux données de la bibliographie, notamment RUTTER (1975) donnant la valeur de 0.4-0.7mm pour un couvert de maïs.



Figure n°16 : mesure de la capacité de saturation en fonction du LAI sur le maïs (variété Nobilis)

Finalement, la forme de la courbe reliant le LAI et la capacité de rétention des pieds de maïs nous semble assez difficile à fixer. L'approche linéaire semble valide en première approche, mais nous retenons pour le maïs la courbe de régression polynomiale de degré trois (équation présentée sur la figure n°16).

#### b) Détail de la capacité de saturation en fonction des structures végétales - conséquences

Nous allons montrer que l'eau captée mouille de manière tout à fait hétérogène le couvert, et en tirer quelques conséquences.

Tout d'abord, il existe un rapport assez clair entre la valeur du LAI et la valeur totale des surfaces aériennes du maïs (feuilles, tige, fleurs et fruits), de l'ordre de 1.25 (figure n°17).



Figure n°17 : relation entre le LAI et la surface totale des parties aériennes d'un pied de maïs

Le stock d'eau capté est lui-même distribué de manière très différente selon les structures aériennes, comme le montrent nos expérimentations de saturation sous pluie artificielle de feuilles isolées (figure n°18 : quantité d'eau retenue par une seule feuille en fonction de sa surface) et de fruits isolés (figure n°19 : quantité d'eau retenue par un seul fruit en fonction de sa surface) : de l'ordre de 0.08 litres / m<sup>2</sup> de feuille (faces supérieures, supposées seules participant à la captation) et de 0.03 litres par fruit mature. Sur maïs mature, en supposant 9 fruits/m<sup>2</sup>, nous estimons une participation potentielle de 0.27mm des fruits, ce qui est considérable par rapport à la quantité captée par un pied entièrement saturé (voir figure n°16).

#### *Expérimentations*

La figure n°20 permet d'estimer si les feuilles seules participent à la captation. Nous y représentons la loi de la capacité de saturation en fonction du LAI calée à partir des mesures (figure n°16), ainsi que deux courbes hypothétiques qui supposent que seules les feuilles participent à la captation, avec les deux faces ou seulement la face supérieure, et selon la capacité de saturation calculée d'après la figure n°18. Nous voyons clairement que les feuilles seules n'expliquent qu'une petite partie du stock d'eau captée sur un couvert saturé, et il est donc tout à fait nécessaire de mesurer la captation sur des pieds entiers. Nous pouvons néanmoins suggérer un coefficient empirique qui permette de retrouver la valeur de la capacité de captation du couvert végétal entier à partir de la simple valeur mesurée sur des feuilles isolées. Dans le cas présent du maïs, nous estimons :  $C_{max}$  (*couvert*) = 3,3. $C_{max}$  (*feuilles isolées*). Cette possibilité, très intéressante car très facile de mise en œuvre, devra être généralisée par des études sur d'autres espèces végétales.



Finalement, malgré que les feuilles représentent l'essentiel des structures aériennes, l'eau captée n'est présente qu'en partie sur celles-ci, et est donc nécessairement stockée de manière importante au niveau de structures particulières : cornets, tige, fruits, épillets mâles, gaines. Ces considérations doivent avoir un impact sur la modélisation de l'évaporation de l'eau captée, que nous ne pouvons pas traiter dans le présent travail. Il est évident en outre que l'eau captée ne forme pas un film équivalent d'épaisseur homogène sur les surfaces aériennes, et ceci est en outre en accord avec certaines observations qui rapportent que sur maïs l'eau captée ne mouillerait que 10 à 50% des surfaces végétales (20% en moyenne) (NORMAN et CAMPBELL, 1983). Par simplification, nous considérerons que toutes les surfaces sont mouillées lors de la captation.

Nous ajouterons un autre terme important : les surfaces végétales mortes (sénescentes) peuvent avoir une capacité de saturation considérablement plus élevée que le surfaces vertes

(COUTURIER et RIPLEY, 1973), toutefois sans indication des différences pour un couvert entier. Nous avons négligé les différences de capacité de captation selon l'état de sénescence du couvert.

# c) Bilan selon les espèces végétales

Le présent travail ayant des visées larges, l'étude de la captation sur d'autres espèces végétales devrait en être une suite immédiate. Pouvons-nous par exemple considérer une relation universelle entre la capacité de captation et la surface foliaire ?

Nous avons mesuré la capacité de saturation d'un couvert de blé (culture de l'année 2000-2001 sur notre parcelle expérimentale : figure n°21), avec un protocole identique à celui sur maïs, mais sur un peuplement reconstitué pour des surfaces au sol 600 à 1300 cm<sup>2</sup>, ainsi que quelques groupes de 3 à 9 pieds, sans remarquer de différences particulières selon ces différents cas.



*Figure* **n°21** : capacité de saturation du couvert de blé en fonction du LAI

Nous observons une dispersion des points un peu plus élevée que pour le maïs, mais il est intéressant de constater que la courbe possède une pente extrêmement proche de celle estimée pour le maïs.

Le tableau n°3 offre un bilan (non exhaustif) des grandeurs de la bibliographie pour le paramètre de saturation du couvert par unité de surface foliaire (« Emax »), selon différentes espèces de grande culture et forestières :

Couvert	Emax (mm)	
Soja	0.15	ARMSTRONG et MITCHELL, 1988 (*)
Blé	0.147	nos mesures (+)
Maïs	0.08	ARMSTRONG et MITCHELL, 1988 (*)
	0.10-0.15	NORMAN et CAMPBELL, 1983 (+)
	0.166	nos mesures (+)
Eucalyptus	0.04 - 0.10	WRONSKI, 1985 (*)
Sycamore	0.19	
« Locust »	0.10	
Hêtre	0.20	ARMSTRONG et MITCHELL, 1988 (*)
Epicéa	0.38	
Pin	0.20	J

(\*) mesure selon la méthode de MERRIAM, 1973 : pluie sous forme d'aérosol, sur des feuilles isolées

(+) mesures sur pieds entiers, sous pluie artificielle

#### **Tableau n°3 :** valeurs de la capacité de saturation par unité de surface foliaire, pour différents couverts végétaux

Nos mesures, indiquées en gras dans ce tableau, semblent assez cohérentes avec les données de la bibliographie. Comme nous l'avons montré, les mesures sur feuilles isolées sont insuffisantes pour traduire la capacité de saturation du couvert entier, et nous suggérons de leur appliquer un coefficient multiplicateur ; les chiffres proposés par ARMSTRONG et MITCHELL (1988) sont par conséquent irréalistes. Les données pour les espèces arborées sont insuffisantes également ; nous trouvons néanmoins quelques chiffres de capacité de saturation sur certains peuplements : 1.9mm et

3.9mm respectivement pour le hêtre et le pin Douglas (CHASSAGNEUX et CHOISNEL, 1986). Enfin, les valeurs de « Emax » varient beaucoup selon les espèces.

Il semble qu'en l'état actuel les données soient insuffisantes pour traiter l'essentiel des différents types de couvert végétal envisageables. Il semble ainsi indispensable de mener des mesures précises des valeurs de capacité de saturation sur des individus ou peuplements entiers, ce qui donne un intérêt particulier à notre étude sur maïs.

### d) <u>Conclusions</u>

La mesure de la capacité de saturation du couvert végétal nécessite des mesures précises, sur des individus entiers et pas seulement les feuilles, et donne des valeurs spécifiques à chaque type de végétation. Nos mesures semblent très satisfaisantes et permettent d'établir pour le couvert de maïs une relation polynomiale entre la valeur du LAI et la capacité de saturation. Notre travail est toutefois relativement simplifié, ne prenant pas en compte l'hétérogénéité du mouillage, ni les caractéristiques de la fraction sénescente du couvert.

# III) Mesure de la rugosité de la surface du sol

La rugosité de la surface du sol est importante à plusieurs titres pour calculer le bilan hydrique. Elle détermine les capacités de flaquage, contrôle la vitesse de formation de la croûte de battance, et modifie la valeur de la résistance aérodynamique déterminant l'évaporation de la surface du sol. Nous verrons que nous pouvons relier assez simplement ces processus dynamiques à un seul paramètre commun définissant la rugosité, le terme de « random roughness » (RR). La rugosité participe également à déterminer le tracé de chemins d'écoulement préférentiel de l'eau ruisselée (voir notamment SOUCHERE *et al.*, 1998), mais nous n'avons pas traité cette problématique qui dépassait nos moyens expérimentaux tant que ceux donnés dans la bibliographie.

La rugosité sur une parcelle agricole est déterminée principalement par le travail du sol, la végétation, le type de sol et la quantité et l'énergie de la pluie depuis le dernier travail du sol, et dans une moindre mesure également la quantité de ruissellement, l'effet du gel, et le vent (HANSEN *et al.*, 1999). Nous ajoutons à cette liste la fissuration due aux effets de gonflement - retrait du sol. Dans la présente étude, nous avons étudié deux situations : le lit de semence, et le labour d'hiver.

#### a) <u>Rugosité orientée et rugosité aléatoire : conséquences sur les mesures et leur traitement</u>

Nous pouvons distinguer deux sortes de rugosité, seule l'une d'elles étant généralement traitée pour le calcul du flaquage et la formation de la croûte de battance : la rugosité aléatoire due à la disposition des agrégats, et la rugosité orientée due aux opérations agricoles (traces de roues et sillons essentiellement). Nous considérons que le flaquage est indépendant des structures orientées (KAMPHORST, 2000), sauf dans le cas où la pente est globalement perpendiculaire à la direction de travail du sol. Nous négligeons ce cas particulier, même si des études ont montré sa grande importance potentielle pour le flaquage et le ruissellement (voir notamment SOUCHERE *et al.*, 1998).

#### b) Choix d'un indice quantifiant la rugosité de la surface du sol

Il existe dans la bibliographie tout un ensemble de critères mathématiques permettant de quantifier la rugosité, dont notamment KAMPHORST (2000) dresse un tableau qui se veut exhaustif. Nous noterons également l'existence de critères de rugosité plus spécialisés, notamment un paramètre de dimensions de mottes (« Dlim ») de BOIFFIN (1984) utilisé pour estimer l'évolution de la croûte de battance.

Nous avons alors identifié le seul terme de rugosité qui avait été employé pour modéliser tous les processus que nous avons voulu prendre en compte : « random roughness » ou « RR ». Une étude très pointue (KAMPHORST, 2000) a montré que parmi tous les indices de rugosité utilisés pour calculer la capacité de flaquage de la surface de sol cultivés, RR était à la fois le meilleur et le plus facile à calculer. Il s'agit donc à l'heure actuelle du paramètre le plus robuste.

Le calcul de ce terme est toutefois entaché de confusions importantes, comme le soulignent HANSEN *et al.* (1999) et KAMPHORST (2000). Il est le plus généralement exprimé par le simple écart-type des hauteurs de la surface du sol le long d'un transect, après correction éventuelle (mais non systématique selon les auteurs) de l'effet de la pente (HANSEN *et al.*, 1999).

Nous retenons l'expression de RR (en cm) au sens de KAMPHORST (2000) :

$$RR = \left(\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} (Z_i - \overline{Z})^2\right)^{1/2}$$

$$Zi = hauteur de la surface du sol sur le transect au point i (cm)$$

$$\overline{Z} = moyenne arithmétique des hauteurs (cm)$$

$$n = nombre de points de mesure sur le transect$$

Nous entreprendrons la correction de la pente sur certaines mesures, celle-ci n'étant pas négligeable sur nos sites de mesure du ruissellement.

## c) <u>Techniques de mesure</u>

Parmi les multiples techniques existantes pour mesurer la rugosité de la surface du sol, le rugosimètre à aiguilles offrait un compromis intéressant en terme de coût et de maniabilité, et permettant de surcroît des mesures malgré la présence d'un couvert végétal. La précision de ce type d'appareil est néanmoins limitée, mais la variabilité spatiale de la rugosité sur le terrain est telle que la recherche d'une précision importante était dans notre cas superflue. Nous avons utilisé le rugosimètre à aiguilles dont le Laboratoire disposait (130 aiguilles de 2mm de diamètre et espacées de 1.27cm - voir figures n°22 et 23). Chaque profil de rugosité a été calculé à partir d'une photographie du rugosimètre en place sur le terrain, à l'aide d'un programme de traitement automatique (AUTRET, 2000, non publié) repérant le sommet de chaque tige, et sa position relative par rapport au corps du rugosimètre. Nous noterons aussi l'emploi d'un appareillage simplifié sur le labour d'hiver, avec un espacement de 5cm entre aiguilles, valeur que nous justifions par une variation des hauteurs beaucoup plus importante que sur le lit de semence.

Le dispositif est aussi complété par un système de « palpeurs », constitué de 40 tiges de métal (diamètre de 2mm) enfoncées dans le sol (profondeur moyenne de 50cm) à distance régulière (10 cm) le long d'un transect linéaire, permettant des mesures plus fréquentes. La valeur mesurée est la distance entre le sommet de la tige et le sommet d'une petite bague (diamètre extérieur 5mm) coulissant le long de la tige et reposant sur la surface du sol. La hauteur relative de chaque tige a été fixée par rapport à une barre de métal rigide disposée de manière horizontale le long du transect.



Figure n°22 : rugosimètre à aiguilles en place sur le sol en semis de maïs (Grignon, 21/5/99)



**Figure n°23 :** rugosimètre à aiguilles en place sur le sol en labour d'hiver (Grignon, 21/12/2000)

### d) Précision des mesures

Nous montrons ici une évaluation de la précision des mesures, incluant des corrections.

Pour nous affranchir du poids de la rugosité orientée, les transects de mesure n'ont été orientés ni parallèlement ni perpendiculairement au sens de travail du sol, et les points de mesure situés au niveau des passages de roues ont été éliminés. Dans le cas du labour d'hiver, nous avons

#### Chapitre II

considéré que l'impact de la rugosité orientée était négligeable, celle-ci étant beaucoup moins visible face à la rugosité aléatoire et les passages de roues étant pour ainsi dire invisibles.

Compte tenu de la forte variabilité de la rugosité et de la relativement faible dépendance des modèles à sa valeur, nous n'avons pas calculé la répétitivité et la reproductibilité des mesures.

La précision horizontale est toujours parfaitement déterminée. La précision verticale a été estimée à 1mm pour le rugosimètre et 0.1mm pour la méthode des palpeurs, mais nous retiendrons que le diamètre des aiguilles étant assez élevé, cette précision est assez peu significative lorsque le sol est très rugueux.



*Figure n*•24 : relation entre la distance inter-aiguilles et la valeur de « random roughness » (« RR ») *Figure n*•25 : relation entre la valeur de « random roughness » (« RR ») et la longueur du transect

L'espacement entre les aiguilles semble être en moyenne un paramètre assez peu important (voir figure n°24). Mais nous notons une sensible augmentation de la variabilité des valeurs de « random roughness » lorsque diminue le nombre de points de mesure, tout particulièrement pour le labour d'hiver. Nous voyons (figure n°25) que la dimension du transect est très importante dans le cas du labour d'hiver et sans grande importance pour le lit de semence. Ceci indique que le labour d'hiver possède une structure spatiale importante. Dans notre cas, les profils mesurent tous plus de 1.20m de longueur, ce qui semble suffisant.

La figure n°26 montre enfin l'importance considérable de la correction de la pente pour le calcul du terme de « random roughness », selon une relation relativement nette. Le pourcentage de correction est calculé ici par rapport à la valeur de « random roughness » non corrigée. Ces corrections ont porté à une exception près seulement sur les placettes de mesure du ruissellement dont les pentes étaient non négligeables. La méthode de correction a simplement consisté à rendre nulle la pente de la droite de régression des points de chaque transect de rugosité.



Figure n°26 : effet de la pente sur la valeur de « random roughness » (« RR »)

#### e) Suivi de l'évolution de la rugosité

Afin de diminuer le nombre de mesures nécessaires au rugosimètre à aiguilles, nous avons essentiellement disposé de profils fixes, délimités chacun par deux bornes constituées de piquets de métal (diamètre 6 cm) enfoncées à près de un mètre de profondeur dans le sol et équipées d'un

système capable de disposer le rugosimètre très précisément à la même position à chaque nouvelle mesure, dans une position strictement horizontale. Nous avons jugé qu'un minimum de 6 transects par type de surface du sol constituait un nombre suffisant, permettant de bien prendre en compte la variabilité de la rugosité sur la parcelle et d'en restituer une valeur moyenne caractéristique. L'expérimentation sur lit de semence s'est décomposée de la sorte : 3 transects fixes de directions aléatoires sur lit de semence, et pour chaque placette de ruissellement 2 transects fixes dans la direction approximative de chaque diagonale (soit un total de 6 profils). Sur labour d'hiver, outre quelques profils réalisés de manière aléatoire en début de battance, nous avons disposé 3 séries de 2 transects fixes, l'une dans la direction du travail du sol, l'autre perpendiculairement, et la dernière en oblique (soit un total de 6 profils). La fréquence temporelle des mesures a été assez faible compte tenu de la lourdeur de la méthode de mesure.

Un profil de « palpeurs » pour chacun des deux types de travail du sol a été disposé perpendiculairement à la direction de travail du sol.

## f) <u>Conclusions</u>

La rugosité a été suivie par deux techniques simples mais néanmoins précises sur lit de semence et labour d'hiver, avec un nombre relativement important de mesures. Les résultats seront utilisés dans le chapitre IV pour déterminer les paramètres de modèles simples d'évolution de la rugosité et de la capacité de flaquage de la surface du sol.

# IV) Mesure du ruissellement

La modélisation de l'infiltration / ruissellement étant particulièrement difficile et sensible aux valeurs des paramètres pédologiques et pluviométriques, nous avons pratiqué des mesures afin de pouvoir tester notre modèle. Nous présentons ici le protocole et les résultats expérimentaux.

## a) Expérimentation de mesure du ruissellement

Nous avons tout d'abord supposé que le ruissellement était tout à fait négligeable sur labour d'hiver, compte tenu de la faiblesse de la pente et du caractère peu battant du sol de notre parcelle (LE BISSONAIS, communication personnelle). Nous avons étudié uniquement la saison de culture du maïs de 1999, en délimitant 3 placettes de 1m<sup>2</sup> chacune, distantes de plus de 10 mètres, et avec trois pentes différentes : 1% (sol non remanié), 3% et 6% (pente créée de manière artificielle dans ces trois derniers cas, mais en recréant assez fidèlement la rugosité de la surface du sol et en semant le maïs manuellement). La lourdeur et l'originalité du dispositif expérimental (voir photos suivantes, figures n°27 et 28) justifient des explications détaillées.



Figure n°27 : Placette de mesure du ruissellement de 1m² (mai 1999). En premier plan, protection plastique retirée laissant voir la grille de collecte du ruissellement (ici, maillage fin, ensuite porté à 2cm)



Figure n°28 : Placette de mesure du ruissellement de 1m² (juillet 1999). Protection en place sur le système de collecte du ruissellement, en premier plan

Chaque placette est délimitée par trois plaques verticales d'acier galvanisé enfoncées à une dizaine de centimètres dans le sol et vissées sur un système de piquets enfoncés profondément dans le sol. Une quatrième plaque ferme le système, équipée d'une grille métallique (maille de 2cm) et d'un collecteur pour récolter l'eau de ruissellement. Sa position verticale est ajustable à tout moment pour suivre le tassement (et gonflement / retrait) du sol. La surface délimitée par le système est alors précisément de 1m<sup>2</sup>. Afin de ne pas avoir de fuites de l'eau ruisselée, nous avons assuré le contact entre le sol et les parois du système à l'aide de mastic (BRESSON, communication personnelle), avec de très bons résultats. L'application de mastic a été nécessaire très régulièrement, particulièrement profond pour disposer le système de mesure de la quantité de ruissellement : un pluviomètre à auget basculeur. L'ensemble du système de réception et de mesure du ruissellement est parfaitement protégé de la pluie par des bâches en plastique. Chacun des trois appareils de mesure du ruissellement est relié à une centrale d'acquisition automatique (CAMPBELL CR10 multiplexée), programmée pour noter l'instant précis de chaque basculement d'auget.

La quantité d'eau correspondant à un basculement d'auget de chaque appareil (voir le tableau n°4) a été contrôlée à intervalles réguliers sans que l'on note de déviation significative. Nous indiquons la pente moyenne estimée pour la relation entre la quantité d'eau versée (tests avec 250ml, 500ml et 1000ml) et le nombre de basculements d'augets, ainsi que l'écart type de la quantité de ruissellement par basculement d'auget (10 mesures). L'incertitude des mesures est de l'ordre de 3-4%, ce qui est très raisonnable et nous permet de la négliger. Un litre de ruissellement correspond à 1mm.

	pente 6%	pente 3%	pente 1%	moyenne
Pente (ml / basculement)	25,000	23,419	24,813	24,411
Ecart type (ml / basculement)	1,112	0,660	1,042	0,938
( <i>en %</i> )	4,45	2,82	4,20	3,84

Tableau nº4 : erreur d'estimation du ruissellement pour chacun des 3 appareils

Une surveillance du système a été assurée chaque jour (contrôle d'étanchéité, vérification du fonctionnement des systèmes à augets basculeurs, etc.), et les appareils de mesure entièrement nettoyés après chaque épisode de ruissellement.

#### b) <u>Résultats des mesures</u>

La figure n°29 présente les courbes de cumuls de ruissellement durant l'été 1999 (caractéristiques des événements données dans le tableau n°5).



**Figure n°29 :** ruissellement cumulé en 1999 sur les trois placettes expérimentales de 1m<sup>2</sup> entre les dates de semis et de moisson du maïs

Ces résultats sont tout d'abord très intéressants en ce qu'ils contredisent l'hypothèse communément admise de ruissellement nul sur le site de Grignon, même à l'échelle de petites placettes ; nos chiffres représentent en effet un processus largement non négligeable. Des inondations par ruissellement de l'eau de pluie ont déjà eu lieu sur le site de Grignon (notamment en 1997), ce qui est un élément supplémentaire de la réalité du ruissellement sur le site. L'effet d'échelle spatiale tend néanmoins *a priori* à déterminer un ruissellement moindre à l'échelle parcellaire qu'à l'échelle de 1m<sup>2</sup>. Le faible écart des résultats entre les trois placettes est un peu surprenant compte tenu de la variabilité des caractéristiques hydrodynamiques du terrain et des écarts habituellement observés (COQUET, communication personnelle). Les valeurs des pentes ne sont pas traduites mais cela pourrait s'expliquer par la faiblesse des pentes en regard de la rugosité (BRESSON, communication personnelle) : notre modèle montre en effet un rôle assez secondaire de la pente sur lit de semence (cf. chapitre IV). Nous pensons que ces résultats sont néanmoins très satisfaisants par le nombre et la relative homogénéité des événements de ruissellement, et nous supposons que les écarts observés sont surtout dus à la variabilité des caractéristiques du sol, et peut-être aussi aux effets de macropores (fissurations lors du dessèchement du sol) particulièrement présents au moment des plus gros événements de ruissellement. Par simplification, pour le test du modèle d'infiltration / ruissellement (chapitre V), nous utiliserons donc les valeurs moyennes de ruissellement mesurées pour chaque événement, dont l'écart type traduira la variabilité de la mesure.

Caractéristiques des	pente	Pente	pente	moyenne	
événements de ruissellement	6%	3%	1%		Tableau n•5 :
Nombre total	24	27	26		caractéristiques des événements
Minimum (mm)	0,03	0,02	0,02	0,02	de ruissellement mesurés
Maximum (mm)	8,83	8,62	11,02	9,49	
Moyen (mm)	0,99	1,11	1,02	1,04	
Ecart type (mm)	2,14	2,04	2,22	2,13	

# c) <u>Conclusions</u>

Nous avons acquis une série complète de mesures de ruissellement sur la saison de culture du maïs 1999 à l'échelle de petites placettes de 1m<sup>2</sup>, composée de plusieurs événements importants de ruissellement, qui nous permettra de tester rigoureusement notre modèle d'infiltration / ruissellement (chapitre V). Nous retiendrons néanmoins la problématique du changement d'échelle entre les placettes de 1 m<sup>2</sup>, et la parcelle entière de 1 hectare.

# V) Mesure de l'humidité du sol



Figure n°30 : schéma simplifié de l'utilisation des deux techniques de mesure de l'humidité du sol

Tester notre modèle de bilan hydrique nécessitait impérativement de mesurer la valeur de l'humidité volumique du sol et son évolution. Compte tenu de l'importance de ce volet expérimental, nous avons choisi d'utiliser deux techniques différentes et complémentaires, la gravimétrie et la méthode TDR, dont nous détaillons ici les principes, les protocoles de mise en œuvre et les résultats. Nous allons donner en particulier un parallèle intéressant entre les deux techniques de mesure.

Comme nous allons le voir, les mesures TDR sont indispensables car elles permettent une acquisition précise et automatique de l'humidité du sol. Celles-ci ont montré néanmoins des biais importants, que nous rattrapons en bonne partie par correction face à des résultats ponctuels de gravimétrie. La figure n°30 résume l'essentiel de ce volet expérimental. Le terme majeur de notre étude comme nous le verrons est la phase de calibration des mesures TDR face à la gravimétrie.

#### 1) Notions préalables de précision dans la mesure de l'humidité du sol

La précision spatiale et temporelle à rechercher dans la mesure de l'humidité du sol dépend directement des processus du bilan hydrique que l'on souhaite appréhender et des pas de temps de modélisation. Les résultats sont également directement dépendants de la précision des techniques employées.

### - Définition de la précision spatiale de la mesure

L'échelle spatiale est à définir selon deux axes : la verticale et l'horizontale. Verticalement, la mesure de l'humidité du sol devait être la plus précise possible en surface du sol, afin d'appréhender le flux d'infiltration et l'évaporation de l'eau à la surface du sol. En effet, les mesures d'humidité du sol réalisées par PERSONNE (1998) sur le site de Grignon ont montré que l'infiltration de l'eau d'une pluie concernait essentiellement le sol de surface, sur une épaisseur de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres (disons 20-30 cm), valeurs utilisées dans de nombreuses études (voir notamment ZHANG *et al.*, 1995a, 1995b). Le gradient d'humidité en fonction de la profondeur, fort en surface, diminue ensuite largement avec la profondeur.

Les deux techniques de mesure de l'humidité du sol dont nous disposons sont strictement locales (quelques dizaines de cm<sup>2</sup> au plus). En outre, le dispositif TDR est resté en place pour des questions de commodité et de précision de la mesure. Ainsi, selon la direction horizontale, la variabilité et l'évolution de la valeur du l'humidité du sol ne pouvait être appréhendée que par le biais des mesures par gravimétrie.

Toutes ces notions ont pleinement été intégrées dans les protocoles expérimentaux, tel que nous l'expliquerons.

### - <u>Définition de la précision temporelle de la mesure</u>

La fréquence, l'importance quantitative et la durée des différents processus du bilan hydrique sont très hétérogènes. Les processus d'évapotranspiration sont suffisamment lents pour se satisfaire d'une fréquence de mesure de plusieurs heures (voir notamment PERSONNE, 1998). L'étude de l'infiltration (et peut-être aussi de la captation à un moindre degré) réclamait par contre une définition temporelle fine, de quelques dizaines de minutes tout au plus. Pour des raisons techniques toutefois, nous avons dû limiter la fréquence d'acquisition des mesures à 3 heures. Nous avons finalement simplifié notre étude de l'humidité du sol selon un pas de temps essentiellement journalier, en cohérence avec le fonctionnement du modèle BILHYNA. Les données pourront ultérieurement être étudiées de manière temporellement plus fine.

#### - Définition de la précision absolue de la mesure (se reporter à PERSONNE, 1998)

Le constructeur de l'appareillage TDR avance une précision de  $\pm 2\%$  d'humidité, ce qui est considérablement élevé. Toutefois, la répétitivité des mesures est excellente, et ainsi nous estimons qu'à partir d'une calibration des mesures TDR pour le site appareillé, les mesures sont rendues tout à fait précises. Nous verrons néanmoins que divers facteurs dont la température de l'air apportent un bruit notable sur les résultats.

Concernant les mesures par gravimétrie, nous estimons que la dépendance à la valeur de la densité du sol est telle qu'une estimation d'erreur est tout à fait inutile. Les valeurs moyennes à partir de plusieurs profils de gravimétrie doivent néanmoins permettre d'abaisser considérablement les incertitudes.

### 2) Présentation du sol de la parcelle expérimentale de Grignon

Définir les caractéristiques pédologiques du sol étudié était nécessaire avant tout pour les mesures d'humidité du sol par gravimétrie, et pour quelques relations de pédotransfert. Nous verrons en particulier que la situation particulière de la parcelle vis-à-vis du profil pédologique pose d'importants problèmes d'hétérogénéité du sol.

La figure n°31 montre l'hétérogénéité du profil pédologique au niveau de la parcelle étudiée (BRESSON et MICHELIN, communications personnelles).



L'horizon AP est en principe appauvri en argiles, par lessivage vers les horizons E et surtout BT, enrichis en argiles. Le taux d'argiles de l'horizon AP est par contre plus important en aval de la pente, notamment dans les zones où les horizons argileux (E et BT) ou bien le loess affleurent - ce dernier produisant de l'argile en se dégradant. Les principales variations du profil pédologique que nous remarquons dans la bibliographie doivent pouvoir s'expliquer en grande partie par les différences de situation des prélèvements vis-à-vis du schéma précédent.

Une étude menée en bordure de notre parcelle (profil de la « fosse », située sur la coupe pédologique ci-dessus) a permis de distinguer trois couches de sol nettement différenciées : 0-22cm, 22-80cm et plus de 80cm, cette dernière correspondant à un « loess » (tableau n°6). L'étude révèle en outre une différence des caractéristiques du sol à 35cm de profondeur. Nous définissons de la sorte un profil de sol présentant trois couches bien individualisées et relativement homogène, avec toutefois une couche très argileuse en milieu de profil. Ces résultats sont tout à fait cohérents avec les mesures existantes par ailleurs (MICHELIN, communication personnelle), même si les profondeurs exactes de prélèvement ne sont pas indiquées dans cette étude.

Profondeur (indicative)	Argiles (%)	Limons (%)	Sables (%)
0 - 22 cm (tranche travaillée)	15	80	5
22 - 80  cm	25	70	5
> 80 cm (loess)	12	85	3

**Tableau n°6** : composition granulométrique de la parcelle de Grignon (« profil de la fosse »)

Le taux d'argiles de la couche de loess semble toutefois légèrement trop faible : les mesures du site de Folleville lui attribuent un taux de 16.3% (HALLAIRE, 1975, repris par MICHELIN), celles des « essais boues » lui donnent un taux de 22.3-23.5% (MICHELIN, communication personnelle), et TARDIEU (1990) un taux de 17%. Egalement, le taux d'argiles en surface (horizon travaillé « AP ») est sans doute plus élevé en d'autres emplacements de la parcelle (MICHELIN, communication personnelle), tel que le montrent d'autres études voisines : 18% selon TARDIEU (1990), 28.3-31.6% selon GENERMONT (2001, communication personnelle), 22% selon PERSONNE (1998 – cf. annexe n°2) ou encore 17-22% pour les « essais boues ». Nous conservons pour la couche de surface les résultats de GENERMONT qui sont les plus précis et pour des parcelles directement attenantes à la notre (tableau n°7).

Nous avons parfaitement pu confirmer par nos propres mesures que la profondeur du loess sous la surface du sol était variable sur notre parcelle, se situant *grosso modo* entre 95cm et 50cm de profondeur (moyenne  $80.1m \pm 13.2m$  à partir de 122 points – cf. annexe n°8).

	Argiles (< 2 μm)	Limons fins	Limons grossiers	Sables fins (50-200	Sables grossiers (0.200-2 mm)	Matière organique
		(2-20 µm)	(20-50 µm)	μm)		
Teneur (%)	30.42	22.3	34.3	8.92	4.06	2.97
(5 échantillons)	$\pm 1.40$	$\pm 0.70$	± 3.25	$\pm 2.27$	$\pm 1.00$	$\pm 0.44$

Nous nous sommes basés sur les éléments précédents pour subdiviser le sol en une succession de couches horizontales de caractéristiques supposées homogènes.

*Tableau n*<sup>•</sup>7 : *composition granulométrique de la tranche travaillée (profondeur 0-30cm)* 

# 3) Présentation des techniques de mesure : TDR et gravimétrie

Nous présentons dans ce paragraphe les caractéristiques des mesures TDR et de gravimétrie, ainsi que les protocoles de mesure que nous avons employés.

### a) Principe et protocole des mesures par gravimétrie

L'estimation de l'humidité du sol par la méthode de gravimétrie est extrêmement simple de mise en œuvre, mais néanmoins lourde, coûteuse en temps et perturbant le terrain. Il s'agit de prélever avec une tarière, à différentes profondeurs sur un axe vertical, des échantillons de sol que l'on place immédiatement dans une boîte hermétique. Chaque échantillon est pesé avec la boîte à l'état frais et après un séchage de 48 heures à l'étude (température de 105°C). L'humidité volumique («  $\theta$ vol ») de chaque prélèvement est déduite d'une simple relation entre l'humidité pondérale (« Hpond ») et la densité du sol :

$H_{pond} = \frac{\left(P_{hum} - P_{boîte}\right) - \left(P_{sec} - P_{boîte}\right)}{\left(P_{sec} - P_{boîte}\right)}$	$P_{hum} = poids \ de \ l'échantillon \ humide \ avec \ boîte \ (Kg)$ $P_{sec} = poids \ de \ l'échantillon \ sec \ avec \ boîte \ (Kg)$ $P_{boite} = poids \ de \ la \ boîte \ (Kg)$
$\theta_{vol} = H_{pond} .dens/1000$	$\theta_{vol} = humidité volumique (m3/ m3)dens = densité du sol (Kg / m3)$

Le calcul du stock d'eau du sol est effectué en attribuant l'humidité de chaque point à une épaisseur donnée de sol (détails dans l'annexe n°9). La méthode de gravimétrie peut être considérée comme une méthode de référence par sa grande fiabilité, dépendant néanmoins directement des résultats des mesures de densité.

Nous avons employé un protocole très simple avec la gravimétrie, en réalisant de trois à cinq profils de mesures à l'aide d'une tarière manuelle (diamètre de carottage 7.5cm), avec une fréquence de une à trois semaines environ selon la saison, soit un total de 41 séries de mesures entre le 24/4/98 et le 31/10/00. Les boites de prélèvement ont une capacité d'environ 0.13 litres. Nous avons exploré à chaque séance des emplacements éloignés les uns des autres sur la parcelle (en ménageant généralement une zone de 20-25m de largeur sur le pourtour de la parcelle et de quelques mètres autour du dispositif TDR), ainsi que les diverses situations dans le cas du semis de maïs (généralement un profil pour chacune des positions suivantes : demi-distance et quart-distance entre deux rangs, rang, passage de roues). Des profondeurs régulières ont été échantillonnées pour chaque profil (tous les 10cm des profondeurs de 10 à 110cm inclus), avec deux prélèvements à la main en surface pour les profondeurs 0-2cm et 5cm. De surcroît en été, des prélèvements supplémentaires ont été effectués aux profondeurs 15 et 25cm. La précision verticale est parfaitement assurée par une graduation de la canne de la tarière. Afin de calculer un profil d'humidité représentatif de la « parcelle moyenne », une pondération a été attribuée de sorte que les situations de trace de roue aient une représentation proportionnelle à leur surface représentative (que nous avons mesurée à 20%), et que les situations de rang et d'inter-rangs se partagent de manière égale la part restante.

### b) Principes de la technique TDR

La technique TDR (« Time Domain Reflectometry ») est extrêmement utilisée pour l'étude de l'humidité du sol, car elle en permet un suivi régulier et assez précis à partir de guides d'onde installés dans le sol (voir notamment PERSONNE, 1998). Nous avons utilisé un système TRASE avec un multiplexeur de 30 voies, et des guides d'onde enterrables à une rangée de 3 branches de 3mm de diamètre inter-distantes de 2.5cm (appareillage utilisée également par PERSONNE, 1998; voir aussi *Soil Moisture Equipment Corp.*, 1993). L'appareillage permet des mesures de 0 à 100 % d'humidité volumique avec une précision de  $\pm 2$  %, dans une gamme de fonctionnement de 0 à 45°C. La technique est basée sur l'estimation d'une propriété physique du sol très fortement liée à l'humidité volumique du sol, la constante diélectrique apparente (Ka). Un boîtier électronique relié à un multiplexeur mesure la vitesse de transmission d'une impulsion électrique à travers le guide d'onde, cette vitesse étant liée à la constante diélectrique des matériaux en contact avec le guide d'onde selon la relation :

$(t.c)^2$	<i>t</i> : temps de transit du début à l'extrémité du guide d'onde (nanosecondes)
$Ka = \left(\frac{1}{L}\right)$	c : vitesse de la lumière (cm / nanosecondes)
	L : longueur du guide d'onde (cm)

La constante diélectrique est essentiellement dépendante de la teneur en eau du sol (voir notamment *Soil Moisture Equipment Corp.*, 1993 ; TOPP *et al.*, 1980 - cité par YU *et al.*, 1999) :

Composant du sol	Ka	Source bibliographique
Eau	80	Soil Moisture Equipment Corp., 1993
Particules minérales	2-4	Soil Moisture Equipment Corp., 1993
	4-7	LUNDIEN, 1971 (cité par YU et al., 1999)
Air	1	Soil Moisture Equipment Corp., 1993

Tableau n°8 : valeur de la constante diélectrique des principaux composants du sol

L'humidité volumique du sol est déduite par l'appareillage de mesure à partir d'une loi empirique avec la constante diélectrique (*Soil Moisture Equipment Corp., 1993*). Cette relation a été estimée en laboratoire par le constructeur (la figure n°32 présente les points de mesure, reliés deux à deux par une simple droite), avec très peu de différences observées pour différents types de sol ; mais cette étude demeure sommaire et sans beaucoup d'explications. Néanmoins, sur échantillons de sol remaniés, des études ont montré l'exactitude de cette relation pour le sol de Grignon (COQUET, communication personnelle ; voir aussi PERSONNE, 1998). Aucune calibration de cette courbe n'était *a priori* nécessaire, aussi l'avons-nous employée directement.



**Figure n°32**: relation entre la constante diélectrique et l'humidité volumique du sol utilisée par le système TRASE

#### c) Synthèse bibliographique des erreurs de mesure par TDR

Le constructeur de notre appareillage délivrait bien peu d'éléments critiques concernant la méthode TDR. Nous avons donc complété notre étude en consultant la bibliographie existante sur le sujet.

Il s'avère qu'un certain nombre de facteurs ont un impact sur les valeurs d'humidité volumique mesurées par TDR, essentiellement : la température du sol (TOPP et al., 1980), la valeur

de la constante diélectrique de la phase solide du sol (YU *et al.*, 1999) influencée par un grand nombre de caractéristiques physiques du sol et notamment la densité (TOPP *et al.*, 1980), la porosité (YU *et al.*, 1999), la surface spécifique (YU *et al.*, 1999), la texture (TOPP *et al.*, 1980 ; PERSSON et BERNDTSSON, 1999), et la salinité du sol (TOPP *et al.*, 1980 ; *Soil Moisture Equipment Corp.*, 1993 ; PERSSON et BERNDTSSON, 1998). Une série d'études, purement théoriques (notamment YU *et al.*, 1999) comme expérimentales (notamment TOPP *et al.*, 1980), ont été conduites pour tenter d'estimer le poids de ces différents paramètres sur les mesures TDR. Ces études montrent clairement la complexité de la maîtrise de la technique TDR et de l'ajustement des mesures, et traduisent une compréhension encore incomplète de certains mécanismes en cause. Il nous était donc tout à fait illusoire de rechercher des explications détaillées à nos résultats.

Au-delà des études habituellement réalisées en laboratoire en conditions contrôlées et sur des milieux (sol ou solution) homogènes, les mesures sur le terrain ajoutent de nouvelles complications. La température de l'électronique de mesure a un effet très notable sur les résultats, pour lequel nous n'avons pas trouvé de correction dans la bibliographie. La température du sol a également un impact (PERSSON et BERNDTSSON, 1998). L'hétérogénéité du sol dans le volume exploré par une sonde est également un facteur d'erreur : il semblerait que sur un sol d'humidité hétérogène, l'humidité moyenne soit sous-estimée (HOKETT *et al.*, 1992 - expérimentation sur des sables). Nous ajouterons enfin un effet tout à fait inattendu que nous avons pu établir à partir de notre appareillage : la déformation de l'onde mesurée en fonction des caractéristiques électroniques de chaque voie de multiplexage.

En toute rigueur, les sources d'erreur affectant les mesures TDR sont nombreuses, ce qui explique sans doute la valeur importante d'incertitude donnée par le constructeur. Une loi de correction propre à chaque terme d'erreur devrait être étudiée en laboratoire, en conditions parfaitement contrôlées, afin de corriger les erreurs les plus fortes.

#### d) Protocole des mesures par TDR

Les mesures TDR portent comme la gravimétrie sur la période du 24/4/98 au 31/10/2000. Nous avons initialement disposé trois profils verticaux de 10 sondes TDR chacun, en creusant une fosse au centre de notre parcelle expérimentale, le 24 avril 1998 (voir figure n°33 et annexe n°5).



Nous avons choisi un espacement vertical entre deux sondes croissant avec la profondeur, en implantant les sondes successivement aux profondeurs de 5, 10, 15, 20, 30, 40, 55, 70, 90 et 120 cm, méthode déjà employée par PERSONNE (1998). Ce dispositif a été laissé en place durant toute la période d'étude, permettant de disposer d'un système où les effets de perturbation du sol puissent s'estomper au cours du temps. Le multiplexeur et le boîtier de mesure ont été disposés à quelques mètres des profils de sondes, et nous n'avons pas remarqué de différences entre profils qui puissent

être imputables à la présence de ce matériel. Toutefois, durant l'été 1998 uniquement, l'appareillage avait été laissé trop près du profil n°1 de sondes, rendant inutilisables les mesures correspondant à ce profil.

Le calcul du stock d'eau du sol est effectué en attribuant l'humidité de chaque point à une épaisseur donnée de sol (cf. annexe n°9).

A chaque opération agricole (labour, semis – cf. annexe n°6), nous avons déterré puis remis en place les sondes de surface (5cm et 10 cm pour le semis, et jusqu'à 20 cm pour le labour) afin de permettre le travail du sol. Le dispositif a nécessité de réaliser manuellement certaines opérations au niveau du site de mesures TDR : semis avec un semoir manuel (tous profils de sondes), moisson au sécateur (tous profils de sondes) et labour à la bêche (profils n°1 et 2). La position des rangs de maïs a systématiquement été ajustée à l'échelle de la parcelle pour correspondre strictement au schéma d'implantation initiale. Nous avons pris soin de disposer à la surface du sol du site de mesures TDR le mulch de débris végétaux après chaque moisson. Notons enfin qu'aucun passage de roue n'a été permis directement à la verticale des profils de sondes.

Compte tenu de la relativement faible autonomie des batteries du boîtier de mesure (de l'ordre de 30 à 40 cycles de mesures), nous nous sommes limités à une fréquence de mesure de 3 heures. Ceci ne permet pas une étude fine du processus d'infiltration.

#### e) <u>Bilan</u>

Les deux techniques employées, TDR et gravimétrie, suivant un protocole précis, nous ont permis d'acquérir un grand nombre de mesures d'humidité du sol sur trois années. Nous verrons que les mesures TDR nécessitent des corrections, que nous analyserons en détail. La technique de gravimétrie donnant par ailleurs des valeurs d'humidité pondérale du sol, nous avons déterminé le profil de densité du sol pour pouvoir en déduire des valeurs d'humidité volumique.

#### 4) Mesure du profil de densité du sol

La connaissance du profil de densité apparente humide est nécessaire pour estimer le profil d'humidité volumique du sol à partir de la technique de gravimétrie. Nous avons utilisé deux méthodes différentes pour en estimer la valeur : la méthode des mottes et celle des cylindres.

### a) Mesures selon la méthode des mottes (détail des résultats présenté dans l'annexe n°10)

A l'ouverture de la fosse pour mettre en place les sondes TDR, nous avons prélevé une série de mottes de terre (gamme de 69 à 272 grammes avec une valeur moyenne de 142  $\pm$  62 grammes) pour estimer à la fois les valeurs du profil d'humidité volumique et de densité apparente humide : quatre séries de quatre à cinq mottes, pour quatre profondeurs différentes (10cm, 45cm, 75cm, 105cm). Nous avons estimé le volume humide de chaque motte par la « technique d'Archimèdes » : chaque échantillon est placé dans un sachet plastique fermé sous vide d'air par une pompe, puis plongé dans un récipient d'eau de niveau initial connu ; la variation du niveau de l'eau est directement liée au volume déplacé, celui-ci étant égal au volume de la motte. Le poids de sol est quant à lui déterminé par pesée après séchage à l'étuve (48 heures à 105°C). La densité (« dens », Kg/m<sup>3</sup>) est donnée par une loi très simple :

$$dens = P_{sol} / Vol \qquad P_{sol} = poids \ du \ sol \ sec \ (Kg) \\ Vol = volume \ (m^3)$$

### b) Mesures selon la méthode du cylindre (détail des résultats présenté dans l'annexe n°10)

Nous avons effectué de nombreuses mesures de densité apparente humide par la méthode du cylindre (hauteur 5cm, diamètre 8cm, volume 2.513.10<sup>-4</sup> m<sup>3</sup>), afin d'acquérir une certaine idée de la variation spatiale et temporelle de la densité. Le poids de sol humide et sec de chaque échantillon est déterminé par pesée respectivement après récolte immédiatement et après séchage à l'étuve (48 heures à 105°C). L'humidité volumique initiale est ainsi également estimée. Etant donné la lourdeur de ces mesures, nous avons limité ce travail à l'horizon de sol travaillé (0-30cm, sur labour et

#### Chapitre II

semis), qui a une importance prépondérante pour les processus d'infiltration et d'évapotranspiration, et qui est aussi le siège des variations temporelles les plus importantes de densité. Le sol en semis a fait l'objet de mesures plus nombreuses qu'en labour d'hiver, avec prélèvements réguliers selon un schéma prédéfini (présenté sur la figure n°34) inspiré de celui de QUETIN (communication personnelle) : 6 prélèvements dans chacune des tranches 0-10, 10-20 et 20-30cm, à trois dates différentes, en un emplacement donné de faibles dimensions (représenté sur l'annexe n°5).



#### c) Fixation du profil de densité

Les résultats obtenus par les deux méthodes de mesure semblent relativement cohérents entre eux, malgré les différences observées habituellement entre les techniques de mesure (voir notamment PERSONNE, 1998, dont les données indiquent que la densité déterminée selon la méthode des mottes serait plus forte qu'avec les cylindres). Les données communes concernent la tranche de sol 0-30 cm sur labour d'hiver, pour laquelle nous estimons  $1182.04 \pm 138.13$  Kg/m<sup>3</sup> (13 mesures) et 1213.6  $\pm$  154.5 Kg / m<sup>3</sup> (4 mesures) respectivement avec les cylindres et les mottes, ce qui est très proche. La densité moyenne mesurée au cylindre sur lit de semence est quant à elle plus élevée, avec  $1351.60 \pm 143.39$  Kg/m<sup>3</sup> (30 mesures), ce qui nécessite de faire une distinction entre le labour et le lit de semence. Nous distinguons également la situation de passage de roues, où la densité est largement accrue par le tassement du sol. Nous présentons sur les figures n°35 et 36 le profil de densité que nous avons retenu pour la gravimétrie, avec les trois situations différentes pour la tranche de sol travaillée (lit de semence, passage de roues sur lit de semence, labour d'hiver), et avec une valeur de densité par tranche de sol (0-10cm, 10-22cm, 22-35cm, 35-80cm, 80-120cm, représentée par un trait sur les figures).

Notons que la séparation entre les deux dernières couches de sol (déterminée par nos mesures - voir annexe n°8), est variable sur la parcelle, et nous le traduisons sur la figure n°35 avec une barre d'écart type. La couche la plus profonde ayant des caractéristiques physiques particulières, nous avons tenu compte de la variabilité de cette cote pour les calculs de l'humidité volumique du sol par gravimétrie.

La valeur moyenne de la densité sur le profil de sol est de 1350 Kg/m<sup>3</sup>. Nos résultats sont cohérents avec ceux d'autres auteurs ayant employé la technique des rayons gamma, quoique légèrement plus faibles : 1330-1350 Kg/m<sup>3</sup> dans la tranche de sol labourée (0-0.28m),1430-1480 Kg/m<sup>3</sup> (0.28-1.40m) et 1440 Kg/m<sup>3</sup> (0.80-2.00m) selon BRUCKLER *et al.* (1991) et TARDIEU *et al* (1990). Contrairement à ces valeurs, nous trouvons par contre une densité nettement plus faible pour le loess, ce qui pose une interrogation que des études plus avancées devraient éclairer. Nous attribuons les différences surtout à la grande variabilité des caractéristiques du sol sur le site, et tout particulièrement la forte variation de profondeur du loess. Il est intéressant aussi de noter que la densité paraît plus forte en été qu'en hiver, ce que l'on peut expliquer par le processus de gonflement / retrait du sol, dû au fort taux d'argiles.



#### <u>d)</u> <u>Bilan</u>

A partir des mesures selon deux techniques différentes, nous avons pu déterminer le profil de densité du sol avec une relative précision et une bonne définition verticale, ainsi que la valeur de densité moyenne. La densité estimée à chaque profondeur est directement utilisée pour calculer l'humidité volumique à partir des mesures d'humidité pondérale par gravimétrie.

#### 5) Analyse des erreurs et des possibilités de correction des mesures

Nous avons analysé trois possibilités principales de correction des mesures TDR et de gravimétrie. En toute rigueur pour les mesures TDR, le terme à étudier est le temps de transmission de l'onde, mais nous avons étudié directement l'humidité volumique afin de simplifier l'étude et acquérir des ordres de grandeur de l'effet de chaque source d'erreur.

#### a) Effet de la température de l'appareillage TDR

L'examen des mesures TDR sur plusieurs journées traduit très nettement un effet de la température sur l'appareillage, avec une évolution sinusoïdale des mesures à toutes les profondeurs sur chaque journée, en particulier à 120 cm où pourtant toute fluctuation de température du sol à l'échelle de la journée est exclue (voir figure n°37). Afin de préciser cet effet, nous avons mené une expérimentation en chambre climatisée, que complètent des résultats obtenus par PERSONNE (communication personnelle, sans indication précise du protocole expérimental). Nous avons placé en chambre climatisée (où nous contrôlions la température de l'air) le boîtier de mesures et le multiplexeur TDR, dont la température était vérifiée par deux capteurs thermocouples. Le système était relié à 4 sondes mises en place dans un grand récipient (volume >50 litres) de sol remanié placé à l'extérieur de la chambre climatisée afin de conserver une température constante. La température du sol a été mesurée par 5 capteurs thermocouples à 19.90  $\pm$  0.35°C, et son humidité volumique à 22.304%  $\pm$  0.479 par la méthode du cylindre avec 5 prélèvements. Sur la figure n°38

#### **Expérimentations**

nous représentons l'écart de la valeur d'humidité volumique mesurée (exprimée en %) en fonction de la température de l'appareillage de mesure, par rapport à une température de référence que nous supposons être de 20°C. Les barres d'écart type correspondent à 10-16 répétitions. Nous indiquons également les données précédemment obtenues par PERSONNE sur notre appareillage, pour lesquelles nous prenons la température de référence de 22°C. Les valeurs d'humidité volumique mesurées à la température de référence sont respectivement de 17% et de 25.5% pour notre expérience et celle de PERSONNE. Par ajustement linéaire sur les points moyens, nous obtenons un coefficient de proportionnalité de -0.0458 et 0.0486 % d'humidité volumique par variation de 1°C, respectivement pour les données de PERSONNE et les nôtres. A partir de ces deux valeurs de pente, la température semblant avoir un impact identique pour tous les canaux de multiplexage, nous pouvons proposer une loi de correction moyenne de l'humidité volumique (« H », en %) en fonction de la température des appareils de mesure (« T » en °C) et à partir d'une température de référence (« T<sub>réf</sub> ») de 20°C :  $H_{corrigée} = H_{mesurée} - 0,047.(T_{réf} - T)$ 



Figure n°37 : illustration des fluctuations journalières des mesures TDR à différentes profondeurs (13/6-17/6/99)



A une augmentation de température de 10°C correspond donc une diminution de l'humidité volumique de l'ordre de 0.5% pour chaque sonde TDR (effet semblant relativement indépendant de la valeur de l'humidité), ce qui représente 5 mm de stock d'eau sur 1 mètre d'épaisseur de sol. Cette valeur est relativement faible, mais importante par son caractère systématique. Ainsi en particulier, en hiver avec des températures de l'appareillage proches de 0°C, le stock d'eau sur 1m de sol serait surestimé de l'ordre de 10 mm. Nous noterons également que l'appareillage TDR sous-estime largement l'humidité du sol lorsque les sondes sont implantées sur un sol fraîchement remanié, comme nous le reverrons.

#### b) Effet des caractéristiques de la carte de multiplexage TDR

Nous avons remarqué que chaque voie de multiplexage entraînait un bruitage systématique des résultats, qui n'est habituellement pas étudié et pourtant non négligeable comme le montre la figure n°39, et qui correspond à une surestimation de l'humidité du sol lorsqu'est connectée la carte de multiplexage : moyenne de  $0.95\% \pm 0.90$  (très fort écart type), correspondant à une erreur de 8.5mm de stock d'eau sur 1m de sol.

### c) Effet du gonflement / retrait du sol sur les résultats de gravimétrie

Nous avons estimé la possibilité d'un biais des résultats de gravimétrie en testant une loi simple de gonflement / retrait du sol, inspirée des résultats de HALLAIRE (1991) :

 $dens = dens_0 \cdot [1 - \eta \cdot (H_0 - H)] \qquad dens = densité \ corrigée \ (Kg/m^3) \\ dens_0 = densité \ (Kg/m^3) \ a \ l'humidité \ de \ référence \ H_0 \ (Kg/Kg)$ 

pour 
$$H \ge H_{\min}$$
 $H = humidité pondérale (Kg/Kg)$  $\eta = coefficient de gonflement / retrait$ 

Nous prenons pour test :  $H_{\min} = 0.100 Kg / Kg$ ,  $H_0 = 0.229 Kg / Kg$ ,  $\eta = 0.27$ . La figure n°40 montre l'effet de ces hypothèses de variation temporelle de la densité du sol sur l'estimation du stock d'eau du sol par gravimétrie, à partir de l'ensemble de nos mesures de gravimétrie (détail profil par profil - description ultérieure).



**Figure n°39**: comparaison des résultats d'humidité volumique du sol selon l'utilisation ou non de la carte de multiplexage (24/3/00)

**Figure** n•40 : impact d'un modèle de gonflement / retrait du sol sur les résultats de gravimétrie

Le gonflement / retrait du sol est ainsi susceptible d'amener un biais entre mesures TDR et de gravimétrie, mais toutefois l'impact en serait *a priori* limité et négligeable (à partir de 122 points, nous estimons un écart maximal de 16mm, et un écart moyen de 4.76mm). Le sol est par ailleurs supposé être un milieu strictement rigide dans nos approches de modélisation, et nous n'abordons pas la problématique de la déformation du sol.

### d) <u>Bilan</u>

Nous avons vu que différents facteurs, tous difficiles à prendre en compte, peuvent influer sur les estimations du stock d'eau par TDR et gravimétrie, plus ou moins fortement et en des sens opposés. Soulignons que l'utilisation des résultats précédents pour d'autres appareillages TDR devrait nécessiter des études particulières, les propriétés des appareils semblant dépendantes des caractéristiques des composants électroniques.

Les mesures TDR sont biaisées de -0.5% par tranche d'augmentation de 10°C de la température de l'appareillage, et l'utilisation de la carte de multiplexage apporte un biais supplémentaire systématique de près de +1% d'humidité volumique. Compte-tenu de ces chiffres et faute de données suffisantes, nous admettrons simplement que l'effet de ces perturbations est inclus dans l'intervalle de précision de la méthode TDR donnée par le constructeur, et nous ne procéderons pas à leur correction.

Nous allons voir maintenant que les mesures TDR sont affectées par un biais dépassant largement ceux que nous venons d'analyser.

# 6) Résultats des mesures TDR et de gravimétrie (24/4/98-31/10/2000)

Nous allons voir ici les résultats comparés des mesures TDR et de gravimétrie, et présenter une correction nécessaire des données TDR par rapport à la gravimétrie.



#### a) Test des mesures TDR in situ



Figure n°42 : comparaison des mesures TDR et de gravimétrie in situ, à deux dates dans la tranche de sol travaillée (profondeurs 5cm, 10cm, 15cm et 20cm)

La figure n°41 présente les comparaisons entre les mesures d'humidité volumique réalisées par TDR gravimétrie (prélèvements de mottes) au moment de la mise en place du dispositif TDR. Les mesures TDR nous paraissent relativement correctes face à la gravimétrie, compte tenu de l'incertitude de  $\pm 2\%$  d'humidité volumique de la mesure TDR. Toutefois il existe un écart assez important à certaines profondeurs, et en moyenne les TDR surestiment l'humidité du sol. C'est toutefois l'inverse dans la tranche de sol travaillée (à 20cm de profondeur). Les mesures TDR sont toutefois discutables, à cause du problème de contact entre le sol et les sondes inhérent à la mise en place très récente des sondes dans le sol (voir PERSONNE, 1998, ainsi que le paragraphe précédent). Ces données semblent néanmoins indiquer la nécessité d'une correction des mesures TDR.

A l'occasion du dégagement des sondes de surface (5, 10, 15 et 20cm) pour la pratique des travaux agricoles, nous avons prélevé des échantillons de sol directement au niveau de l'emplacement des sondes afin d'en mesurer l'humidité par gravimétrie et avec la méthode du cylindre (technique expliquée précédemment). En moyenne, la corrélation est assez bonne (figure n°42) compte tenu de l'incertitude dans le calcul de l'humidité par gravimétrie, mais avec néanmoins une nette sous-estimation de l'humidité par les TDR dans la tranche de sol travaillée.

#### b) Correction des mesures TDR

Les données précédentes ont montré des écarts significatifs entre mesures TDR et de gravimétrie, que nous avons cherché à quantifier. La figure n°43 présente une comparaison des valeurs de stock d'eau du sol (sur 1.10m de profondeur) entre les deux techniques. Notons que les profils de gravimétrie sur traces de roues ne sont pas intégrés, n'ayant pas de correspondance à la verticale des profils de mesures TDR. Nous voyons qu'il existe un biais très net entre TDR et gravimétrie, les mesures TDR surestimant d'autant plus le stock d'eau que le sol se dessèche. Ceci impose une correction des mesures. Nous allons considérer que la gravimétrie constitue la mesure la plus fiable (simplicité, absence de perturbations d'origine électronique), et procédons au calage des mesures TDR face à la gravimétrie à partir des relations entre points moyens de TDR et points moyens de gravimétrie. Comme nous avons vu que l'erreur variait selon la profondeur, une loi de correction devait être recherchée pour chaque profondeur.



**Figure n°43** : comparaison des stocks d'eau moyens sur 1.10m entre les mesures TDR et de gravimétrie

Les graphiques suivants (figures n°44 à 54) présentent les comparaisons des points de mesures TDR non corrigées (en ordonnées) et de gravimétrie (en abscisses) sur la période étudiée, pour chaque profondeur d'implantation des sondes TDR.

Pour chaque profondeur, nous avons effectué une simple régression linéaire, les points ne mettant pas en évidence une autre forme de relation. Notons qu'aux mesures TDR à 120cm de profondeur, nous avons fait correspondre les mesures de gravimétrie effectuées à 110 cm de profondeur, notre matériel ne nous ayant permis de faire des prélèvements plus profonds ; il y a donc une certaine incertitude sur les résultats de cette dernière tranche de sol. Dans le cas du labour, le relativement faible nombre de points, ainsi que leur dispersion, nous ont poussé à mettre en commun l'ensemble des données pour la tranche 0-20cm de profondeur. Les figures n°44 à 54 présentent les équations des droites de régression linéaire estimées sur tous les points, de la forme :

$$\theta_{TDR} = a.\theta_{grav} + b$$

$$\theta_{TDR} = humidité volumique estimée par TDR (m3/m3)$$

$$\theta_{grav} = humidité volumique estimée par gravimétrie (m3/m3)$$

$$a, b = coefficients (a sans unité, b en m3/m3)$$

Nous observons une nette et importante différence des coefficients a et b selon la profondeur. Les relations sont relativement bonnes (coefficients de corrélation le plus souvent très élevés) malgré le caractère très moyen des mesures de gravimétrie. Nous noterons que la pente (coefficient multiplicateur du terme « x » d'humidité volumique par gravimétrie) des différentes relations est relativement homogène (sans compter la couche profonde de loess, de 0.67 à 0.82 pour une moyenne de 0.781  $\pm$  0.053), ce qui paraît être une piste de recherche tout à fait intéressante.

#### Chapitre II

Nous avons finalement corrigé les mesures TDR face à la gravimétrie, pour chaque profondeur, en utilisant les coefficients des relations linéaires précédentes :

$$(\theta_{TDR})_{corr} = \frac{(\theta_{TDR})_{brut} - b}{a} \quad (\theta_{TDR})_{brut} = humidité volumique TDR mesurée (m3/m3) (\theta_{TDR})_{corr} = humidité volumique TDR corrigée (m3/m3)$$



Humidité volumique gravimétrie (m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>)

#### **Expérimentations**



### c) <u>Résultats</u>

Les figures n°55 à 58 présentent une comparaison satisfaisante de différents profils d'humidité et des stocks d'eau sur 1.10m de profondeur entre gravimétrie et TDR après correction. Point par point, l'écart entre les deux techniques de mesure est le plus souvent inférieur à 1% d'humidité volumique. La figure n°59 montre que tous les points de stock d'eau du sol (sauf un) sont alors inclus à l'intérieur de la gamme d'imprécision de la mesure TDR. La figure n°60 présente enfin l'évolution du stock d'eau du sol sur la période étudiée par les mesures TDR corrigées et de gravimétrie, et nous noterons en particulier que l'écart-type de la gravimétrie est assez élevé, sauf en 1998 où les profils ont été effectués à chaque fois dans un petit périmètre ; mais néanmoins ce ne sont que les points moyens de gravimétrie qui nous intéressent véritablement, et nous voyons bien que leur évolution est très robuste face aux mesures TDR. Nous voyons également que la courbe de mesures TDR est marquée par des variations journalières dues à l'effet de la température sur l'électronique de mesure (processus précédemment analysé), ce qui peut gêner l'analyse de ces données. Une première approche de « correction » de ce bruitage consiste à ne retenir que les mesures effectuées à minuit, choix retenu dans le cadre de l'étude du bilan hydrique journalier (chapitre V).



**Expérimentations** 



Figure n°60 : visualisation de l'ensemble des résultats de gravimétrie et TDR (après correction)

#### 7) Conclusions

Nous avons mis en évidence de multiples causes d'erreur possibles sur les mesures TDR et de gravimétrie, et avons mesuré sur notre parcelle un biais très important entre les deux méthodes de mesure. Nos données nous ont suggéré de corriger directement les mesures TDR d'humidité volumique par rapport à la gravimétrie, avec l'utilisation de simples coefficients linéaires ; cette correction semble néanmoins donner de bons résultats. Nous soulignons que la principale hypothèse de ce travail est la justesse des mesures de gravimétrie, et *a fortiori* celle de la densité, laquelle paraît assez bien déterminée ; il n'est ainsi pas exclu toutefois que nous ayons un léger biais des résultats d'humidité volumique du sol en fonction des valeurs de densité employées. Notre approche corrective des mesures TDR devrait *a priori* s'apparenter à une correction de la relation H(Ka) des différentes couches de sol, mais la simplicité de cette correction ne tient pas compte de l'aspect non linéaire de la relation H(Ka) (cf. figure n°32)

Un travail plus précis nécessitera de caler en laboratoire des lois de correction pour les effets des principales perturbations des mesures TDR : la température de l'électronique, les effets de la carte de multiplexage, et surtout la variabilité de la loi H(Ka) pour laquelle il sera utile de rechercher des paramètres explicatifs liés aux caractéristiques du sol. Egalement, il sera bien plus rigoureux de baser ces relations correctives sur la constante diélectrique apparente, et non plus directement sur l'humidité volumique.

# VI) Conclusions du volet expérimental

Des expérimentations spécifiques, très détaillées, nous ont permis de déterminer certains paramètres et variables essentiels des modèles (pluie, LAI, capacité de saturation du couvert, rugosité), ainsi que les données permettant le test des modèles d'infiltration / ruissellement et de bilan hydrique (ruissellement et humidité du sol). Nous avons aussi montré certains besoins de recherches : généralisation du paramètre de captation selon le type de couvert végétal, distinction des caractéristiques des couverts verts et sénescents, correction des mesures TDR d'humidité du sol. Nous soulignons également les limites inhérentes au changement d'échelle, puisque les mesures sont dans leur ensemble ponctuelles, et que d'autre part les modèles se veulent descriptifs de processus à l'échelle de la parcelle. Ce dernier point sera discuté par la suite.

Certains paramètres nécessaires aux modèles n'ont pas été mesurés directement et seront donc déterminés à partir de la bibliographie.

Les deux chapitres suivants vont maintenant montrer l'utilisation des données mesurées et/ou issues de la bibliographie pour paramétrer les modèles et retraduire la dynamique des processus sur parcelle cultivée.