

RAPPORT DE STAGE DE RECHERCHES
AU LABORATOIRE D'ETUDE DES TRANSFERTS
EN HYDROLOGIE ET ENVIRONNEMENT (LTHE,
GRENOBLE)

DU 01 / 10 / 1999 AU 30 / 03 / 2000

Babacar NDIAYE
ENSEIGNANT – CHERCHEUR ECOLE SUPERIEURE
POLYTECHNIQUE (ESP, THIES)

**ETUDE EXPERIMENTALE DES
PROPRIETES HYDRODYNAMIQUES
DES SOLS CULTIVES PAR LA
METHODE WIND**

FINANCE PAR L'INSTITUT DE RECHERCHE POUR LE
DEVELOPPEMENT (IRD)

JUIN 2000

REMERCIEMENTS

Ce séjour a été financé par l'Institut de Recherches pour le Développement (IRD) et nous tenons à remercier très vivement son Directeur Général et aussi son personnel administratif de Dakar et de Paris qui n'ont ménagé aucun efforts avec le support du CIES pour organiser et rendre agréable la réalisation de ce travail. Plus particulièrement nous remercions le Chef de Mission à Dakar pour avoir bien voulu soutenir notre dossier de candidature en nous faisant confiance.

C'est un jour de septembre en plein hivernage que j'ai rencontré Michel Esteves à l'IRD Dakar et depuis il a guidé mes pas sur le chemin de la praxis scientifique. M'entourant d'une confiance que j'espère ne jamais décevoir, il a permis par ses conseils et critiques l'aboutissement de ce travail. Je ne saurais trouver les mots pour lui dire MERCI. Ce travail expérimental doit beaucoup à Jean Marc Lapetite, Technicien Supérieur à l'IRD, qu'il trouve ici note sincère reconnaissance.

Je ne connaissais, en venant à Grenoble pour la première fois, Mr Michel VAUCLIN que par les nombreuses publications de ses travaux au Sénégal. Mais lors de ce séjour j'ai découvert sa rigueur scientifique que j'espère suivre en exemple ainsi que son amabilité qui fait du travail un plaisir. Il a mis à notre disposition une bibliothèque très à jour qui a permis la rédaction de la partie bibliographique de ce rapport. Dans ces remerciements nous n'oublions pas son pool de secrétariat particulièrement Sylviane.

Nous remercions Mr Oumar SOCK Directeur de l'Ecole Supérieure Polytechnique pour nous avoir autorisé de reporter nos enseignements. Son dévouement pour la recherche nous encourage à essayer d'aller toujours plus loin.

Enfin pour les longues absences à Thyse et à Grenoble, nous espérons que ce travail les compensera pour ma moitié et mes deux petites tourterelles. Ce travail In Challah vous encouragera à faire toujours mieux que Papa.

SOMMAIRE

PROBLEMATIQUE GENERALE DE L'ETUDE	1
<u>CHAPITRE 1. GENERALITES SUR LES TRANSFERTS D'EAU DANS LA ZONE NON SATUREE (ZNS)</u>	5
1.1. Caractérisation de la zone non saturée	
1.1.1. Représentation physique du sol	
1.1.2. Les variables d'état	
1.1.2.1. La teneur en eau volumique	
1.1.2.2. La succion ou tension	
1.1.3. Les propriétés hydrodynamiques de la ZNS	
1.1.3.1. La courbe de rétention $h(\theta)$	
1.1.3.2. Le phénomène d'hystérésis	
1.1.3.3. La courbe de la conductivité hydraulique $K(h)$	
1.1.4. Les modèles empiriques de $h(\theta)$ et $K(h)$	
1.2. Loi de l'écoulement en milieu poreux non saturé	
1.2.1. La loi de Darcy	
1.2.2. Equation de transfert de Richards	
<u>CHAPITRE 2. MATERIELS ET METHODES D'INVESTIGATION</u>	21
2.1. Introduction	
2.2. Matériels et méthodes de laboratoire	
2.3. Méthode d'interprétation des essais Wind	
2.3.1. L'algorithme de Wind	
2.3.2. Evaluation de la méthode Wind	
2.3.2.1. Validation de la méthode	
2.3.2.2. Influence des erreurs de mesures	
2.3.2.3. Influence de la texture des sols	
2.3.2.4. Etude de sensibilité de l'algorithme Wind	
<u>CHAPITRE 3. PRESENTATION DU SITE EXPERIMENTAL ET DE LA METHODE D'ECHANTILLONNAGE</u>	32
3.1. Situation géographique et morphopédologie	
3.2. Description du bassin versant S5	
3.3. Aménagements sur le bassin versant S5	
3.4. Prélèvement des échantillons	
<u>CHAPITRE 4. RESULTATS ET DISCUSSIONS DE LA METHODE WIND</u>	41
4.1. Mise en œuvre des essais au laboratoire	
4.2. Présentation des résultats des essais	
4.3. Calcul des propriétés hydrodynamiques par l'algorithme de Wind	
4.4. Résultats de l'estimation des propriétés hydrodynamiques	
CONCLUSIONS GENERALES	52

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Evolution de la pluviométrie annuelle à Dakar mettant en évidence la sécheresse à partir de 1970.

Figure 1.1. Schéma d'un volume unitaire de la matrice poreuse du sol.

Figure 1.2. Triangle textural montrant les pourcentages d'argile ($< 2 \mu\text{m}$), de limons (entre 2 et $50 \mu\text{m}$) et de sable (entre 50 et $2000 \mu\text{m}$) dans les classes fondamentales de texture du sol (in Hillel, 1980).

Figure 1.3. Courbes de rétention dans le cas d'un sol sableux et d'un sol argileux.

Figure 1.4. Mise en évidence du phénomène d'hystérésis sur la courbe de rétention d'un sol.

Figure 1.5. Courbe de la conductivité hydraulique en fonction de la succion du sol.

Figure 2.1. Organigramme de l'algorithme Wind

Figure 3.1. Situation géographique de la zone d'étude.

Figure 3.2. Toposéquence morphopédologie de la région.

Figure 3.3. Schéma de présentation du bassin versant S5 de Thyse-Kayemor

Figure 3.4. Vue de la fosse ouverte dans le Bassin S5 et profil granulométrique entre 0 et 45 cm.

Figure 3.5. Sites de prélèvement des échantillons pour les essais WIND.

Figure 4.1. Vue du dispositif de mesure de la méthode WIND.

Figure 4.2. Dispositif d'infiltration au laboratoire.

Figure 4.3. Evolution du débit d'infiltration en cm/h pour les échantillons de surface.

Figure 4.4. Evolution temporelle de la teneur en eau et de la pression en eau au niveau des 3 microtensiomètres.

Figure 4.5. courbe de rétention ajustée suivant le modèle de VG sur les données de l'échantillon H3AHS.

Figure 4.6. Ajustement des paramètres du modèle de B & C sur les valeurs de conductivité hydraulique mesurées pour les 3 compartiments de l'échantillon H3AHS.

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Evolution des superficies agricoles entre 1970 et 1983 (in Valet, 1985).

Tableau 2.1. Variations en fonction de la température de la tension superficielle et de la viscosité.

Tableau 4.1. Valeurs des paramètres de la courbe de rétention ajustée sur un modèle Van Genuchten (1980) pour les échantillons de surface (0 – 8 cm) et de profondeur (8 – 16 cm).

Tableau 4.2. Paramètres de la courbe de conductivité hydraulique ajustée sur un modèle de Brook & Corey pour les échantillons de profondeurs et de surface.

PROBLEMATIQUE GENERALE DE L'ETUDE

Dans la région sahélienne et notamment au Sine Saloum (Sénégal), on assiste à une dégradation généralisée de l'écosystème des cultures pluviales. Les facteurs de dégradation sont climatiques, pédologiques et surtout anthropiques.

La zone sahélienne est soumise depuis les années 1970 à une sécheresse qui se manifeste par une baisse de la pluviométrie annuelle. La figure 1. montre l'évolution (moyenne sur 5 ans) de la pluie annuelle à Dakar.

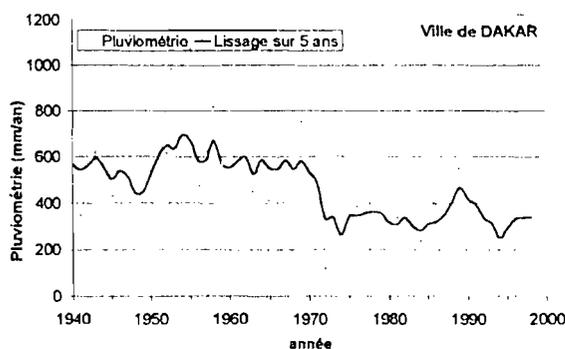


Figure 1. : Evolution de la pluviométrie annuelle à Dakar mettant en évidence la sécheresse à partir de 1970.

Cette sécheresse s'accompagne de pluies très agressives (énergie cinétique importante des gouttes de pluie lors de l'impact au sol) surtout en début de saison des pluies alors que le sol est peu protégé (exportation des résidus de récolte).

Les sols de la région du Sine Saloum présentent une texture sableuse prononcée pauvre en argile. Ces caractéristiques leur donnent un faible pouvoir d'agrégation et une forte aptitude à l'érosion hydrique. De plus leur très faible teneur en matière organique (environ 0.5 % d'après Perez (1994)) entraîne la nécessité d'un amendement du sol.

Les facteurs anthropiques sont les plus importants. En effet le taux de croissance de la population (+6 % par an) entraîne une pression foncière qui s'est traduite dans les années 70 par le doublement de la surface cultivée et la disparition de la réserve foncière (Tableau 1.).

ETUDE EXPERIMENTALE DES PROPRIETES HYDRODYNAMIQUES DES SOLS CULTIVES

Tableau 1. Evolution des superficies agricoles entre 1970 et 1983 (in Valet, 1985).

	SURFACE CULTIVEE	JACHERE	PARCOURS	RESERVE FONCIERE
1970	28%	10%	62%	32%
1983	64%	2%	34%	10%

A partir de 1970 l'augmentation de la pression de pâturage et des prélèvements de bois à usage domestique se conjuguent avec la culture attelée pour entraîner une extension des systèmes de cultures (Fontanel, 1986). Face à la disparition de la réserve foncière, les agriculteurs mettent en culture des zones de plus en plus marginales (Sène et Perez, 1994). L'évolution de l'occupation des sols entraîne une diminution et une forte dégradation des formations végétales naturelles. Hormis quelques forêts reliques appauvries, les savanes arbustives qui subsistent se caractérisent par une faible productivité et une régénération arborée inexistante (Fontanel, 1986). La mise en culture se traduit par l'installation de couverture végétale peu protectrice vis à vis du ruissellement (Roose, 1977).

Actuellement le système de culture repose sur une rotation mil / arachide continue. Les apports d'engrais quasi-inexistants (arrêt des subventions accordées par l'état), l'exportation croissante des résidus agricoles, la carence intrinsèque des sols et l'absence de l'arbre interdit toute amélioration de la productivité végétale. Certaines pratiques culturales (nettoyage, soulevage) rendent sensibles les parcelles agricoles à l'érosion éolienne ou hydrique (Ruelle et al., 1990).

La dégradation des terres agricoles du Sine Saloum se manifeste principalement par l'érosion hydrique résultant d'un ruissellement généralisé. L'érosion hydrique est la cause principale des pertes en terre en régions tropicales sèches, du départ de la fumure organique et du déficit d'alimentation en eau du sol (UNESCO/WMO, 1996). Le ruissellement se détermine par le refus à l'infiltration de l'eau dans le sol. Dans les régions tropicales sèches, l'infiltration est surtout contrôlée par les organisations pelliculaires superficielles

ETUDE EXPERIMENTALE DES PROPRIETES HYDRODYNAMIQUES DES SOLS CULTIVES

(encroûtement) qui diminuent fortement la conductivité hydraulique des horizons de surface et entraînent la réduction de la macroporosité.

De nombreux mécanismes sont à l'origine de cet encroûtement qui est dû principalement à l'impact des gouttes de pluies sur le sol (tassement) et à la redistribution granulométrique (filtration, transport et sédimentation). Les sols les plus sensibles sont ceux dont la fraction sableuse est comprise entre 80 et 95%. C'est ce qui explique que les sols sableux, bien qu'ayant des conductivités hydrauliques à saturation naturelle élevées (>50 mm/h) puissent être à l'origine de ruissellements importants. Dans le cas des sols cultivés, une partie de la surface du sol retrouve une infiltrabilité importante après chaque travail du sol (labour, sarclage). Celle-ci se réduit ensuite petit à petit sous l'effet de l'impact des gouttes de pluie. Donc la dynamique temporelle de la conductivité hydraulique de la surface du sol est un facteur essentiel à caractériser.

La réhabilitation du paysage passe obligatoirement par une stabilisation des phénomènes érosifs et une diminution du ruissellement le long des versants préalables à une exploitation agricole viable et durable. Cela démontre la nécessité d'approfondir notre connaissance de la dynamique temporelle de l'infiltrabilité des sols cultivés qui est le facteur déterminant de la genèse, du maintien et de la compétence du ruissellement.

L'objectif principal de ce travail est d'étudier l'influence sur l'infiltration de l'évolution temporelle de la surface du sol et de la réorganisation de l'horizon labouré en relation avec la pluviométrie et les techniques culturales. Le but est de se doter d'un modèle fiable d'infiltration tenant compte de l'effet de la croûte sur la capacité d'infiltration du sol. Les investigations présentées ici concernent uniquement des essais de laboratoire type WIND pour déterminer les propriétés hydrodynamiques pour des pressions jusqu'à -600 cm CE (colonne d'eau). Les résultats obtenus seront utilisés pour valider la modélisation de l'infiltration d'un sol cultivé soumis à un encroûtement superficiel.

ETUDE EXPERIMENTALE DES PROPRIETES HYDRODYNAMIQUES DES SOLS CULTIVES

Le plan du rapport se présente comme suit :

- 1- Le premier chapitre présente une synthèse bibliographique sur la caractérisation hydrodynamique d'un sol ainsi que sur les lois de transfert d'eau dans le sol ;
- 2- Le deuxième chapitre définit les moyens d'investigation de laboratoire utilisées par la méthode Wind pour déterminer les propriétés hydrodynamiques des sols ainsi que la méthode d'interprétation des essais d'évaporation Wind;
- 3- Le troisième chapitre présente le bassin versant d'expérimentation ainsi que les méthodes de prélèvements in-situ d'échantillons pour les essais de laboratoire (méthode évaporation de WIND);
- 4- Le quatrième chapitre présente la méthode de mise en œuvre des essais et discute les résultats des essais en vue de la détermination des propriétés hydrodynamiques du sol;
- 5- La conclusion générale synthétise les résultats obtenus et dégage les perspectives de recherches sur la problématique de l'infiltration dans les sols cultivés de la région sahélienne.

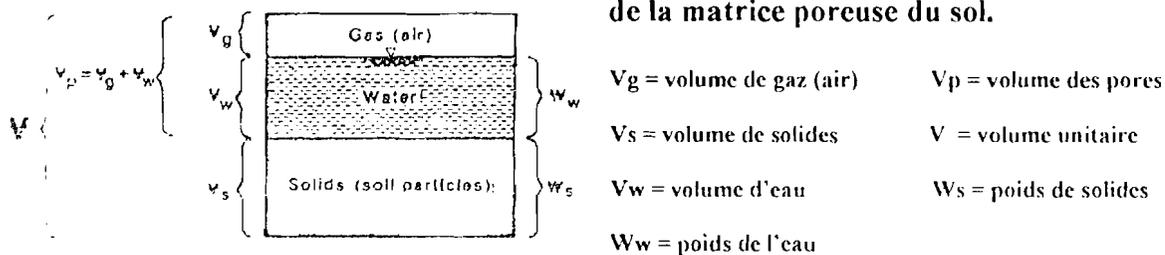
Chapitre 1. GENERALITES SUR LES TRANSFERTS D'EAU DANS LA ZONE NON SATUREE (ZNS)

1.1. Caractérisation de la zone non saturée (ZNS)

1.1.1. Représentation physique du sol

Le sol se définit couramment comme la fine couche de la surface terrestre, résultant de la décomposition lente des roches par des processus physiques et chimiques et siège d'une activité biologique intense (Hillel, 1980). Dans la zone non saturée (ZNS) du sol (Figure 1.1.), le physicien considère que la matrice poreuse est remplie pour partie par de l'eau en phase liquide et pour partie par de l'air contenant de la vapeur d'eau (phase gazeuse).

Figure 1.1. Schéma d'un volume unitaire de la matrice poreuse du sol.



Pour la caractérisation des propriétés hydrauliques de la ZNS on considère un Volume dit Élémentaire Représentatif (VER) qui est la plus petite unité de volume de sol pour laquelle les variables d'état deviennent stationnaires, c'est-à-dire que les valeurs moyennes ne dépendent plus de la taille de ce volume. Dans la pratique, le VER doit être suffisamment grand par rapport à l'échelle moléculaire ou particulaire mais suffisamment petit par rapport à l'échelle d'application.

La phase solide composée grains de tailles très variables, est caractérisée par sa texture et sa structure. La texture décrit la distribution des tailles de particules fines (inférieures à 2 mm). Les différentes classifications aboutissent généralement à une représentation sous forme de triangle dont le plus utilisé en physique du sol est celui de l'USDA (figure 1.2.).

La structure du sol définit l'arrangement complexe des grains dans la géométrie de l'espace poral. C'est donc une caractéristique dynamique (activité biologique, travail du sol, etc.) qui détermine le réseau poral offert à l'écoulement des fluides dans le sol. Contrairement à la texture, il n'existe pas de paramètres physiques simples permettant une classification des sols selon leur structure. En général 3 types de structure de sol sont distingués : à particules isolées, massive et en agrégats (Hillel, 1980).

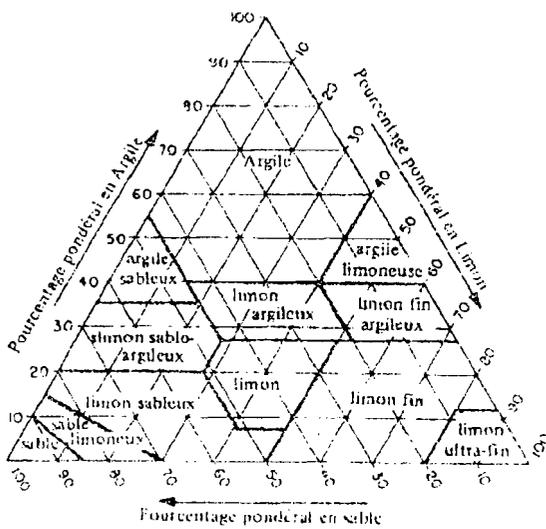


Figure 1.2. Triangle textural montrant les pourcentages d'argile (< 2 µm), de limons (entre 2 et 50 µm) et de sable (entre 50 et 2000 µm) dans les classes fondamentales de texture du sol (in Hillel, 1980).

1.1.2. Les variables d'états

1.1.2.1 La teneur volumique en eau

Deux variables d'état peuvent être utilisées pour définir la quantité d'eau présente dans le milieu poreux non saturé :

- la teneur en eau volumique θ définie par :

$$\theta = \frac{\text{Volume d'eau dans le VER}}{\text{Volume total du VER}} \quad (1.1)$$

- le degré de saturation en eau S_w définie par :

$$S_w = \frac{\text{Volume d'eau dans le VER}}{\text{Volume des vides dans le VER}} \quad 0 \leq S_w \leq 1 \quad (1.2)$$

Elles sont reliées par la relation : $\theta = \phi S_w$ où ϕ est la porosité définie par :

$$\phi = \frac{\text{Volume des vides dans le VER}}{\text{Volume total du VER}} \quad (1.3)$$

La porosité constitue la valeur maximale pour la teneur volumique en eau ($0 \leq \theta \leq \phi$).

Quand $\theta = \phi$, le milieu poreux est saturé (en condition naturelle la saturation se produit avant que θ n'atteigne la valeur ϕ à cause de l'existence de poches d'air résiduel piégées dans les pores).

La teneur volumique en eau θ est reliée à la teneur pondérale (ou massique) W par:

$$\theta_w = \rho_a W \quad (1.4)$$

où ρ_a la masse volumique du sol sec qui est liée à celle des particules de sol ρ_s (généralement prise égale à 2.65 g/cm^3 car les particules sont constituées pour l'essentiel d'oxydes de silicium et d'aluminium) par :

$$\rho_a = \rho_s(1 - \phi) \quad (1.5)$$

1.1.2.2. La pression de l'eau

Quand deux fluides non miscibles tels que l'eau et l'air coexistent dans un espace poreux, ils sont séparés par des interfaces au travers desquelles apparaît une différence de pression appelée pression capillaire dont la valeur d'après la loi de Laplace dépend de la courbure de la surface. Elle est définie par : $p_c = p_a - p_w$ avec p_a et p_w la pression d'air et d'eau respectivement. Le calcul de p_c en fonction des propriétés du milieu poreux, des fluides en présence et du degré de saturation est très difficile à faire à cause de l'hétérogénéité des formes et des dimensions des pores.

La tendance du milieu poreux à retenir l'eau se traduit par une pression négative mais en général il est préférable de définir la pression d'eau de manière positive par $h = \frac{P_w - P_a}{\rho_w g}$

(exprimé en hauteur d'eau). En prenant la pression atmosphérique comme référence ($p_a=0$) alors la succion ou tension s'exprime par :

$$h = \frac{P_w}{\rho_w g} \quad (1.6)$$

La mesure de la pression de l'eau en zone non saturée se fait à l'aide de tensiomètres (Hillel, 1980).

1.1.3. Les propriétés hydrodynamiques de la zone non saturée

1.1.3.1. La courbe de rétention $h(\theta)$

Considérons un milieu poreux saturé en eau (nappe libre), à sa surface libre la pression hydrostatique est nulle (pression atmosphérique). Si une faible succion est appliquée à la surface libre, aucun écoulement ne se produit jusqu'à ce qu'une valeur critique soit atteinte. Celle-ci correspond à la vidange des pores de plus grands diamètres et la succion correspondante est appelée pression d'entrée d'air h_g . Au fur et à mesure que la succion croît, la quantité d'eau en écoulement devient de plus en plus importante car un nombre supplémentaire de pores de diamètres de plus en plus petits se vident parce qu'ils ne peuvent plus retenir l'eau (la pression capillaire est inversement proportionnelle au rayon du pore). La quantité d'eau disponible dans le sol à l'équilibre est fonction des dimensions et du volume des pores remplis d'eau c'est à dire de la succion matricielle (Bear, 1988).

Quand un échantillon est initialement saturé par un fluide mouillant (eau), le processus par lequel le fluide saturant (eau) est déplacé doucement par le fluide entrant (air) est appelé drainage et la courbe $h = f(\theta)$ qui donne la succion en relation avec la teneur en eau est appelée la courbe de drainage ou courbe de rétention de l'humidité du sol ou courbe caractéristique de l'humidité du sol (Childs, 1940). Les effets de l'adsorption de l'eau à la surface des particules solides du milieu poreux ainsi que la géométrie des pores sont trop complexes pour permettre une modélisation simple de la relation fonctionnelle entre la

succion matricielle et l'humidité à partir des caractéristiques fondamentales du sol. Jusqu'à présent il n'existe pas de théorie générale satisfaisante pour prédire la fonctionnelle de la courbe de rétention. Seuls des modèles plus ou moins empiriques existent pour la décrire dans des échelles de succions limitées. Les modèles les plus usités seront présentés plus loin.

La courbe de rétention est fortement influencée par la texture des sols (figure 1.3.) mais aussi par leur structure du sol (effet du compactage).

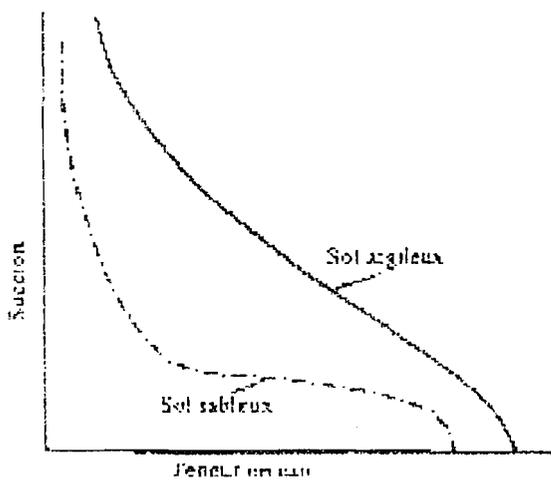


Figure 1.3. Courbes de rétention dans le cas d'un sol sableux et d'un sol argileux.

Le processus par lequel un fluide mouillant (eau) déplace un fluide non mouillant (air) qui saturait initialement un échantillon de milieu poreux est appelé imbibition. L'imbibition est le déplacement dû uniquement aux forces capillaires. Pour un déplacement vertical, l'équilibre est atteint quand le fluide mouillant s'est accumulé dans les pores qui permettent le plus grand rayon de courbure de l'interface entre les deux fluides c'est à dire les plus petits pores. Dans ces conditions les forces capillaires équilibrent les forces de gravité. La courbe décrivant la relation $h = f(\theta)$ pendant l'imbibition est appelée courbe d'humectation.

1.1.3.2. Le phénomène d'hystérésis

La relation $h(\theta)$ est sujette au phénomène d'hystérésis car pour une même teneur en eau θ on peut avoir des valeurs différentes de succion quand l'équilibre est atteint par imbibition ou par drainage. Ainsi la connaissance du degré de saturation ne permet pas à elle

seule de connaître la succion et vice versa, sans la connaissance de l'historique d'humectation - dessèchement de l'échantillon étudié.

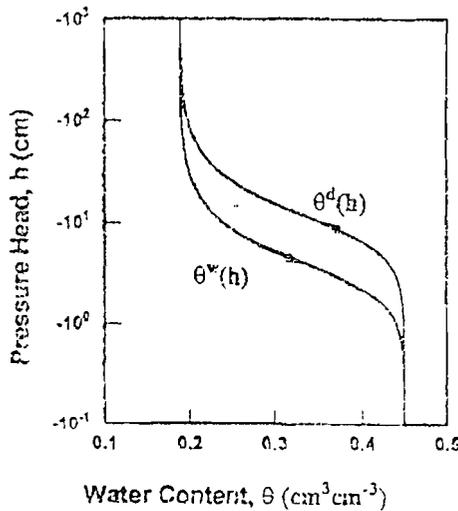


Figure 1.4. Mise en évidence du phénomène d'hystérésis sur la courbe de rétention d'un sol.

θ^d : courbe de drainage

θ^v : courbe d'humectation

La figure 1.4. montre une courbe caractéristique typique avec mise en évidence du phénomène d'hystérésis. Il est possible de commencer le processus d'imbibition à partir de n'importe quel point de la courbe de drainage et vice versa (courbes secondaires). de cette façon, la pression capillaire dépend non seulement de la saturation à un instant donné mais aussi de l'historique de l'échantillon étudié. Pour une pression capillaire donnée, une plus grande valeur de saturation est obtenue pendant le drainage que pendant l'imbibition.

L'effet de l'hystérésis en physique du sol peut être attribué à plusieurs facteurs :

- la non uniformité géométrique des pores individuels (qui sont en général des vides de forme irrégulière interconnectés par des passages plus petits), qui aboutit à l'effet dit de la « bouteille d'encre » ;
- l'effet de l'angle de contact dit « effet de la goutte de pluie » pour lequel le rayon de courbure est supérieur pour un ménisque qui humecte que pour celui d'un ménisque qui draine. A une teneur en eau donnée, la succion sera donc plus grande en drainage qu'en imbibition;

- la présence de poches d'air piégées tend à réduire elle aussi la teneur en eau des sols fraîchement humectés. Pendant le cycle humectation - drainage, l'entrée de l'air peut isoler des gouttes d'eau.

1.1.3.3. La courbe de la conductivité hydraulique $K(h)$

La succion matricielle est due à l'affinité physique de l'eau à la surface des particules du sol et aux faibles diamètres des pores capillaires. Quand un sol est saturé, tous les pores sont remplis d'eau et ont une conductivité hydraulique relative à l'eau maximale. Quand le sol devient non saturé, une partie de l'espace poral se remplit d'air et la surface conductrice d'une section d'écoulement décroît de façon correspondante.

Dans le cas de la zone non saturée nous avons en présence de l'eau et de l'air dans les pores, introduisons la notion de perméabilité relative à l'eau k_{rw} définie par le rapport de la conductivité hydraulique à la teneur en eau θ à celle à la saturation naturelle $K_{SAT}(\theta_{SAT}$ proche de ϕ) : $k_{rw} = \frac{K(\theta)}{K_{SAT}}$. La perméabilité relative k_{rw} dépend uniquement de la saturation en eau.

La figure 1.5. montre une courbe typique de la relation $K = f(h)$.

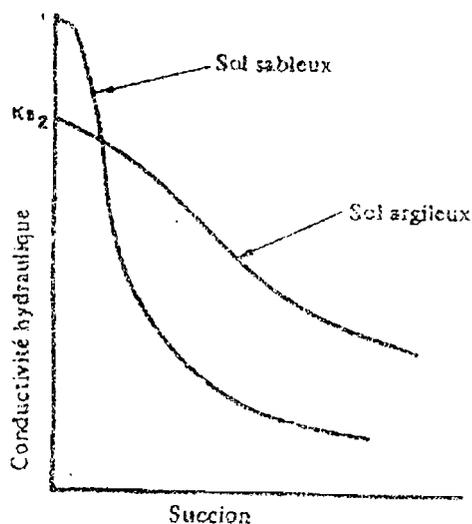


Figure 1.5. Courbe de la conductivité hydraulique en fonction de la succion du sol.

La différence la plus importante entre les écoulements non saturés et saturés réside dans la conductivité hydraulique. En effet au fur à mesure que la succion augmente ce sont

des pores de plus en plus grands et aussi les plus conducteurs qui se vident les premiers, et laissant l'écoulement se faire uniquement dans les pores plus petits. Les pores vides doivent aussi être contournés ce qui entraîne une augmentation de la tortuosité pendant le drainage.

La perméabilité relative est affectée par l'interférence entre l'eau et l'air dans l'espace poreux à cause de leur différence de viscosité. Cela se traduit par le fait que la somme des perméabilités relatives à l'eau et à l'air n'est pas égale à 1 ($k_{rw} + k_{ra} \neq 1$) (Bear, 1988).

Dans les sols à texture grossière, presque toute l'eau reste parfois dans les interstices aux points de contact entre les particules formant ainsi des poches d'eau séparées et discontinues. Ceci explique que la transition de la saturation à la dessaturation entraîne en général une baisse rapide de la conductivité hydraulique qui peut diminuer de plusieurs ordres de grandeur au fur et à mesure que la succion passe de 0 à 10^5 Pa. La conductivité des sols sableux non saturés décroît plus vite et devient même inférieure à celle des sols argileux au fur et à mesure que la succion augmente. Il n'existe pas d'équation basée sur des données fondamentales et valable dans tous les cas qui puissent relier la conductivité hydraulique à la succion ou à l'humidité. Il n'existe que des équations plus ou moins empiriques que nous proposerons dans le paragraphe suivant.

La relation entre la conductivité hydraulique et la pression dépend aussi du phénomène d'hystérésis car à une même pression d'eau donnée, un sol qui se dessèche contient plus d'eau qu'un sol qui s'humecie. Cependant la relation $K(\theta)$ semble moins affectée par le phénomène de l'hystérésis que la relation $h(\theta)$ (Topp et Miller, 1966 ; Poulouvassilis, 1969). En effet la relation $K(h)$ montre plus d'hystérésis que la relation $K(\theta)$ probablement à cause de l'hystérésis très fort de la relation $h(\theta)$ (Klute, 1967).

1.1.4. Les modèles empiriques de $h(\theta)$ et $K(\theta)$

A saturation très faible (S_r), l'eau est immobile et peut donc être considérée comme faisant partie de la matière solide du sol, et nous pouvons définir alors la saturation effective

$$S_e = \frac{S_H - S_r}{1 - S_r} \text{ appelée aussi saturation réduite avec } 0 \leq S_e \leq 1.$$

Les modèles de perméabilité relative k_{rw} peuvent être regroupés en deux grands ensembles :

- les premiers basés sur l'approche généralisée de Koseny – Carman qui utilise des fonctions puissances : $k_{rw}(S_e) = S_e^\eta$
- le second groupe inclut les modèles de type Burdine (1953) développés dans l'industrie pétrolière et qui utilisent l'équation analytique de la courbe de rétention $S_e(h)$ pour calculer explicitement la courbe de perméabilité relative

$$k_{rw}(h): k_{rw} = S_e^2 \left[\frac{\int_0^\theta \frac{d\theta}{h^2}}{\int_0^{\theta_{SAT}} \frac{d\theta}{h^2}} \right]. \text{ On peut aussi noter l'équation de Mualem (1976) qui}$$

se base sur la loi capillaire $r = \frac{Cste}{h}$ avec r rayon des pores hydrauliquement

$$\text{fonctionnels : } k_{rw} = S_e' \left[\frac{\int_0^\theta \frac{d\theta}{h}}{\int_0^{\theta_{SAT}} \frac{d\theta}{h}} \right]^2.$$

Les modèles de courbe de rétention $S_e(h)$ et de conductivité hydraulique $K(h)$ les plus courants sont :

- **Gardner (1958)** propose pour la courbe caractéristique :

$$S_e(h) = \exp(\alpha h)^\varepsilon \quad (1.7.)$$

avec $\alpha(>0)$ et ε paramètres à ajuster suivant le type de sol. Et pour la conductivité hydraulique :

$$K(h) = K_{SAT} \exp(\alpha h) \quad (1.8.)$$

- **Brooks & Corey (1964, 1966)** proposent en étudiant les résultats d'expériences sur une large gamme de sols, une courbe de rétention :

$$S_e(h) = \left(\frac{h_g}{h}\right)^\lambda \dots\dots\dots \text{pour } h < h_g \quad (1.9.)$$

$$S_e(h) = 1 \dots\dots\dots \text{pour } h_g \leq h \leq 0 \quad (1.10.)$$

avec h_g pression d'entrée d'air et λ paramètre caractéristique de la distribution de la taille des pores du sol variant de 2 (sols argileux) à 5 (sols sableux). En utilisant la théorie de Burdine (1953), ils proposent pour la conductivité hydraulique :

$$K(S_e) = K_{SAT} (S_e)^\eta \quad \text{avec } \eta = \frac{2}{\lambda} + 2 + n. \quad (1.11.)$$

Plusieurs auteurs proposent des constantes pour η : 2 (Yuster, 1951) ; 3 (Irmay, 1954) et 3,5 (Averyanov, 1950). Dans le cas général, la condition porte sur la valeur de n : 1 (Brooks et Corey, 1964, 1966 ; condition de Burdine) ; 0 (Childs et Collis-George, 1950) ; 0,5 (Mualem, 1976 ; condition de Mualem) et $\frac{4}{3}$ (Millington et Quirk, 1961).

- **Van Genuchten (1980)** propose une courbe caractéristique qui a l'avantage d'être continue et d'avoir une pente continue:

$$S_e = \left[\frac{1}{1 + \left(\frac{h}{h_g}\right)^n} \right]^m \quad (1.12.)$$

avec h_g , n et m des paramètres à déterminer. En utilisant la théorie de Burdine (1953), il propose pour la conductivité hydraulique la relation :

$$K(S_e) = K_{SAT} S_e \left[1 - (1 - S_e^m)^m \right] \quad (1.13.)$$

avec $m = 1 - \frac{2}{n}$; $0 < m < 1$ et $n > 2$. En utilisant la théorie de Mualem (1976), il propose :

$$K(S_e) = K_{SAT} S_e' \left[1 - (1 - S_e'^m)^m \right]^2 \quad (1.14.)$$

avec $m = 1 - \frac{1}{n}$; $0 < m < 1$ et $n > 2$.

Fuentes et al. (1992) analysent les contraintes sur les paramètres des fonctions $S_e(h)$ et $K(S_e)$ en testant la compatibilité physique avec l'équation de l'infiltration. Ils démontrent que seule la combinaison modèle de Brooks & Corey (1964, 1966) pour la perméabilité relative et modèle de Van Genuchten (1980) avec la condition de Burdine (1953) ($m = 1 - \frac{2}{n}$) pour la courbe de rétention peut être utilisée pour l'ensemble des textures de sols. Cette combinaison présente l'avantage pratique d'utiliser peu de paramètres, permettant une procédure d'optimisation plus directe.

1.2. Loi de l'écoulement en milieu poreux non saturé

1.2.1. La loi de Darcy

Comme hypothèse de travail, nous considérons que la loi de Darcy généralisée en milieu poreux saturé reste applicable en milieu poreux non saturé avec une précision suffisante pour tous les cas pratiques considérés (Bear, 1988). Ainsi l'écoulement en zone non saturée obéit à la loi suivante :

$$q = - K(\theta) \nabla H \quad (1.15.)$$

Avec :

- q : densité de flux volumique (volume d'eau par unité de section d'écoulement par unité de temps) [LT^{-1}];
- $K(\theta)$ [LT^{-1}] : conductivité hydraulique fonction de la teneur en eau ;

- H : charge hydraulique [L] définie par $H=h+z$ où z représente la profondeur

comptée positivement vers le haut et $h = \frac{p_w - p_a}{\rho_w g}$. En prenant la pression atmosphérique

comme repère ($p_a=0$) alors $h = \frac{p_w}{\rho_w g}$.

La loi de Darcy peut s'écrire aussi: $q = -K_{SAT} k_{rw}(\theta) \nabla H$ avec :

$$K_{SAT} = \frac{k \rho_w g}{\mu_w} \quad (1.16.)$$

où k est la perméabilité intrinsèque [L^2], ρ_w et μ_w respectivement la masse volumique et la

viscosité cinématique de l'eau et $k_{rw}(\theta)$ la perméabilité relative ($\frac{K(\theta)}{K_{SAT}}$).

La charge capillaire H s'écrit $H = \frac{p_w}{\gamma_w} + z$ avec $\gamma_w = \rho_w g$ et z représentant la profondeur

comptée positivement vers le haut.

En considérant des écoulements unidirectionnels verticaux, le débit de l'écoulement est donné par:

$$q_z = -k \frac{\rho_w g}{\mu_w} k_{rw} \frac{\partial (\frac{p_w}{\gamma_w} + z)}{\partial z} \quad (1.17.)$$

Cette relation donne évidemment le débit d'écoulement pour l'eau, mais on peut aussi écrire celui de l'air en remplaçant l'indice w par l'indice a. Dans ce qui suit nous considérons que l'air est à la pression atmosphérique et que son débit d'écoulement est négligeable par rapport à celui de l'eau.

1.2.2. Equation de transfert de Richards

L'équation de continuité dans le cas d'un écoulement en milieu poreux non saturé s'écrit en considérant un élément de volume élémentaire et en évaluant le bilan des flux massiques entrants et sortants :

$$M_{IN} - M_{OUT} = \frac{\partial M}{\partial t} \quad (1.18.)$$

avec M la masse d'eau stockée dans une colonne de sol de section unitaire et d'épaisseur ΔZ.

En négligeant la compressibilité de l'eau et de la zone non saturée, nous obtenons :

$$-\frac{\partial q_z}{\partial z} = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (1.19.)$$

Introduisons la loi de Darcy pour un écoulement unidirectionnel vertical (équation 1.17.) dans l'équation obtenue ci-dessus, nous obtenons:

$$\frac{\partial}{\partial z} (K_{SAT} k_{rw} (\frac{\partial h}{\partial z} + \frac{\partial z}{\partial z})) = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (1.20.)$$

Cette formulation dite mixte donne une équation contenant les deux variables d'état non indépendantes, θ et h. Il est pratique d'éliminer l'une des deux pour obtenir une seule

inconnue. Pour cela utilisons la règle de dérivation de Leibnitz : $\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial \theta}{\partial h} \frac{\partial h}{\partial t}$ avec :

$$C(\theta) = \frac{\partial \theta}{\partial h} \quad (1.21.)$$

la capacité capillaire spécifique en eau qui représente la pente de la courbe de rétention pour une valeur particulière de teneur en eau. C'est une propriété importante qui rend compte du stockage et de la disponibilité en eau du sol pour les plantes. C'est une fonction de la teneur en eau, de la texture et de l'hystérésis.

Nous obtenons l'équation de Richards (1931) :

$$C \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] \quad (1.22.)$$

C'est une équation différentielle aux dérivées partielles **non linéaire** en h qui demande deux équations auxiliaires pour être résolue : $k_{rw}(h)$ et $\theta(h)$ qui permet le calcul du paramètre C(h).

De plus elle demande pour être résolue la prise en compte des conditions initiales et aux limites du domaine d'étude définies à partir des variables d'état h et/ou θ . Il

sera important de préciser pour les conditions initiales, s'il y a drainage ou imbibition à cause du phénomène d'hystérésis sur les courbes $K(\theta)$ et $h(\theta)$.

Les conditions initiales concernent les spécifications des variables d'état en tout point du domaine d'étude. Les conditions aux limites peuvent être de plusieurs types :

- teneur en eau ou succion imposée (condition de Dirichlet) : en cas de submersion on pourra imposer la pression de la hauteur d'eau au-dessus du sol ;
- flux ou débit imposé (condition de Neuman ou Cauchy) : c'est le cas de l'infiltration sous pluie ou irrigation par aspersion de débit q_z . A la surface horizontale on a :

$$q_z = -\left\{K(h)\frac{\partial h}{\partial z} + K(h)\right\} \quad (1.23.)$$

Pour rendre plus simple le traitement mathématique de l'équation de Richards, il est avantageux de transformer les équations d'écoulement de façon qu'elles ressemblent à celles obtenues en conduction de chaleur pour lesquelles ils existent des solutions analytiques assez simples si les mêmes types de conditions aux limites sont applicables à l'infiltration d'eau dans le sol (Carslaw et Jaeger, 1959 ; Crank, 1956). Pour cette transformation il faut réécrire la loi de Darcy en liant le débit d'écoulement d'eau au gradient de teneur en eau plutôt qu'au gradient de pression d'eau.

En utilisant la règle de dérivation de Leibnitz, nous obtenons: $\frac{\partial h}{\partial x} = \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial x}$. En notant

$D(\theta) = K(\theta) \frac{\partial h}{\partial \theta}$ la diffusivité capillaire, on obtient la relation :

$$q_z = -(D(\theta)\frac{\partial \theta}{\partial z} + K(\theta)) \quad (1.24.)$$

Le terme $D(\theta) = K(\theta) \frac{dh}{d\theta} = \frac{K(\theta)}{C(\theta)}$ représente la diffusivité et fut introduit par Childs et

Collis-George (1950) pour donner à l'équation de Richards la même forme que l'équation de

diffusion de Fick. La diffusivité $D(\theta)$ se définit comme le rapport entre la conductivité hydraulique et la capacité capillaire en eau et est donc une fonction de la teneur en eau.

Nous obtenons la formulation de l'équation de diffusivité dite de Fokker-Plank (Childs et Collis-George, 1950) où l'inconnue est θ :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} + K(\theta) \right] \quad (1.25.)$$

Elle demande aussi la connaissance de deux équations auxiliaires $D(\theta)$ et $K(\theta)$.

L'équation de Richards formulée en h présente néanmoins deux avantages importants sur la formulation de Fokker-Plank en θ :

- elle décrit mieux les transferts en milieux stratifiés (Vauclin et al., 1979) car la pression est continue à l'interface entre les couches contrairement à la teneur en eau qui présente une discontinuité;

- de plus elle peut être utilisée pour décrire les transferts d'eau aussi bien en milieu poreux non saturée ($h < 0$) que saturé ($h > 0$).

Une troisième formulation est proposée dans Raats (1971) qui utilise le concept de potentiel matriciel défini par Gardner (1958) :

$$\Phi(h) = \int_{-\infty}^h K(\xi) d\xi \quad (1.26.)$$

Ce qui donne l'équation dite de Kirchhoff :

$$\frac{C}{K} \frac{\partial \Phi}{\partial t} = \frac{\partial^2 \Phi}{\partial z^2} - \frac{1}{K} \frac{dK}{dh} \frac{\partial \Phi}{\partial z} \quad (1.27.)$$

qui présente l'avantage de réduire l'importance des non linéarités (Haverkamp, 1983). Par exemple en considérant un α -sol décrit par la relation de Gardner (1958) :

$K(h) = K_{SAT} e^{\alpha h}$ avec α une « constante » de dimension $[L^{-1}]$, il est possible de linéariser

l'équation de Kirchhoff en régime permanent :

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial z^2} - \alpha \frac{\partial \Phi}{\partial z} = 0 \quad (1.28.)$$

CHAPITRE 2. MATERIELS ET METHODES D'INVESTIGATION

2.1. Introduction

La modélisation de l'écoulement dans la zone non saturée demande la connaissance des propriétés hydrodynamiques du sol, à savoir la courbe de rétention $h(\theta)$ et la courbe de la conductivité hydraulique non saturée $K(h)$. La fiabilité des modèles dépend pour une large part de la précision de détermination de ces courbes. La difficulté majeure de la détermination est due au fait que $K(h)$ et $h(\theta)$ sont fortement non linéaires (Feddes et al., 1988) et donc de petits changements en θ peuvent entraîner des variations de h et K de plusieurs ordres de grandeur.

Les courbes caractéristiques ont fait l'objet d'études théoriques qui ont permis de proposer des modèles analytiques (Burdine, 1953 ; Brooks & Corey, 1966 ; Mualem, 1976 ; Van Genuchten, 1980). Mais ces modèles théoriques nécessitent toujours l'ajustement de paramètres que seules des mesures expérimentales, certes plus coûteuses, permettent de valider. Ce besoin de mesures directes a amené le développement de nombreuses méthodes de mesures in situ et au laboratoire.

Les études in situ demandent beaucoup de temps de mise en œuvre et de matériel de mesures. Deux types d'essais peuvent être distingués :

- celles qui utilisent des mesures sur un profil à l'aide de : sonde à neutrons, sonde Gamma, sonde TDR, tensiomètres) (Vachaud et al., 1981 ; Vauclin et Vachaud, 1981). Elles sont inadaptées pour la premiers centimètres du sol et pour la détermination de K_{SAT} ;
- Celles qui utilisent l'infiltromètre à disque à succion contrôlée bien adaptées pour la surface et les valeurs de pressions au voisinage de la saturation (0 – 100 mmCE) (Perroux et White, 1988).

Les études de laboratoire utilisent des essais d'infiltration ou d'évaporation sur des colonnes de sol pour la détermination des caractéristiques hydrodynamiques. Wind (1968) a développé une méthode simple de détermination des courbes $h(\theta)$ et $K(\theta)$ dans des conditions beaucoup sèches (entre 50 et 600 cmCE de pression). Cette méthode est valable loin de la saturation car pour les gradients faibles (voisinage de la saturation), les erreurs sur la mesure de la pression d'eau peuvent être grandes comparées au gradient de charge ($\frac{\partial h}{\partial z} + 1$). Elle nécessite aussi théoriquement des sols homogènes sans stratification.

2.2. La méthode de WIND

La méthode d'évaporation WIND (1968) porte sur un échantillon cylindrique disposé sur une balance et muni de microtensionmètres à différentes profondeurs. Une lampe électrique de forte puissance est disposée au dessus de l'échantillon pour le soumettre à évaporation. En général, l'ensemble des mesures (pression et poids) sont en acquisition automatique. A partir de la perte de poids total de l'échantillon, l'humidité volumique moyenne peut être calculée. Le calage des paramètres de la courbe de rétention théorique retenue s'effectue par itérations en comparant la teneur en eau moyenne mesurée à celle calculée par pondération des mesures de pressions. La teneur en eau moyenne obtenue par pondération des lectures régulières n'est pas en accord en général avec celles déduites de lectures de pressions qui sont plus précises. Si on considère que les lectures de microtensionmètres sont correctes, la courbe $\theta(h)$ est recalculée en multipliant chaque valeur de teneur en eau calculée à partir de lectures de pressions par le quotient de la valeur vraie par la valeur calculée de la teneur en eau moyenne. Et ces nouvelles valeurs de teneur en eau sont interpolées en fonction des pressions mesurées ce qui donne une nouvelle courbe $\theta(h)$. La procédure est réitérée jusqu'à moins de 1 % de différence entre θ moyen obtenu par calcul et par mesure (4 à 5 itérations en général mais plus pour un sol sableux d'après Wind (1968)). La durée des essais dépend des conditions dans le

laboratoire, de la pression en surface et surtout de la texture du sol. Elle varie pour les expériences de WIND (1968) entre 7 jours et plus de 200 jours.

2.3. Méthodes d'interprétation des essais WIND

2.3.1. L'algorithme de Wind

L'algorithme original de Wind se présente comme suit (figure 2.1.):

1- Le modèle de Van Genuchten (1980) est retenu pour la courbe caractéristique dans ce rapport:

$$S_e = \left[\frac{1}{1 + \left(\frac{h}{h_g} \right)^n} \right]^m \quad \text{avec } m = 1 - \frac{2}{n} \text{ (Burdine)}$$

Il présente 4 paramètres à déterminer: h_g , n , θ_s et θ_r .

2- En utilisant la courbe $S_e(h)$ avec des valeurs initiales estimées des paramètres, les teneurs en eau sont calculées à partir des données de pressions aux profondeurs et aux temps de mesures;

3- En supposant un profil de θ linéaire, la teneur en eau moyenne est calculée à tous temps connaissant la teneur en eau précédente. Dans la méthode originale de WIND (1968), on suppose que le cylindre est divisé en couche avec des teneurs en eau constantes en correspondance avec les profondeurs de mesures des succions (figure 11.2.). Ainsi à chaque temps de mesure, la teneur en eau moyenne est calculée à partir de celles des différentes couches d'influence des microtensiomètres;

4- La valeur θ moyen calculée est comparée à celle mesurée avec la balance. Les paramètres de la courbe $\theta(h)$ sont optimisés par itérations. Le critère de minimisation porte sur la somme des carrés des différences entre θ mesurée et estimée aux différents instants de mesures.

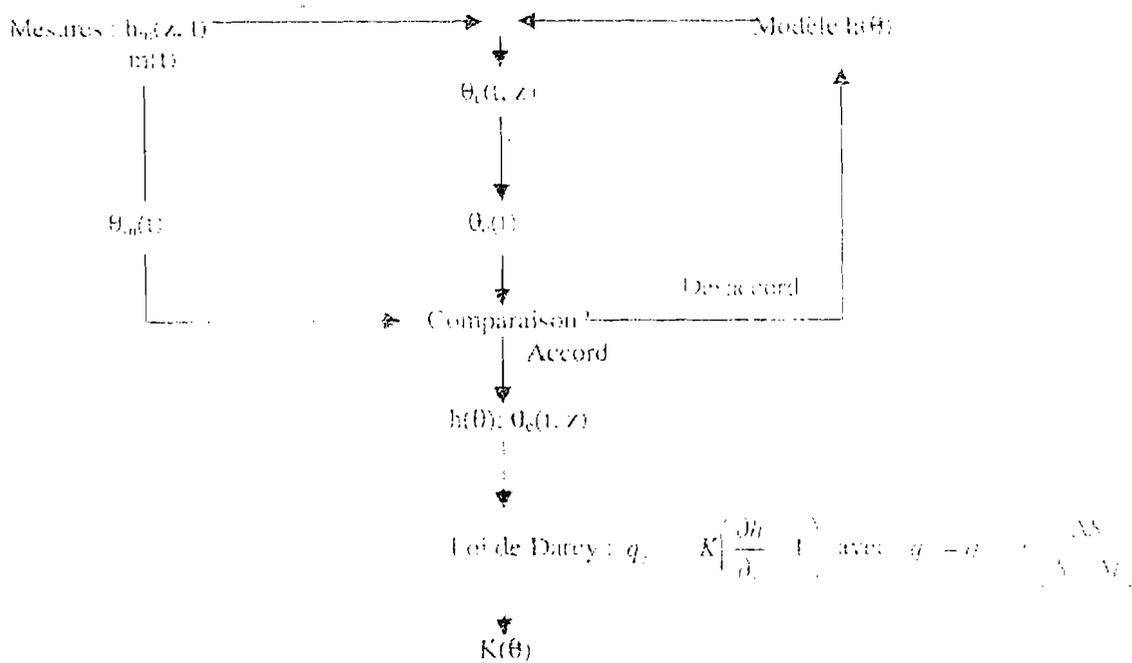


Figure 2.1. Organigramme de l’algorithme Wind

La détermination de $K(h)$ utilise la méthode du profil instantané appliquée aux données stabilisées. La conductivité hydraulique $K(h)$ est calculée si et seulement si le gradient de succion est significativement différent de zéro.

2.3.2. Evaluation de la méthode Wind

2.3.2.1. Validation de la méthode

Tamari et al. (1993), critiquant la méthodologie de Wind (1968), posent le problème de l’unicité des propriétés hydrauliques calculées en utilisant une procédure inverse. Ils mènent une recherche sur la validité des propriétés hydrauliques déterminées par la méthode WIND (1968) en utilisant des données expérimentales et numériques (simulation par résolution de l’équation de Richards par la méthode des Eléments Finis). Ils proposent aussi une version modifiée de l’algorithme WIND (1968).

La partie expérimentale utilise des cylindres de 106 mm de diamètre et 60 mm de hauteur qui sont humidifiés sous une charge de quelques centimètres d’eau avec un suivi régulier du niveau jusqu’à saturation complète. Ensuite l’échantillon est soumis à évaporation

dans les conditions de laboratoire (variation de température $\pm 1,5$ °C). Le sol étudié présente une porosité entre 0,42 et 0,64 et une densité apparente entre 0,96 - 1,54. Le flux évaporatoire varie entre 5,6 et 9,5 mm/j avec une mesure tous les cinq minutes de la teneur en eau moyenne (pesage) et de la succion à cinq profondeurs. La succion est mesurée par 5 micro-tensiomètres espacés de 10 mm, de diamètre 2 mm et de longueur 20 mm. Les courbes de calibration des microtensiomètres est linéaire dans le domaine entre 0 – 9 mCE.

La méthode de référence utilisée est dite du profil instantanée (Watson, 1966) et utilise une colonne initialement saturée, fermée en bas (flux nul). Un pas de temps minimum est choisi de manière à assurer que la variation de teneur en eau est significativement différent de zéro (environ 2 à 5 heures). La conductivité hydraulique est calculée uniquement si le gradient est significativement différent de zéro.

Dans l'algorithme modifié de Wind, le profil de θ à chaque instant est supposé être une fonction spline continue de haut en bas du cylindre. Pour calculer la fonction spline, les teneurs en eau du haut et du bas du cylindre sont d'abord extrapolées en utilisant une régression polynomiale des θ à différentes profondeurs où les succions sont mesurées (maximum polynômes d'ordre 3). Puis la fonction spline est ajustée de haut en bas et la teneur en eau θ calculée (moyenne de 60 mesures régulièrement espacées).

Pour la méthode Wind modifiée ou non, le calcul des paramètres du modèle de Van Genuchten prend en compte le nombre de micro-tensiomètres installés et celui des micro-tensiomètres encore en fonctionnement à la fin de l'expérience.

ETUDE EXPERIMENTALE DES PROPRIETES HYDRODYNAMIQUES DES SOLS CULTIVES

Pour les données expérimentales, généralement 5 à 10 itérations sont nécessaires avec WIND ou WIND modifié. La différence $(\theta_{\text{mesuré}} - \theta_{\text{calculé}}) < 0.01 \text{ kg/kg}$. Et les différences de teneurs moyennes augmentent avec les faibles valeurs de θ utilisées lors de la procédure itérative.

En utilisant des profils de succion générées par simulation numérique, il est montré que la méthode WIND modifiée est meilleure que l'originale avec plus de 3 microtensiomètres. En deçà WIND originale est plus adaptée à cause de l'approximation par fonction spline. En utilisant 5 microtensiomètres et la méthode Wind modifiée, on constate que pour un θ donnée, les différences avec la méthode de référence sont inférieures pour $\theta(h)$ à 4% et pour $K(h)$ à 10% pour le silt argileux et 20 % pour le sable.

2.3.2.2. Influence des erreurs de mesures

Parce que les gradients de pression sont faibles proche de la saturation et donc très sensibles aux erreurs de mesures sur les microtensiomètres, une analyse de sensibilité aux erreurs de mesures de succions est effectuée par Tamari et al. (1993) pour la détermination de $K(h)$ et $\theta(h)$. Un modèle numérique de simulation d'écoulement est utilisée pour étudier l'influence des erreurs sur la mesure de la succion. Les erreurs de mesure sont supposées indépendantes, normalement distribuée avec une déviation standard de 2,5 mm pour la succion et 0,25g pour la pesée. Trente jeux de données issues de ces simulations sont utilisées pour ajuster les paramètres des courbes avec la méthode Wind et Wind modifié. Les erreurs relatives sur la succion varient de 0,025 à 2.5 % dans la gamme -0,1 à 10 mCE. Celles pour le poids varient de 0,030 à 0,045 % pour un sol de teneur en eau de 0,20 et une densité apparente sèche entre 1 et 1,5 t/m³. En ce qui concerne la succion, les erreurs sur les différences sont normalement distribuées avec une variance double de celle sur les mesures de succion. Si la différence en succion, utilisée pour calculer le gradient, n'est pas significativement différent de zéro, la conductivité hydraulique calculée est éliminée.

En considérant que les erreurs sur la mesure du débit sont négligeables, et que les erreurs sur la succion sont de distribution normale $N(\mu, \sigma)$, celle sur la conductivité hydraulique suit une

loi inverse normale $\frac{1}{N(\mu, \sigma)}$. Pour les gradients $\left(\frac{\partial h}{\partial z}\right)_z$ tels que $\frac{\sigma}{\mu} \gg 1$, on a une sous-

estimation de la conductivité hydraulique et les valeurs calculées $K(h)$ peuvent être négatives.

En utilisant les données issues de la simulation avec la méthode Wind modifiée, près de 30% des données concernant le sable donne des K négatifs. De plus l'erreur sur la mesure de la succion influence beaucoup la conductivité hydraulique calculée pour un sol près de la saturation avec des gradients faibles.

2.3.2.3. Influence de la texture des sols

Les propriétés hydrodynamiques $\theta(h)$ et $K(h)$ sont fortement influencées par la structure du sol et avec les faibles valeurs de θ , elles sont de plus en plus influencées par la texture. Elles sont d'intérêt important dans la zone proche de la saturation car c'est dans cette zone que se situent les phénomènes concernant d'importants processus écologiques comme l'infiltration, le drainage et l'aération du sol. Une technique pour apprécier facilement les propriétés hydrauliques est requise pour quantifier les effets d'utilisation du sol et de gestion du sol sur les processus relatifs à sa structure.

Wendroth et al. (1994) déterminent $\theta(h)$ et $K(h)$ à partir de mesures simultanées à deux profondeurs de la succion et de l'évaporation totale pour estimer le flux. Trois sols à texture différente sont utilisés comme données d'entrée dans un modèle numérique tenant compte de la non linéarité de $K(h)$ pour une haute résolution en profondeur. Les conditions de frontière sont posées et les résultats de simulation sont utilisés comme pour les expériences.

Les échantillons de sol utilisés lors des expériences sont des cylindres de diamètre 8 cm et hauteur 6 cm saturés à l'eau distillée. Deux micro-tensiomètres de longueur 6 cm et

diamètre extérieur 0.6cm sont installés horizontalement à 1,5 et 4,5 cm à partir de la surface. Les capteurs de pression ont une sensibilité de 0,01 mV équivalent à 0,25 cmCE.

Après chaque lecture de pression, les capteurs sont déconnectés et l'échantillon avec les tensiomètres pesés sur une balance de précision 0.01g pour calculer la teneur en eau. La durée entre mesures dépend du débit d'évaporation. Au flux de 1.5 cm/j Δt entre mesures est de 15 à 30 mns alors que pour 0.1 à 0.15 cm/j Δt est d'environ 2 à 4 heures.

Dans les conditions du laboratoire, l'évaporation est d'environ 0.15 cm/j. Pour les sols silteux ou sablo-limoneux près de la saturation, le flux évaporatoire est accru à 1.5 cm/j en utilisant un ventilateur. Après un gradient entre tensiomètres d'environ 1.5 à 2.5 m/m, l'échantillon est couvert pour éliminer le flux évaporatoire. Après un nouvel équilibre, on reprend l'évaporation sans le ventilateur avec un flux de 0.15 cm/j. Pour l'argile, l'évaporation est fixée bas à environ 0.10 cm/j en mettant un couvercle métallique perforé sur l'échantillon.

Généralement, l'essai d'évaporation est arrêté après le décrochage à -650 cm de succion du tensiomètre du haut. L'échantillon est alors récupéré et le θ_r déterminé par séchage à 105°C (Wendroth et al., 1990). $\theta(h)$ est ajusté à la courbe de rétention de Van Genuchten. Le programme RETC (Van Genuchten, 1980) est utilisé pour l'optimisation avec comme critère d'arrêt $\Delta\theta_{\text{moyen}} < 0.0001 \text{ m}^3/\text{m}^3$. Le nombre d'itérations dépend de la texture. Il est de 3 pour les sables et silt limoneux et de 12 pour l'argile.

Les capteurs de pression ont une sensibilité de 0,25 cm. En supposant que les deux droites de calibration des micro-tensiomètres ont la même pente, le gradient hydraulique vertical ne peut être déterminé qu'avec une sensibilité de 0,08 mm⁻¹. Ainsi près de la saturation, ceci induit une erreur sur la détermination de K(h). Ainsi pour les valeurs de gradients hydrauliques inférieures à 0,2 mm⁻¹, les valeurs de K(h) sont rejetées. La validité de la loi Darcy constitue l'hypothèse majeure dans l'interprétation des résultats issus de simulations numériques ou d'expériences. En plus de l'écoulement de type Darcy, l'équation

de Richards requiert que la phase gazeuse (air) soit continue. Près de la saturation il peut y avoir des poches d'air isolées qui peuvent réduire l'augmentation de la conductivité hydraulique entre les deux tensiomètres durant l'évaporation. Donc, dans la zone proche de la saturation, l'incertitude sur la détermination des gradients hydrauliques est relativement élevée. Il est difficile de conclure sur la cause des gradients proches de zéro qui peuvent être dus aux poches d'air ou à des conductivités hydrauliques élevées.

Bien que Bécher (1975) ait conclu de ses expériences d'évaporation que 3 tensiomètres sont nécessaire pour calculer $K(h)$ dans un échantillon de 5 cm de hauteur, Stolte et al (1994) ont noté un bon accord entre les courbes estimées à partir d'expériences et celles à partir de simulations (Figure 11.2). Mais cet accord pourrait ne plus se vérifier si on changeait les conditions expérimentales de façon significativement différentes (hauteur des échantillons, position et inter-distance des microtensiomètres).

2.3.2.4. Etude de sensibilité de l'algorithme Wind

Bien que les méthodes inverses soient très répandus il se pose toujours le problème de l'identification, de l'unicité et de la stabilité de leurs solutions. Mohrath et al. (1997) utilise des résultats de simulations numériques pour appliquer la méthode Wind et étudier la sensibilité de la courbe de rétention et celle de conductivité hydraulique aux erreurs sur la position des microtensiomètres, sur les droites de calibration et sur l'hétérogénéité de l'échantillon.

Ils supposent que la courbe de rétention est donnée par la fonction proposée par Van Genuchten (1980):

$$h(\theta) = h_s \left[\left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{1}{m}} - 1 \right]^{\frac{1}{n}} \text{ avec } m = 1 - \frac{1}{n}$$

Cette expression contient 4 paramètres qui sont déterminés par optimisation en utilisant la méthode de Gauss-Marquardt (1963). Les itérations sont arrêtées quand la

différence relative de la somme des carrés ou la variation relative des valeurs absolues des valeurs est inférieure à 10^{-3} . En utilisant la loi de Darcy, la conductivité hydraulique peut être calculée en considérant que le flux à travers une section située à la profondeur z est donnée par :

$$q_z = q_{z+1} + \left[\frac{\Delta S}{S_{col} \Delta t} \right]_{z,z+1} \quad \text{avec } \Delta S \text{ le changement de stock d'eau dans un élément de volume de}$$

sol ayant une surface S_{col} entre t et $t+\Delta t$ calculé à partir du profil de teneur en eau obtenu avec la méthode Wind modifiée.

Du fait que le gradient près de la saturation est faible et du même ordre de grandeur que les erreurs de mesures (Tamari et al., 1993), tous les gradients inférieurs à 5 mm^{-1} sont éliminées de la simulation.

Les résultats montrent que la courbe de rétention est peu sensible aux erreurs de position ou de calibration des microtensiomètres mais est sensible à l'hétérogénéité de l'échantillon. Le fait d'utiliser la moyenne géométrique ou arithmétique est peu sensible pour les résultats. Par contre les effets de variation de température lors de l'expérience sont très important sur les résultats à cause de l'influence sur la viscosité de l'eau.

En ce qui concerne la courbe de la conductivité hydraulique, les effets sur les résultats suivants sont notés :

- l'erreur sur la position des tensiomètres (à 1 et 2 mm près) est sensible surtout en profondeur. Cependant il est possible d'utiliser une correction sur la teneur pour se rapprocher de la courbe vraie ;
- les biais sur la droite de calibration d'un tensiomètre ont un effet important sur la courbe $K(h)$ qui est décroissante avec la profondeur. Le biais sur l'ordonnée à l'origine (0,01 ou 0,05 m) est aussi importante et décroît avec la profondeur. Par contre la correction de la teneur en eau proposée n'améliore pas les résultats ;

- Quand l'échantillon est hétérogène (2 couches), la courbe K(h) est très affectée et présentent plusieurs formes. En réalité la méthode Wind n'est plus applicable car elle requiert une homogénéité de l'échantillon.

En conclusion, lors de la mise en place de la méthode Wind, il faut s'assurer de placer de façon la plus précise possible les microtensiomètres ($\pm 1 \text{ à } 2 \text{ mm}$) pour un espacement d'au moins 10 mm. Il est important de suivre l'ambiance thermique et de procéder aux corrections sur la viscosité :

$$h(\theta, T) = \left[\frac{\sigma(T)}{\sigma(T_0)} \right] h(\theta, T_0) \text{ avec } \sigma(T_0) \text{ la tension superficielle entre l'air et l'eau (Nm}^{-1}\text{)}$$

$$K(\theta, T) = \left[\frac{\mu(T_0)}{\mu(T)} \right] K(\theta, T_0) \text{ avec } \mu(T) \text{ la viscosité cinématique de l'eau (m}^2\text{s}^{-1}\text{)}. \text{ La viscosité}$$

cinématique de l'eau est donnée par : $\mu(T) = \frac{\eta(T)}{\rho_w}$ avec $\eta(T)$ la viscosité dynamique de l'eau

($\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) qui est considérée comme constante. L'effet de la température sur la tension superficielle est négligeable (environ 2%° C) par contre l'effet sur la viscosité est importante (environ 20%) dans le domaine 10 à 30 C (Tableau 2.1).

Tableau 2.1. Variations en fonction de la température de la tension superficielle et de la viscosité.

Température C	Tension Superficielle Nm-1	%variation par rapport à 10 C	Viscosité Pa s	% variation par rapport à 10 C
10	0,0742		$1\,307 \cdot 10^{-6}$	
20	0,0727	2,0	$1\,000 \cdot 10^{-6}$	23.3
30	0,0712	2,1	$798 \cdot 10^{-6}$	20.4

CHAPITRE 3. PRESENTATION DU SITE EXPERIMENTAL : LE BASSIN VERSANT EXPERIMENTAL S5 DE THYSSE KAYMOR

4.1. Situation géographique et morphopédologie

La zone d'étude se situe dans la région du Sine Saloum au Centre Ouest du Sénégal (Figure 4.1.). Elle est limitée à l'ouest et au nord par un affluent du fleuve Gambie, le Bao Bolon, à l'est par le réseau hydrographique du Nianji Bolon et au sud par la frontière gambienne. Le Bao Bolon est un affluent du fleuve Gambie qui constitue son axe de drainage fonctionnel en rive gauche. Il est en partie envahi par les eaux de mer et possède un régime d'écoulement intermittents en saison pluvieuse.

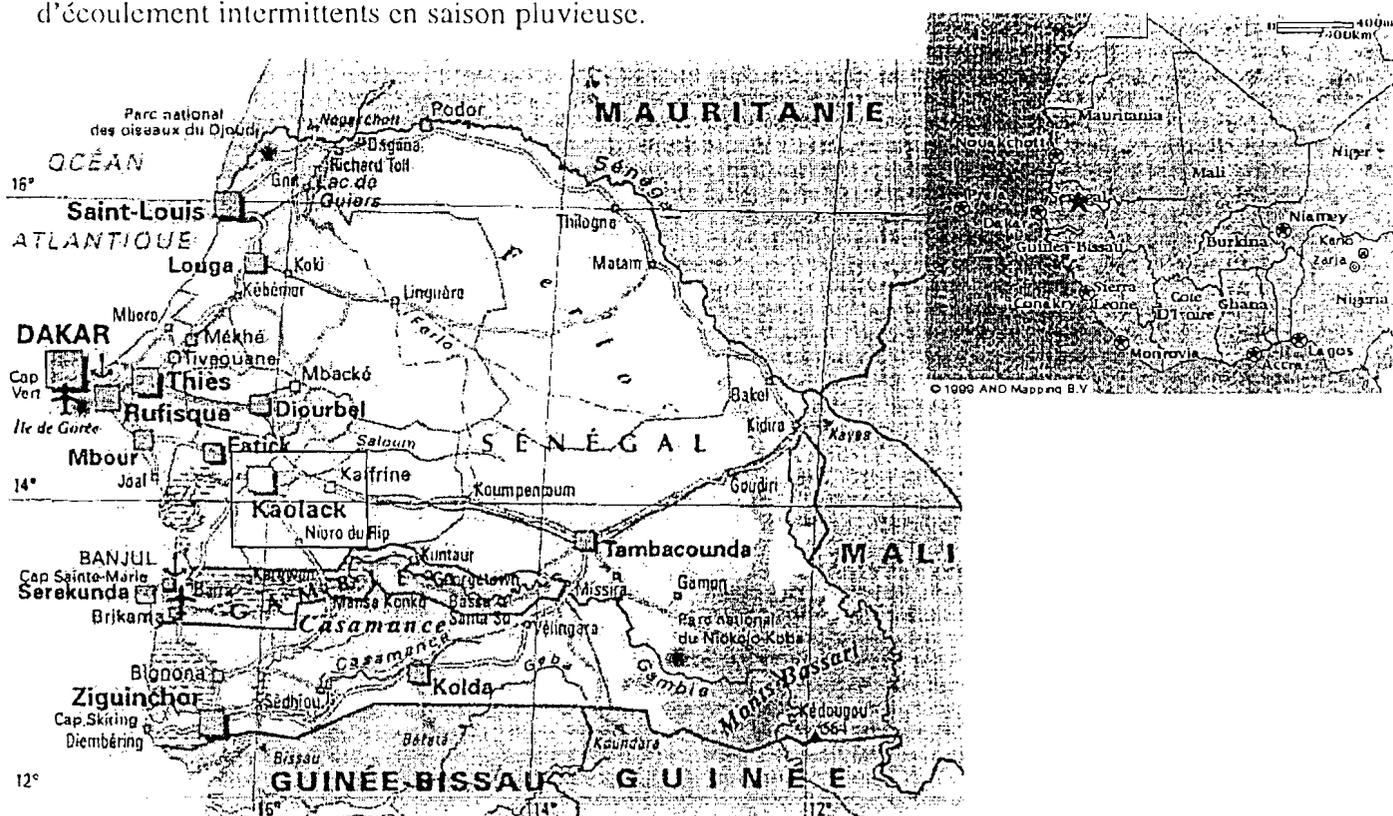


Figure 4.1. Situation géographique de la zone d'étude.

Le modelé général de la région est constitué par un ensemble de vastes plateaux tabulaires de 30 à 60 m de haut entaillés par un réseau de larges vallées à faibles pentes. Les pédogenèses successives du quaternaire se sont imprimés sur ce modelé.

La région appartient à la partie sud du bassin sédimentaire sénégalo-mauritanien. Les couches géologiques de surface sont constituées par les formations dites du Continental Terminal mises en place au Pliocène. Le faciès dominant de ces formations détritiques est un grès hétérométrique argileux bariolé et azoïque. Les sédiments contiennent localement des lentilles de sable, des bancs d'argile kaolinique et des passées de gravillons ferrugineux. L'ensemble de ces dépôts repose sur les calcaires et marnes de l'éocène (Michel, 1973).

La zone d'étude a fait l'objet d'analyses morphopédologiques réalisées à des échelles différentes. Celles-ci ont permis de définir des unités de territoires homogènes par leur nature, leur genèse et leur dynamique d'évolution (Bertrand, 1972; Brouwers, 1987; Angé, 1991). Les différents types de sol rencontrés sont répartis selon les unités morphopédologiques de la toposéquence : plateaux, versants et bas fonds (Figure 4.2.).

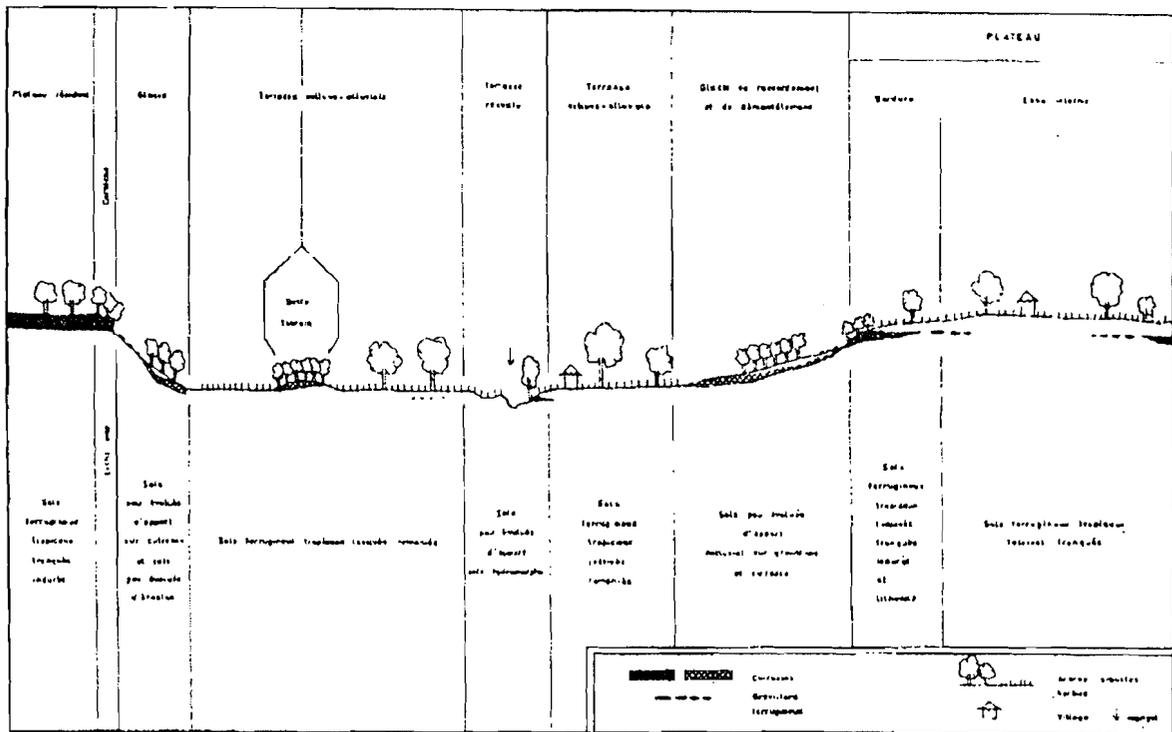


Figure 4.2. Toposéquence morphopédologie de la région.

Les plateaux culminent vers 40 m d'altitude avec 15 à 20 km de large. Ils se composent d'une zone interne presque dépourvue de cuirasse. La bordure, indurée à faible

profondeur, est limitée par un talus discontinu recouvert d'éboulis de cuirasse et passe latéralement à un glacis en pente nette vers la vallée (Bertrand, 1972). Les zones centrales des plateaux présentent des sols ferrugineux tropicaux lessivés plus ou moins hydromorphes à faciès tronqués appelés sols beiges. Ces sols beiges de plateaux possèdent un horizon humifère gris d'une quinzaine de centimètres d'épaisseur, à texture sablo-argileuse (10% argile) et à structure massive. L'horizon suivant de couleur brun clair est enrichi en argile (20 à 30 %) et contient des nodules d'oxyde de fer qui prennent l'aspect de gravillons très durs. Un horizon très clair et très argileux apparaît à 1.50 m de profondeur et se prolonge jusqu'au matériau bariolé du Continental Terminal ou repose sur une cuirasse indurée. Ces terres présentent une bonne capacité de rétention d'eau et sont favorables à la culture du sorgho et du coton.

Les versants se composent d'un glacis amont et d'une terrasse. Le glacis (pente 1%) de nature gravillonnaire, s'est développé au pied du talus par suite du démantèlement partiel de la cuirasse. La terrasse (pente 0.5%) est issue du remblaiement colluvio-alluvial des vallées et se raccorde au glacis amont à une vingtaine de mètres d'altitude (Bertrand, 1972 ; Brouwers, 1987).

Le glacis est constitué de sols peu évolués composés de matériaux rouges à brun-rouges, sableux en surface. L'horizon inférieur renferme 25 à 50 % d'argile. La profondeur utile du sol limite leur fertilité potentielle mais dans certains cas (topographie concave), l'épaisseur de terre arable devient plus importante. La profondeur d'apparition de l'horizon gravillonnaire peut varier de 30 à 60 cm. Il repose sur la cuirasse plus ou moins indurée qui passe localement à une carapace. Ces sols de défriche récente se dégradent très rapidement dès leur mise en culture.

Les terrasses sont des sols tropicaux ferrugineux, lessivés, remaniés, sur colluvio-alluvions. L'horizon de surface sableux est de couleur brun à rougeâtre à structure massive,

pauvre en matière organique (0.5%). En dessous de 20 cm, l'horizon devient rouge et nettement plus argileux (15 à 30%) et des tâches beiges ou rouilles apparaissent. En profondeur (environ 1.50 m), on passe à un horizon très clair contenant de nombreuses tâches beiges plus ou moins indurées (Brouwers, 87). Dans cette région, ces sols constituent les terres agricoles par excellence.

Les bas-fonds sont constitués d'un bourrelet de berge qui relie le bas fond à la terrasse (pente 3 à 4%) et d'un bas fond proprement dit. Les sols de berge sont peu évolués issus d'apport alluvial sur des alluvions récentes. Leur texture est uniformément sableuse avec un horizon superficiel peu humifère ($M O = 0,3\%$). Ces sols sont chimiquement pauvres mais sont très utilisés à cause de la facilité de leur mise en culture.

Les sols de bas fonds sont peu évolués, hydromorphes, issus d'apport alluvial sur des alluvions récents. L'horizon superficiel d'épaisseur variable entre 30 et 100 cm a une couleur foncée. Il présente une texture limoneuse à argilo-limoneuse. En dessous de cet horizon, la texture devient sableuse de teinte claire. En surface la teneur en matière organique (1,6%) atteint des valeurs élevées pour la région. Malgré leur faible superficie ces sols sont les plus fertiles et sont utilisés pour la culture des céréales (sorgho, riz) et le maraîchage de contre-saison. Les principales contraintes agricoles reposent sur des crues violentes qui balayent les bas fonds et les apports colluvio-alluviaux générés par l'érosion intense des versants (Albergel et Perez, 1993).

Notons l'étude récente de Barbiéro (1998) qui replace le contexte pédologique dans un cadre défini par une double déterminisme :

- le relief hérité de l'altération ferralitique des sédiments du Continental Terminal ayant donné naissance à un système de plateaux et glacis ;
- le creusement de bolons (bas fond) suivant 2 directions préférentielles (NE - SW et SE - NW) correspondant aux 2 directions principales de fracturations du substrat.

système de bolons est donc postérieur car il recoupe les anciens thalwegs de la couverture ferrallitique.

L'évolution du relief actuel se ferait donc par soutirage avec un affaissement général de la couverture ferrallitique. Ainsi le déterminisme tectonique constitue un élément fondamental dans l'évolution du relief actuel dont les pertes en terre ne doivent pas être entièrement imputées à l'érosion hydrique ou éolienne.

4.2. Description du bassin versant S5

Le village de Thyssé-Kaymor est situé dans le département de Nioro du Rip de la région de Kaolack. Le bassin versant S5 est situé à l'amont du glacis en limite des terres cultivées. Il ne présente pas de limites naturelles stables c'est pourquoi une levée de terre a été réalisée afin de l'isoler des apports extérieurs.

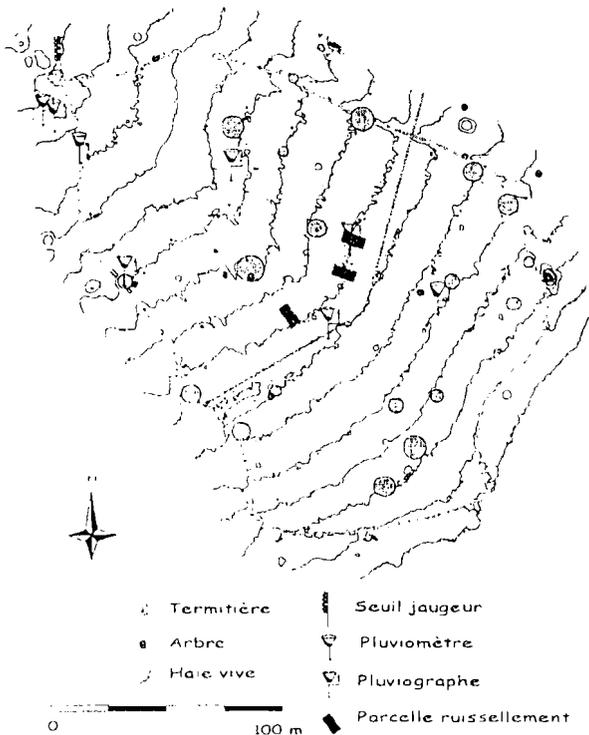


Figure 4.3. Schéma de présentation du bassin versant S5 de Thyssé-Kaymor.

La pente longitudinale est très régulière et voisine de 1%. Il n'y a pas de réseau hydrographique nettement hiérarchisé. Le processus de ruissellement et d'érosion en nappe dominant. Le bassin est mis totalement en culture et divisé en 4 parcelles d'exploitation. Les

rotations culturales intègrent le coton et le sorgho, sans aucune régularité, à la succession mil/arachide.

L'ensemble du bassin versant se classe dans le groupe des sols peu évolués d'érosion et présente un niveau induré à une profondeur voisine de 45 cm. Le sol est sableux sur les 20 premiers centimètres (5 à 10% d'argile) et présente une structure continue avec un matériau poreux peu fragile contenant 5 à 30% de gravillons ferriques (diamètre > 2 mm). On passe rapidement à un matériau sablo-argileux (20% d'argile) à structure continue contenant 50 à 60% de gravillons ferriques. A partir de 45 cm on passe progressivement à un horizon brun puis jaune pâle, de texture argilo-sableuse (30% d'argile), contenant de nombreux nodules ferriques plus ou moins indurés occupant environ 80% du volume du sol. En sec ce dernier niveau ressemble à une carapace cependant en humide le matériau se fragmente facilement (Brouwers, 1987). La variabilité spatiale tient essentiellement dans les profondeurs d'apparition des niveaux gravillonnaires indurés. La caractérisation des gravillons dépend de l'état hydrique du sol et du mode de prélèvement. Pour un site donné, leur participation pondérale peut varier du simple au double selon leur état de cohésion au moment du prélèvement.

La cartographie des états de surface met en évidence un couloir de ruissellement assez large qui prend en écharpe l'ensemble du bassin versant. Les états de surface sont fortement influencés par le système de culture et les activités pastorales.

4.3. Aménagements sur le bassin versant S5

Depuis 1988, le bassin versant a fait l'objet d'un aménagement intégré comprenant (Figure 4.4.):

- une haie vive multispécifique isohypse implantée dans le tiers supérieur du bassin et qui est doublé en amont par un andin de résidus de récolte ;

- trois obstacles filtrants placés dans l'axe du couloir de ruissellement constitués de deux seuils en pierres et d'une fascine. La topographie très plane rend le positionnement des ouvrages très approximatif. L'introduction des techniques culturales anti-érosives permet de conserver une rugosité maximale durant la saison des cultures.

3.4. Prélèvement des échantillons

Une mission de terrain de 3 jours (22 au 24 mars 1999) a été effectuée pour prélever des échantillons de sols en vue d'essais de type WIND. Une tarière à main a été utilisée pour étudier le profil du sol. Les éléments d'information du rapport de Barbiero (1998) sur la pédologie de la région en plus des prélèvements à la tarière ont permis de distinguer à l'échelle du bassin versant S5, 3 unités pédologiques:

le bassin versant est pris en écharpe par un thalweg qui le traverse en son milieu. Ainsi un premier horizon appelé "argileux de thalweg" est distingué le long du centre du bassin; en bordure, deux horizons différents dénommés "argileux sableux" (entre 0 et 8 cm) et "argileux de profondeur" (entre 8 et 16 cm) sont distingués en fonction de la profondeur; une fosse ouverte sur plus de 1,80 m (figure 3.4.) a permis d'étudier le profil pédologique plus profond notamment le niveau gravillonnaire. Ce dernier niveau est très perméable à l'eau bien qu'il soit très dur à passer à la tarière.



PROFIL GRANULOMETRIQUE DU BASSIN VERSANT S5

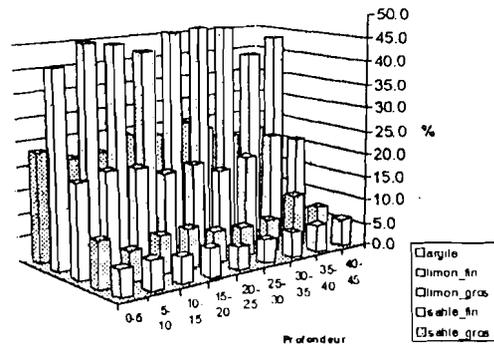


Figure 3.4. Vue de la fosse ouverte dans le Bassin S5 et profil granulométrique entre 0 et 45 cm.

Pour les prélèvements, 4 sites sont retenus (figure 3.5.) avec deux le long du thalweg (en milieu de bassin en amont du cordon pierreux (site 2) et vers l'exutoire (site 4)) et deux autres situés sur les bordures gauche (site 1) et droite (site 3). Sur chaque site trois cylindres de type de ceux utilisés pour les essais TRIMS sont enfoncés dans le sol et rempli d'eau en vue d'humecter le sol jusqu'au lendemain pour en faciliter le prélèvement. Sur les sites de thalweg l'horizon de surface seul est prélevé (6 échantillons entre 0 et 8 cm de profondeur) alors que sur les sites de bordure deux niveaux sont prélevés (6 échantillons sur les niveaux 0 –8 cm et 6 échantillons sur les niveaux 8 – 16 cm de profondeur).

Ces 18 échantillons sont numérotés en tenant compte du niveau HS pour horizon supérieur et HI pour horizon inférieur. De plus 6 échantillons sont prélevés au cylindre pour la détermination de la masse volumique du sol.

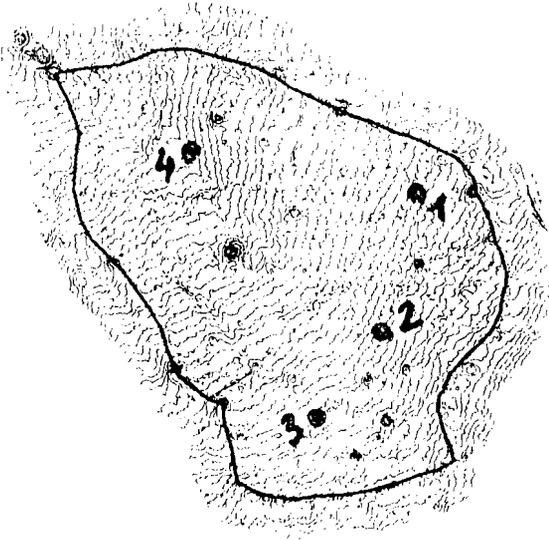


Figure 3.5. Sites de prélèvement des échantillons pour les essais WIND.

1 Sites de prélèvement pour méthode WIND

CHAPITRE 4 : RESULTATS ET DISCUSSIONS DE LA METHODE WIND

4.1. Mise en œuvre des essais WIND

La méthode WIND consiste à soumettre un échantillon complètement saturé et hermétiquement fermé par le bas à une évaporation de surface et de suivre le profil tensiométrique et la perte de poids de l'échantillon. L'échantillon de diamètre 10.5 cm et de hauteur 8 cm est d'abord percé latéralement vers le bas pour la mise en place d'un capillaire qui servira à l'humidification du cylindre. Ensuite l'échantillon est posé sur une toile poreuse de type TRIMS et disposé dans une cuvette pour l'humidification du sol par capillarité. Un niveau de 1 cm au-dessus du bas de l'échantillon est maintenu dans la bassine. La durée de l'humidification est de 12 h environ. Ensuite la toile est retirée et un bouchon mis en place avec de la colle assurant un bouchage hermétique. L'échantillon avec le fond est posé sur une balance pour suivre d'abord son gain de poids (saturation complète) puis sa perte de poids (évaporation). Pour le suivi du profil de pression 3 microtensiomètres sont installés à 2, 4 et 6 cm de profondeur. Chaque microtensiomètre équipé d'un capteur de pression est relié à une centrale d'acquisition de données CR10X (CAMPBELL). Un vase est posé à 1 cm au-dessus du haut de l'échantillon de sol et relié à celui-ci par l'intermédiaire d'un tube capillaire. Il est rempli d'eau par palier de 2 cm de façon régulière en vue de compléter la saturation. Une fois cette dernière terminée le capillaire est retiré et le trou hermétiquement bouché. Immédiatement après on met en place à une hauteur de 1 m par rapport au sommet de l'échantillon une lampe de 100 W en vue d'assurer l'évaporation (figure 4.1.).

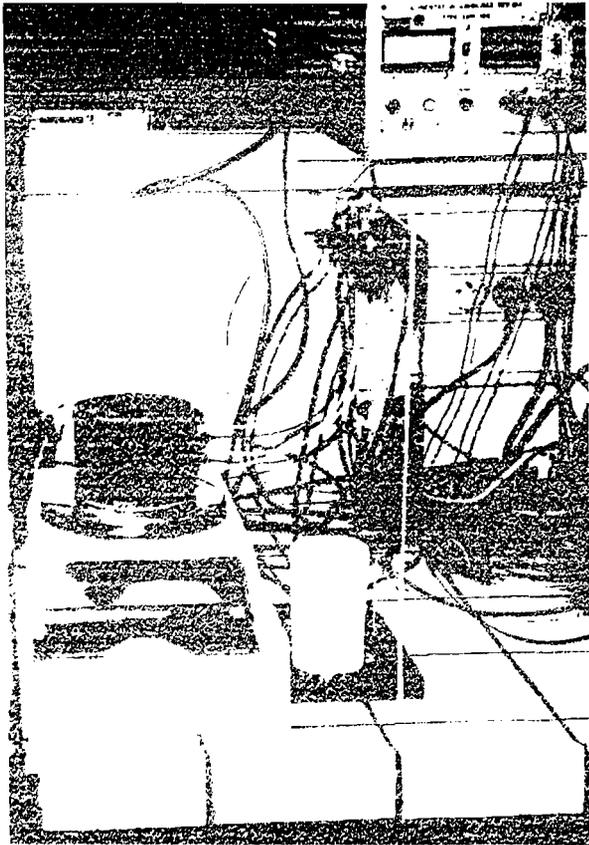


Figure 4.1. Vue du dispositif de mesure de la méthode WIND.

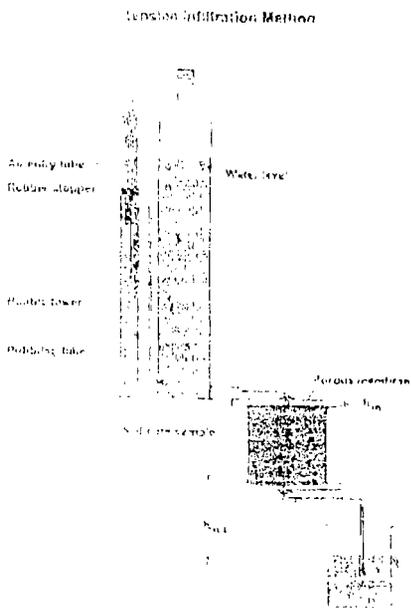


Figure 4.2. Dispositif d'infiltration au laboratoire (in Wendroth et Simunek, 1998).

Après dessiccation jusqu'au décrochage du premier micro tensiomètre, le système est arrêté et l'échantillon mis à l'étuve à 105 °C pendant 24 h pour mesurer la teneur massique en eau finale et la masse volumique du sol.

Certains échantillons au lieu d'être saturés comme précédemment indiqué, ont fait l'objet d'essais d'infiltrométrie avec des pressions croissantes allant de -20, -10, -5 à 0 cm CE. La même pression est appliquée en haut et en bas de l'échantillon suivant le schéma de la figure 4.2.

Pour chaque valeur de pression imposée, on attend la stabilisation du débit d'infiltration et des 3 microtensiomètres avant de procéder au changement de pression. A la fin de la série d'essais, l'échantillon complètement saturé est soumis à évaporation selon le même protocole que précédemment défini.

4.2. Présentation des résultats des essais

Au total 10 échantillons de sol ont été traités pendant notre séjour sur les 18 prélevés sur le terrain. Nous distinguons les échantillons de surface (au nombre de 7), des échantillons de profondeurs prélevés sur les sites de bordure (au nombre de 3). Le débit d'évaporation pendant l'essai Wind présente une valeur rapidement croissante en début d'essai puis se stabilise autour de 2 cm/h et commence à décroître après 70 heures d'évaporation. La figure 4.3. montre l'évolution du débit d'évaporation pour l'horizon de surface des échantillons.

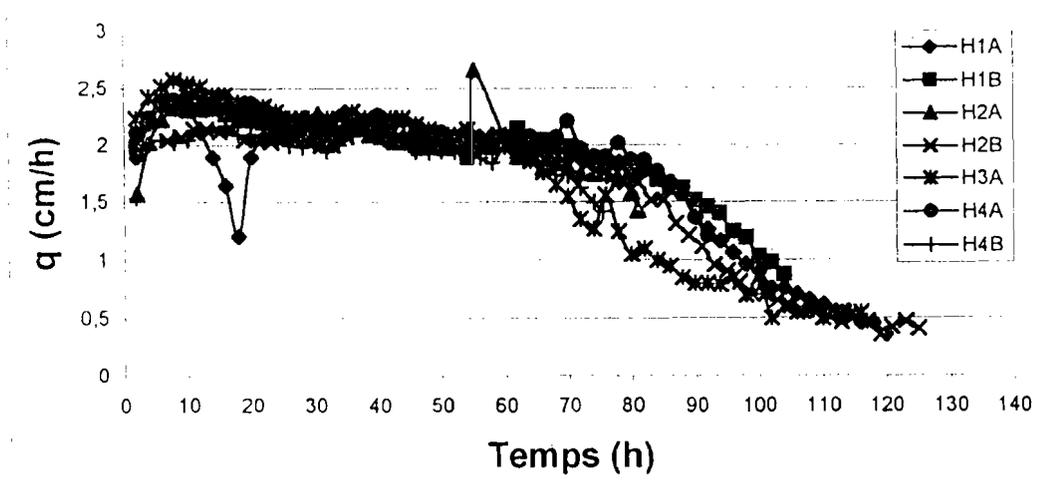


Figure 4.3. : Evolution du débit d'infiltration en cm /h pour les échantillons de surface.

Les mesures de pression des microtensiomètres présentent en général, en fin de saturation des valeurs dispersées du à l'offset sur les capteurs. Pour corriger cet effet toute la série temporelle de mesures est diminuée ou augmentée d'une valeur telle que la distribution de pression est hydrostatique en début d'essai. Ainsi le tensiomètre de surface aura une valeur proche de 2 cmCE, celui du milieu 4 cmCE et celui de profondeur, 6 cmCE.

La réponse des 3 microtensiomètres est décroissante avec le premier situé à 2 cm qui décroche d'abord ensuite celui du fond à 8 cm. Celui du milieu est en général le dernier à décrocher. La figure 4.4. montre l'évolution de la teneur en eau moyenne de l'échantillon de surface H4A ainsi que la réponse des 3 microtensiomètres.

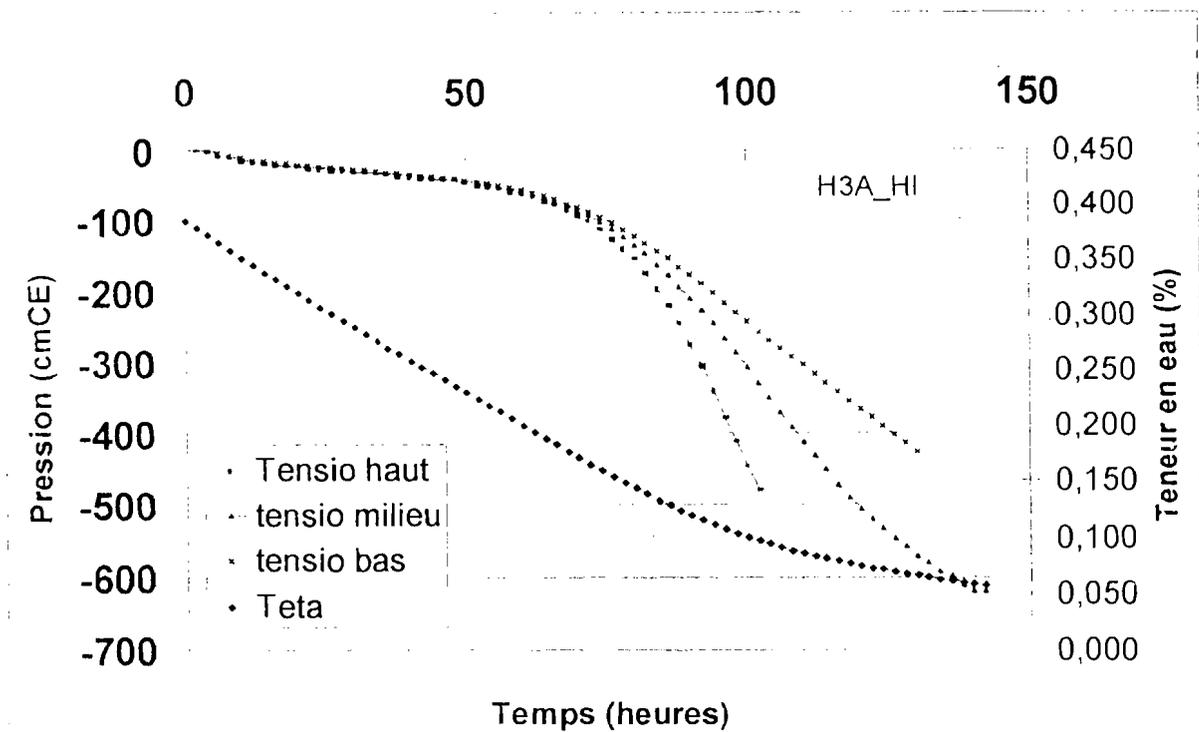


Figure 4.4. Evolution temporelle de la teneur en eau et de la pression en eau au niveau des 3 microtensiomètres.

4.3. Calcul des propriétés hydrodynamiques par l'algorithme de Wind

Les résultats de chaque essai d'évaporation sont présentés sous forme de fichier Excel. La méthode d'interprétation des résultats est une adaptation de l'algorithme de Wind. Nous avons retenu de travailler sur les données recueillies au pas de temps de 2 h. La valeur moyenne de la succion dans l'échantillon est calculée par pondération des 3 pressions mesurées par les microtensiomètres en tenant compte de la zone d'influence (3 cm pour les microtensiomètres à 2 et 6 cm de profondeur et 2 cm pour celui du milieu). Seules les valeurs de pression négatives sont prises en compte dans la suite du calcul. De même au décrochage d'un microtensiomètre seuls ceux restants sont utilisés dans la pondération avec les mêmes coefficients.

Pour la détermination de la courbe de rétention, le profil de teneur en eau dans l'échantillon est estimé par la conversion des pressions en utilisant le modèle de Van Genuchten (1980) avec la condition de Burdine :

$$h(\theta) = h_x \left[\left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^m - 1 \right]^n \text{ avec } m = 1 - \frac{2}{n} \text{ (Burdine)}$$

ensuite la teneur en eau moyenne de l'échantillon est calculée avec la même pondération précédente. Puis la différence au carré entre la teneur en eau estimée à partir de mesures de succion et celle obtenue par pesage du dispositif est minimisée en utilisant une méthode d'optimisation non linéaire implanté dans Excel (Macro SOLVER). La méthode de Newton est utilisée. Pour l'optimisation le paramètre θ_r est fixé à 0 et le paramètre θ_s à sa valeur de saturation en début d'essai. Ainsi il reste à optimiser 2 paramètres : n et h_x sachant que $m = 1 - \frac{2}{n}$. La figure 4.5. montre la courbe de rétention ajustée pour l'échantillon H3AHS.

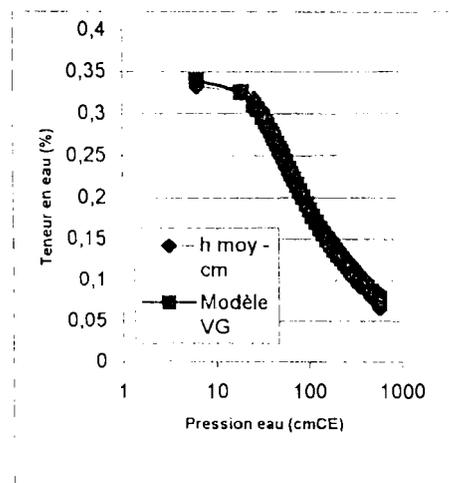


Figure 4.5. Courbe de rétention ajustée suivant le modèle de VG sur les données de l'échantillon H3AHS.

Pour le calcul des paramètres de la courbe de conductivité hydraulique, le débit moyen d'écoulement à travers les compartiments entre 2 et 4 cm de profondeur, entre 4 et 6 cm et entre 2 et 6 cm de profondeur est estimé. Pour cela il est nécessaire d'avoir un flux de

référence pris ici comme celui du plan de flux nul à 8 cm de profondeur. Ainsi le flux moyen entre les microtensiomètres à 2 cm et 6 cm de profondeur est donné par :

$$q = \frac{-\int_8^6 \Delta\theta dz - \int_2^6 \Delta dz}{2\Delta t} \quad (4.1.)$$

Le premier terme représente le volume d'eau par section unitaire sortant du plan $z = 6$ cm et le second terme celui sortant par le plan $z = 2$ cm. Ce débit moyen est calculé en utilisant une approche quasi - stationnaire (Wendroth et al., 1993) pour l'écoulement dans le compartiment entre 2 et 6 cm par :

$$q = \frac{q_1 + q_2}{2} \quad (4.2.)$$

avec q_1 la variation de volume d'eau ΔV_a par section unitaire et par unité de temps entre 8 et 6 cm et q_2 la variation de volume d'eau ($\Delta V_a + \Delta V_b + \Delta V_c$) par section unitaire et par unité de temps entre 8 et 2 cm de profondeur.

Dans un compartiment x d'épaisseur Δz (2 cm selon notre dispositif), la variation de volume d'eau se calcule par : $\Delta V_x = \Delta\theta \Delta z$. Ainsi connaissant la variation temporelle entre t et $t + \Delta t$ des teneurs en eau à 2 et 6 cm de profondeur $\Delta\theta_2$ et $\Delta\theta_6$, par interpolation ou extrapolation linéaire, la valeur de q peut être calculée par :

$$q = \frac{\Delta V_a + (\Delta V_a + \Delta V_b + \Delta V_c)}{2\Delta t} \quad (4.3.)$$

Ce qui donne après calcul :

$$q = \frac{(3,5\Delta\theta_6 + 0,5\Delta\theta_2)\Delta z}{2\Delta t} \quad (4.4.)$$

Le même type de calcul donne pour le compartiment entre 2 et 4 cm de profondeur :

$$q = \frac{(4\Delta\theta_6 + 0,5(\Delta\theta_2 + \Delta\theta_4))\Delta z}{2\Delta t} \quad (4.5.)$$

de même celui entre 4 et 6 cm de profondeur donne :

$$q = \frac{(3,5\Delta\theta_6 - 0,5\Delta\theta_4)\Delta z}{2\Delta t} \quad (4.6.)$$

La conductivité hydraulique de chacun des 3 compartiments est calculée en utilisant la loi de Darcy :

$$K(h \text{ ou } \theta) = - \frac{q}{\left. \frac{dh}{dz} \right|_{z_1} - 1} \quad (4.7.)$$

Les valeurs de pression ou de teneur en eau sont les moyennes des 4 valeurs pour les deux microtensiomètres et pour les deux instant t et t+Δt :

$$h = \frac{h_{haut}^t + h_{haut}^{t+1} + h_{bas}^t + h_{bas}^{t+1}}{4} \quad (4.8.)$$

Le gradient hydraulique est calculé par la formule suivante :

$$grad h = \frac{h_{haut}^t + h_{haut}^{t-1} - h_{bas}^t + h_{bas}^{t-1}}{2 \Delta z} \quad (4.9.)$$

Le gradient hydraulique proche de la saturation est très faible et du même ordre de grandeur que l'imprécision sur les mesures de pression. Nous avons éliminé toutes les valeurs de gradient de charge inférieures à 5 cm/cm pour tenir compte de ce problème. De même les valeurs de débit négatives dues certainement à des problèmes sur la carte d'acquisition de données sont éliminées. Les valeurs de $K(\theta)$ sont ajustées sur le modèle de Brooks et Corey (1966) en utilisant le même algorithme d'optimisation non linéaire implémenté dans le logiciel EXCEL. Le critère de minimisation consiste à minimiser le carré de la différence des termes $\log K$ entre les valeurs mesurées et calculées avec les paramètres du modèle. La valeur de θ_s étant fixée comme lors du calcul de la courbe de rétention à la valeur à saturation. Ainsi seuls 2 paramètres sont à optimiser : η et K_s . La figure 4.6. présente l'ajustement obtenu pour l'échantillon H4A de surface.

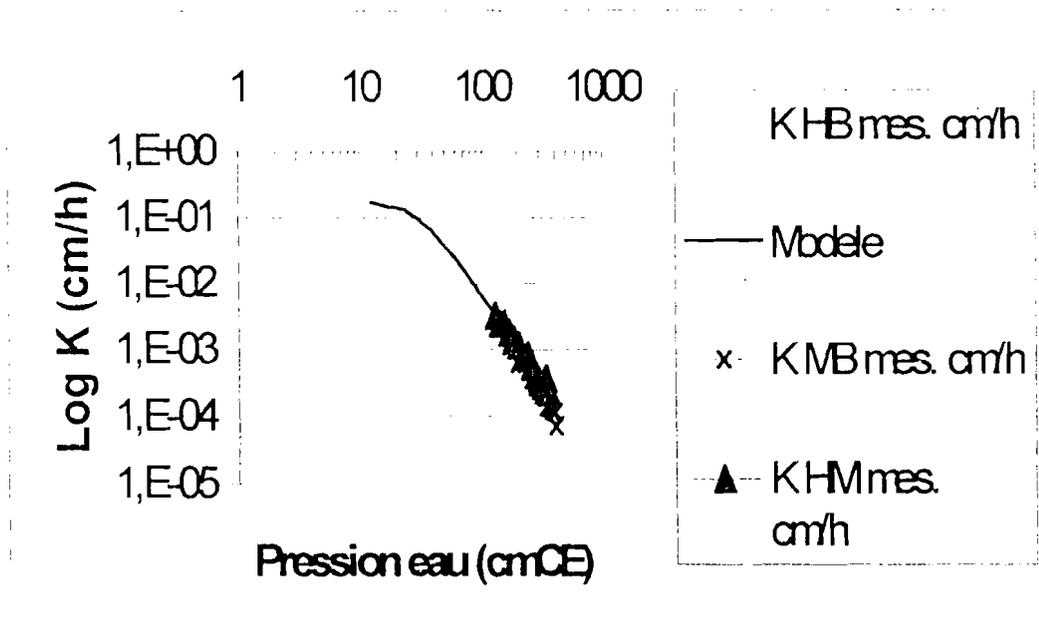


Figure 4.6. Ajustement des paramètres du modèle de B & C sur les valeurs de conductivité hydraulique mesurées pour les 3 compartiments de l'échantillon H4AHS.

4.4. Résultats de l'estimation des propriétés hydrodynamiques

Le tableau 4.1 présentent les résultats obtenus par la méthode de l'algorithme Wind modifié.

Tableau 4.1. Valeurs des paramètres de la courbe de rétention ajustée sur un modèle Van Genuchten (1980) pour les échantillons de surface (0 – 8 cm) et de profondeur (8 – 16 cm).

	H1A	H1D	H3A	MOYENNE
θ_s	0,29	0,36	0,38	0,34
n	2,48	2,35	2,5	2,44
Hg (-cm)	25,8	12,59	18,42	18,94

	H1A	H1B	H2A	H2B	H3A	H4A	H4B	MOYENNE	MOYENNE AMONT	MOYENNE AVAL
θ_s	0,35	0,35	0,36	0,34	0,34	0,36	0,31	0,34	0,35	0,34
n	2,52	2,48	2,4	2,48	2,51	2,46	2,43	2,47	2,44	2,45
Hg (-cm)	34,63	29,79	24,82	34,62	31,52	43,79	42,81	34,57	29,72	43,30

Une différence très nette apparaît au niveau du paramètre h_g qui est de -18,94 cm pour la surface et de -34,57 en profondeur. Ce paramètre est lié aux propriétés structurales du sol et prouve la justesse de l'approche pédologique qui a distingué un horizon sablo-argileux de surface et un horizon plus argileux en profondeur. Pour les échantillons de surface, il existe une augmentation nette de h_g d'amont en aval. Le site 4 situé en aval du bassin près de l'exutoire présente la plus grande valeur de h_g dénotant sa nature argileuse qui s'explique par le dépôt des particules fines érodées en amont du bassin versant.

Les résultats de calculs des paramètres de la courbe de conductivité hydraulique sont présentés dans le tableau 4.2.

Tableau 4.2. Paramètres de la courbe de conductivité hydraulique ajustée sur un modèle de Brook & Corey pour les échantillons de profondeurs et de surface.

	H1A	H1D	H3A	MOYENNE
η	6,05	5,3	6,1	5,82
Ks (mm/h)	1,09	0,8	5,87	2,59

	H1A	H1B	H2A	H2B	H3A	H4A	H4B	MOYENNE	MOYENNE AMONT	MOYENNE AVAL
η	6,08	4,46	6,92	8,93	5,59	8,55	7,15	6,81	7,925	7,85
Ks (mm/h)	1,67	0,43	1,66	24,74	1,93	36,51	1,62	9,79	13,2	19,07

Les échantillons de surface H4A et H2B présentent des valeurs élevées de Ks. Ils sont tous les 2 situés dans le thalweg mais les valeurs de répétitions H4B et H2A sont très différentes et s'approchent des paramètres des autres échantillons de surface. Les échantillons de surface présentent une meilleure perméabilité que ceux de profondeur en conformité avec leur texture. Pour le paramètre η , il y a peu de différence entre les échantillons de surface et de profondeur.

La conductivité hydraulique moyenne de 10 mm/h, inférieure à l'intensité moyenne des pluies (60 mm/h), explique la tendance au ruissellement de ces sols. De plus l'impact des gouttes de pluie crée une croûte de surface qui imperméabilise le sol.

L'étude de Carsel et Parrish (1988) donne les valeurs moyennes de ces paramètres pour les différents types de sol. Notre sol présente une texture sable limoneux (Sandy Loam) dont les valeurs moyennes sont :

$$\theta_s = 0.41 \quad K_s = 44.2 \text{ mm/h} \quad h_g = -13.3 \text{ cm} \quad n = 1.89$$

Les valeurs obtenues lors de ces essais sont proches de celles-ci estimées à partir de 1183 échantillons de sols. Cependant l'horizon de surface s'assimilerait à un silt alors que l'horizon plus profond se rapproche d'un limon.

CONCLUSIONS GENERALES

L'infiltration est le processus de pénétration de l'eau à travers la surface du sol. Son régime va déterminer, pendant l'averse, la quantité d'eau disponible pour le ruissellement par refus à l'infiltration. En zone cultivée le ruissellement participe largement à l'érosion hydrique du sol créant ainsi le départ de la fumure organique essentielle pour le développement des plantes. Donc l'analyse des conditions d'infiltration constitue une problématique majeure en zone cultivée Sahélienne. L'objectif de cette étude est la détermination des caractéristiques hydrodynamiques des sols cultivés en zone Sahélienne. Elles permettent d'alimenter les modèles d'étude de l'infiltration.

Dans ce travail, la méthode expérimentale de laboratoire Wind est utilisée pour la détermination des caractéristiques hydrodynamiques. Une autre étude basée sur des expérimentations in situ vient en complément de cette étude mais ses résultats ne sont pas présentés ici. La méthode Wind est simple dans son principe et consiste à suivre la tensiométrie (à 3 profondeurs) et la perte de poids d'un échantillon saturé soumis à évaporation. L'algorithme de traitement des données est basé sur la minimisation d'une fonction objectif non linéaire (différence au carré entre poids calculé et mesuré).

Notre étude s'est déroulée sur le site expérimental de Thyssé Kaymor et a concerné 18 échantillons prélevés en surface (0 – 8 cm) et en profondeur (8 – 16 cm) sur l'amont et l'aval du bassin versant. La mise en œuvre de la méthode à Grenoble nous a posé des problèmes de logistique qui ont pu être résolus. Cependant pendant notre séjour seuls 10 échantillons ont pu être traités. Les résultats obtenus sont présentés dans ce rapport. Ils mettent en évidence le développement d'un horizon argileux en aval du bassin versant qui peut être attribué au ruissellement qui transporte les particules fines vers l'exutoire du bassin. Des analyses granulométriques en cours sur les échantillons de l'essai Wind permettront de vérifier cette hypothèse.

La suite de ce travail consiste à utiliser les paramètres des caractéristiques hydrodynamiques déterminés dans la modélisation d'événements pluvieux enregistrés dans le bassin versant. Lors de ces événements la tensiométrie est mesurée à différentes profondeurs et la simulation vise la restitution des courbes tensiométriques mesurées. Ce travail n'a pas pu être réalisé lors de ce séjour faute de temps.

BIBLIOGRAPHIE CONSULTEE

- Aboujaoude A., Belleudy P., Vauclin M. (1991) : A numerical study of infiltration through crusted soils : flat and other surface configurations. *Soil technologic*. 4 : 1-18.
- Aboujaoudé, A., 1991. Modélisation hydrologique de l'infiltration dans les sols encroûtés à différentes échelles spatiales. Thèse de Doctorat de l'Institut National Polytechnique de Grenoble, 218 p.
- Ahuja L.R. (1973) : A numerical and similarity analysis of infiltration into crusted soils. *Water Resou. Res.*, 9 : 987-994.
- Ahuja, L. R., Fiedler, F., Dunn, G. H., Benjamin, J. G., and Garrison, A. 1998. Changes in soil water retention curves due to tillage and natural reconsolidation. *Soil Sc. Soc. Am. J.* 62 : 1228-1233.
- Ahuja, L.R., et Swartzendruber, D., 1992. Flow through crusted soils : analytical and numerical approaches, in soil Crusting, Chemical and Physical Processes, *Advances in Soil Science*, edited by M.E. Sumner et B.A. Stewart, Lewis Pub., pp.93-122.
- Albergel J. Perez P. (1993) : Fonctionnement hydrologique et aménagement des bas-fonds des formations sédimentaires du Continental Terminal : exemple du bassin arachidier du Senegal. In : Raunet M. (Ed), Bas-fonds et riziculture (Actes du séminaire de Antananarivo , Décembre 1991). CIRAD-CA Publ., 155-164.
- Alshihabi, O., 1998. Mesure de l'effet des macropores sur l'hysteresis de la courbe de rétention des sols. Caractérisation hydrodynamique a l'aide de la TDR et des minitensiomètres. Rapport de stage de DEA, INPG-LTHE, 47p + Annexes.
- Amoozegar, A., 1992. Compact constant head permeameter : a convenient device for measuring hydraulic conductivity. In *Advances in measurement of soil physical properties : bringing theory into practice*. Soil Sci. Soc. Am. Special Publi., Madison, Wisconsin, USA, p.31-42.
- Angé, A. 1991. Gestion de la fertilité des sols et stratégies de mise en valeur des ressources naturelles. Exemple du mil dans les systèmes de cultures du sud du bassin arachidier sénégalais. In : *Terres et Savanes, terres fertiles ? Actes du séminaires de Montpellier*, Décembre 1990. CIRAD-CA Publ., 25-50.
- Angulo Jaramillo, R., Moreno, F., Clothier, B.E., Thony, J.-L., Vachaud, G., Fernandez-Boy, E. et Cayuela, J.A., 1994a. Hydraulic properties and the mobile water content measurements of soil using a tracer-filled tension infiltrometer. *European J. Soil Sci.*
- Ankeny, M.D., Kaspar, T.C. et Horton, R., 1988. Design for an automated tension infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 52 : 893-896.
- Ankeny, D et al. 1990. Characterization of tillage effects on unconfined infiltration measurements. *SSAJ vol 54* pp837 - 840

Ankeny, M. D., Kaspar, T. C., and Horton, R. 1990. Characterization of tillage and traffic effects on unconfined infiltration measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54 :837-840.

Ankeny, M.D., Kaspar, T.C. et Horton, R., 1991. Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55 : 467-470.

Arya, L. M., Dierolf, T. S., Sofyan, A., Widjaja-Adhi, I. P. G. and van Genuchten, M. Th. 1999. Significance of macroporosity and hydrology for soil management and sustainability of agricultural production in a humid tropical environment. *Soil Science* Vol 164, N°8, 586-601.

Arya, L. M., Farrel, D. A., Blake, G. R. 1975. A field study of soil water depletion patterns of growing soybean roots : I. Determination of hydraulic properties of the soil. *Soil Sci. Am. Proc.* 39 : 424-430.

Averjanov, S. F., 1950. About permeability of subsurface soils in case of incomplete saturation. *Eng. Collect.* 7, as quoted by P. Ya. Polubarinova Kochina, *The theory of groundwater movement*, English translation by J. M. Roger De Wiest, 1962. Princeton Univ. Press, Princeton, NJ.

Azevedo et al . 1998. Effect of cultivation on hydraulic properties of an Iowa soil using tension infiltrometer. *Soil Science* vol 163, N 1 pp 22 – 29

Barbiéro, L. 1998. Organisation de la couverture pédologique dans la zone de Thyse Kaymor. Ses relations éventuelles avec l'érosion et l'évolution du relief. Rapport de mission IRD. 6p.

Bear, J., 1988. *Dynamics of fluids in porous media*, Elsevier Publishing Company, Inc., 764p.

Becher, H. H. 1975. Bemerkungen zur ermittlung der ungesättigten wasserleitfähigkeit unter nichtstationären bedingungen. *Z. pflanzenernähr. Bodenk.* 132 :1-12.

Ben Hur M, et al. Variability of infiltration in a field with surface-sealed soil 1987. *SSAJ* vol 51, pp 1299 – 1302

Bertrand R. (1972) : Morphopédologie et orientations culturelles des régions soudaniennes du Sinc-Saloum (Sénégal). *Agron. Trop.*, vol. XXVII n° 11 : 1115-1190.

Beven, K., German, P., 1982. Macropores and water flow in soils. *Water Resour. Res.* 18 :1311-1325.

Bohner, J. et al. 1996. Large unrooted spatial distribution of surface water in a sandy paleustult from Togo. *SSAJ* 60 : 843 – 855

Bohne, K., Roth, C., Leij, F. J., van Genuchten, M. Th., 1992. Rapid method for estimating the unsaturated hydraulic conductivity from infiltration measurement, *Soil Sci.*, 155(4), 237-244.

Boiffin J. (1984) : La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies. thèse de doctorat, Paris INA-PG, 320 p. + annexes.

- Boiffin J. (1989) : La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies. in : Sebillotte M. (Ed), Fertilité et systèmes de production. INRA, Coll. Ecologie et aménagement rural, 369P.
- Bonnel, M., et Williams, J., 1986. The two parameters of the Philip infiltration equation : their properties and spatial and temporal heterogeneity in a red earth of tropical semi-arid Queensland. *J. Hydrol.*, 87 : 9-31.
- Borovsky, D. G., Choudhary, M., and Gerard, C. J. 1998. Tillage effects on grain sorghum and wheat yields in the Texas Rolling Plains. *Agron. J.* 90 :638-643.
- Bouma, J. C., Belmans, C. , Dekker, L. W., Jeurissen, W. J. M. 1983. Assessing the suitability of soils with macropores for subsurface liquid waste disposal. *J. Environ. Qual.* 12 :305-311.
- Bresson, L. M. and Boiffin, J. 1990. Morphological characterization of soil crust development stages on an experimental field. *Geoderma*, 47 :301-325.
- Brooks, R.H., et Corey, C.T., 1964. Hydraulic properties of porous media. *Hydrol. Paper 3.* Colorado State University, Fort Collins.
- Brouwers M. (1987) : Etudes morpho et hydropédologiques dans la région de Thyse-Kaymor (Sine-Saloum, Senegal). CIRAD, DRN/L-PM/n°5, 40 p.
- Burdine, N.T., 1953., Relative permeability calculation from size distributions data. *Trans. AIME*, 198 : 71-78.
- Carlslaw, H S and Jaeger, J C 1959. *Conduction of Heat in solids.* Oxford University Press London and New York.
- Casenave A., Valentin C. (1989) : Les états de surface de la zone sahélinne. Influence sur l'infiltration. ORSTOM Ed, Coll. Didactiques, 226 p.
- Casenave A., Valentin C. (1989) : Les états de surface de la zone sahélinne. Influence sur l'infiltration. ORSTOM Ed, Coll. Didactiques, 226 p.
- Casenave A., Valentin C. (1992) : Infiltration into sealed soils as influenced by gravel cover. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56 : 1667-1673.
- Cassel, D. K. 1983. Spatial and temporal variability of soil physical properties following tillage of Norfolk loamy sand. *Soil Sc. Soc. Am. J.* 47 :196-201.
- Celia, M. A. and Bououtos, E. T., Zarba. R. L. 1990. A generalized mass conservative numerical solution for the unsaturated flow equation, *Water Resour. Res.*, 26, 1483-1496.
- Chen Y et al. 1980. Scanning electron microscope observations on soil crusts and their formation. *Soil Science* vol 1340 N 1 pp 49 – 55
- Childs, E C .1940. The use of soil moisture characteristics in soil studies. *Soil Science* 50, 239 - 252

- Childs, E. C. and Collis-George N. 1950. The permeability of porous materials. *Proc Royal. Soc.* 201A, 392-405.
- Clothier, B.E., et White, I., 1981. Measurement of sorptivity and soil water diffusivity in the field. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45 :241-245
- Crank, J., 1956. *The mathematics of diffusion.* Oxford Univ. Press, London.
- Dane, J. H., Hruska, S., 1983. In situ determination of soil hydraulic properties during drainage. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47, 619-624.
- Darcy H. 1856. *Les fontaines publiques de la ville de Dijon.* Dalmont, Paris
- Dirksen, C. 1979. Flux-controlled sorptivity measurements to determine soil hydraulic property functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 43 : 827-834.
- Dirksen, C. 1991. Un saturated hydraulic conductivity. p. 209-269. In K. A. Smith and C. E. Mullins (ed.) *Soil analysis, physical methods.* Marcel Dekker, New York.
- Dunn, G. H., Philips, R. E., 1991. Macroporosity of a well-drained soil under no tilled and conventional tillage. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55 :817-823.
- Elrick, D.E. et Robin, M.J., 1981. Estimating the sorptivity of soils. *Soil Sci.*, 132 : 127-133.
- Elrick, D.E., Reynolds, W.D., 1992. Methods for analysing constant-head well permeameter data. *Soil Sci. SOC. Am. J.*, 56 : 320-323.
- Everts C. J., Kanwar, R. S., 1993. Interpreting tension-infiltrometer data for quantifying soil macropores : some practical considerations. *Trans. ASAE* 36 :423-428.
- Feddes, R. A., Kabat, P., van Bakel, P. J. T., Bronswijk, J. J. B., Halberstma, J. 1988. Modelling soil water dynamics in the unsaturated zone - State of the art. *Journal of Hydrol. (Amsterdam)* 100 :69-111.
- Felton, G. 1992. Soil response beneath a tension infiltrometer : Computer simulation. *Soil Sci.* 154(1) 14-24.
- Fontanel P. (1986) : États des végétations de parcours dans la communauté rurale de Kaymor (sud Saloum Senegal). CIRAD, Montpellier, DSP n°28, 41 p.
- Freebairn, D. M., Gupta, S. C., Onstad, C. A., and Rawls, W. J. 1989. Antecedent rainfall and tillage effects upon infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 53 :1183-1189.
- Fuentes, c., Haverkamp, R. et Parlange, J.-Y, 1992. Parameter constraints on closed-form soilwater relationships, *J.Hydrol.*, 134 : 117-142.
- Gardner, W.R., 1958. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.*, 85 : 228-232.

- Green, R. E., Ahuja, L. R., Chong, S. K., 1986. Hydraulic conductivity, diffusivity and sorptivity of unsaturated soils : Fields methods, in *Methods of soil Analysis, Agron. Monogr. 9, part 1, 2nd ed.*, edited by A. Klute, pp. 771-798, Soil Sci. Soc. Am., Madison, Wis.
- Green, W.H., et Ampt, G.A., 1911. Studies on soils physics. 1. The flow of air and water through soils. *J. Agr. Sci.*, 4 : 1-24.
- Haverkamp, R., 1985. Resolution de l'equation de l'infiltration de l'eau dans le sol. Approches analytiques et numériques. Thèse de Doctorat de l'Université de Grenoble, 250 p.
- Haverkamp, R., Kutilek, M., Parlange, J.-Y., 1988. Infiltration under ponded conditions : 2. infiltration equations tested for parameter time-dependence and predictive use. *Soil Sci.*, 145 : 317-329.
- Haverkamp, R., Ross, P.J., Smettem, K.R.J. et Parlange, J.-Y., 1994. Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 2. Physical based infiltration equation. *Water Resour. Res.*, 30 : 2931-2935.
- Hillel, D., 1980. *Fundamentals of soil physics*. Academic press, New York.
- Irmay, S., 1954. On the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*, 35 :463-467.
- Jarvis, N. J., and Messing, I. 1995. Near saturated hydraulic conductivity in soils of contrasting texture measured by tension infiltrometers. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59 :27-34.
- Klute, A., Dirksen, C., 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity : Laboratory methods, in *Methods of soil Analysis, Agron. Monogr. 9, part 1, 2nd ed.*, edited by A. Klute, pp. 687-734, Soil Sci. Soc. Am., Madison, Wis.
- Kool, J. B., Parker, J. C., 1988. Analysis of the inverse problem for transient unsaturated flow, *Water Resour. Res.*, 24(6), 817-830.
- Kool, J. B., Parker, J. C., and van Genuchten, M. Th. 1985 Determining soil hydraulic properties from one-step outflow experiments by parameter estimation : I. Theory and numerical studies. *Soil. Sci. Am. J.* 49 :1348-1354.
- Kool, J. B., Parker, J. C., van Genuchten, M Th. 1987. Parameter estimation for unsaturated flow and transport models. A review, *J. Hydrolo.*, 91, 255-293.
- Kutilek, M., et Nielsen, D.R., 1994. *Soil hydrology*. Catena Verlag ed., Cremlingen-Destedt.
- Le Bissonnais, Y., Benkhadra, H., Chaplot, V., Fox, D., King, D. and Daroussin, J. 1998. Crusting, runoff and sheet erosion on silty loamy soils at various scales and upscaling from m² to small catchments. *Soil & Tillage Research* 46 : 69-80.
- Levy et al. 1988. Microtopographical characteristics of artificially formed crusts. *SSAJ vol 52* pp 784 -- 785

- Lin, H. S., McInnes, K. J. 1995. Water flow in clay soil beneath a tension infiltrometer. *Soil Sci.* 159(6) :375-382.
- Lin, H. S., McInnes, K. J., Wilding, L. P. and Hallmark, C. T. 1998. Macroporosity and initial moisture effects on infiltration rates in vertisols and vertic intergrades. *Soil Science* Vol. 163, N° 1, 2-8.
- Logsdon, S. D., Allmaras, R. R., Wu, L., Swan, J. B., Randall, G. W., 1990. Macroporosity and its relation to saturated hydraulic conductivity unde different tillage practices. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54 :1096-1101.
- Logsdon, S. D., Jordhal, J. L., Karlen, D. L., 1993b. Tillage and crop effects on ponded and tension infiltration rates. *Soil & Tillage Res.* 28 :179-189.
- Logsdon, S.D., et Jaynes, D.B., 1993a. Methodology for determining hydraulic conductivity with tension infiltrometers. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57 : 1426-1431.
- Luxmoore, R. J. 1981. Micro-, meso-, and macroporosity of soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45 :671-672.
- Mapa, R. B., Green, R. E. and Santo, L. 1986. Temporel variability of soil hydraulic properties with wetting and drying subsequent to tillage. *Soil Sc. Soc. Am. J.* 50 :1133-1138.
- Marquardt, D. W. 1963. An algorithm for least squares estimation of non linear parameters. *SIAM J. Appl. Math.*, 11, 431-441.
- McIntyre D.S. (1958) : Soil splash and the formation of surface crusts by raindrop impact. *Soil Sci.*, 85 : 185-189.
- McIntyre D.S. (1958) : Soil splash and the formation of surface crusts by raindrop impact. *Soil Sci.*, 85 : 185-189.
- McIntyre, D. S. 1958. Permeability measurements of soil crusts formed by raindrop impact. *Soil Science* 85, 185-189.
- Messing, I., Jarvis, N. J. 1993. Temporal variation of in the hydraulic conductivity of a tilled clay soil as measured by tension infiltrometers. *J. Soil Sci.* 44 :11-24.
- Michel, P., 1973. Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Etude géomorphologique (Tome I). ORSTOM. Coll. Mémoires ORSTOM n°63, 365p.
- Millington, R. J., Quirk, J., P., 1961. Permeability of porous solids, *Trans. Faraday Soc.*, 57, 1200-1206.
- Mohanty, B. P., Horton, R., Ankeny, M. D., 1996. Infiltration and macroporosity under a raw crop agricultural field in glaciatic till soil. *Soil. Sci.* 161 :205-213.
- Morath, D., Bruckler, L., Bertuzzi, P., Gaudu, J. C., and Bourlet, M. 1997. Error analysis of an evaporation methods for determining hydrodynamic properties in unsaturated soil. *Soil. Sci. Soc. Am. J.*, 61 :725-735.

Morel-Seytoux, H.J. et Khanji, J., 1974. Derivation of an equation of infiltration. *Water Resour. Res.*, 10 : 795-800.

Morin J, Benyamini, Y. et Michaeli, A. 1981. The effect of raindrop impact on the dynamics of soil surface crusting and water movement in the profile *Journal of Hydrology* 52 (1981) 321 – 335

Morin J, Benyamini Y. 1977. Rainfall infiltration into bare soils *Water resources research* vol 13 N 5 pp 813 – 817

Morin, J. and Benyamini, Y. 1977. Rainfall infiltration into bare soils. *Water Resource Research* Vol 13, N° 5 813-817.

Morin, J., Benyamini, Y. and Michaeli, A. 1981. The effect of raindrop impact on the dynamics of soil surface crusting and water movement in the profile. *Journal of Hydrology*, 52. 321-335.

Mualem et al. 1990. Rainfall induced soil seal : Observations and models. *Catena* vol 17, pp 185 – 203

Mualem Y., et al. 1993. Effect of rainfall-induced soil seals on soil water regime :wetting processes. *WRR* vol 29 N 6 pp 1651 – 1659

Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, 12 : 513-522.

Mualem, Y., Assouline, S. 1989. Modeling soil seal as a non-uniform layer . *Water Ressource Res.* 25, N°10, 2101-2108.

Mualem, Y., Assouline, S., Rohdenburg, H. 1990. Rainfall induced soil seal A critical review of observations and models. *Catena* vol. 17, p. 185-203.

Mwendra, E. J., and Feyen, J. 1993. Tillage and rainfall effects on infiltration and predictive applicability of infiltration equations *Soil Science* Vol. 156, N° 1. 20-27.

Neuman, S. P. 1973. Saturated-unsaturated seepage by finite elements, *J. Hydraul. Div., ASCE*, 99 (11Y12), 2233-2250.

Onstad, C. A., Wolfe, J. L., Larson, C. L., and Slack, D. C., 1984. Tilled soil subsidence during repeated wetting. *Trans. ASAE* 27 :733-736.

Parker, J. C., van Genuchten, M. Th. 1984. Determining transport parameters from laboratory and field tracer experiments. *Bull. Va. Agric. Exp. Stn.* 84-3, 96pp.

Parlange, J.-Y., 1972. Theory of water movement in soils : 4. Two and three dimensional steady infiltration. *Soil. Sci.*, 113 : 96-101.

Parlange, J.Y., Lisle, I., Braddock, R.D. et Smith, R.E.,1982. The three parameter infiltration equation. *Soil Sci*, 133 : 337-341.

- Perez, P., 1994. Genèse du ruissellement sur les sols cultivés du sud Saloum (SENEGAL). Du diagnostic à l'aménagement de parcelle. Thèse de doctorat ENSA Montpellier 250p
- Perroux, K.M. et White, I., 1988. Design for disc permeameters. *Soil Sci. Am. J.*, 52 : 1205-1215.
- Philip, J. R., 1998. Infiltration into crusted soils. *Water Resour. Res.* Vol 34, N°8, 1919-1927.
- Philip, J.R. et Knight, J.H., 1974. On solving the unsaturated flow equation : 3. New quasi-analytical technique. *Soil Sci.*, 117 : 1-13.
- Philip, J.R., 1957a. Numerical solution of equations of the diffusion type with diffusivity concentration-dependant. *Aust. J. Phys.*, 10 : 29-42.
- Philip, J.R., 1957b. The theory of infiltration : 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations, *Soil Sci.*, 84 : 257-264.
- Philip, J.R., 1969. Theory of infiltration, *Adv. Hydrosci.*, 5 : 215-296
- Philip, J.R., 1983. Infiltration in one, two and three dimensions. *Proceedings of the National Conference on Advances in Infiltration*, Dec. 12-13, 1983, Chicago, Illinois, pp.1-13.
- Philip, J.R., 1987. The quasilinear analysis, the scattering analog and other aspects of infiltration and seepage, in *Infiltration Development and Application*, edited by Y.-S. Fok, Water Resources, Research Center, Honolulu, Hawaiï, pp. 1-27.
- Poulovassilis, A. 1962. Hysteresis of pore water, an application of the concept of independant domains. *Soil Sc.* 93 405 – 412.
- Poulovassilis, A. 1969. The effect of hysteresis of pore water on the hydraulic conductivity. *J. Soil Sci.* 20, 52 - 56
- Quadri, M.B., 1993. L'infiltrométrie multi-disques pour la caractérisation hydro-dispersive des sols non saturés : modélisation des transferts et applications. Thèse de Doctorat de l'Université Joseph Fourier, Grenoble, 226 p.
- Quadri, M.B., Cothier, B.E., Angulo Jaramillo, R., Vauclin, M. et Green, S.R. 1994. Axisymmetric transport of water and solute underneath a disk permeameter : experiments and numerical model. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58 : 696-703.
- Raats, P.A.C. et Gardner, W.R., 1971. Comparison of empirical relationships between pressure head and hydraulic conductivity and some observations on radially symmetric flow. *Water Resour. Res.*, 7 : 921-928.
- Raats, P.A.C., 1971. Some properties of flows in unsaturated soils with an exponential dependance of hydraulic conductivity upon the pressure head. *J. Hydrol.*, 14 : 129-138.

- Rao, K., P., C., Steenhuis, T. S., Cogle, A. L., Srinivasan, S. T., Yule, D. F., Smith, G. D., 1998. Rainfall infiltration and runoff from an Alfisol in semi-arid tropical India. II. Tilled systems. *Soil & Tillage Res.*, 48 : 61-69.
- Remley P A., Bradford J M. 1989. Relationship of soil crust to inter-rill erosion parameters
- Revol, P., 1994. caractérisation hydrodynamique des sols par infiltration bidimensionnelle axismétrique et modélisation simplifiée de la micro-irrigation. Thèse de Doctorat de l'Université Joseph Fourier, Grenoble, 221 p.
- Reynolds, W. D., Gregorich, E. G. and Curnoe, W. E. 1995. Characterization of water transmission properties in tilled and untilled soils using tension infiltrometers. *Soil & Tillage Research*. Vol. 33 (2) pp. 117-131.
- Reynolds, W. D., Zebchuck, W. D., 1996. Use of contact material in tension infiltrometer measurements. *Soil Technology* 9 :141-159.
- Reynolds, W.D. et Elrick, D.E., 1991. Determination of hydraulic conductivity using a tension infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55 : 633-639.
- Richards, L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous medium. *Physics*, 1 : 318-333.
- Roose E. (1977) : Erosion et ruissellement en Afrique de l'Ouest. Vingt années de mesures en petites parcelles d'érosion sous pluies naturelles. *cah. ORSTOM, Sér. Pédol.*, vol. XXV n°1-2 : 7-30.
- Roth, C. H., Bristow, K. L., Brunotte, J., Facklam-Moniak, M. et Wessolek, G. 1998. Impact of tillage and field traffic induced variability of hydraulic properties on unsaturated conductivity and water balance calculations. pp. 489 – 496
- Ruelle P., Sene M., Perez P. (1990) : Etude expérimentale et modélisation du bilan hydrique d'un bassin versant en zone soudano-sahélienne. In : Vachaud G. (Ed), Influence à l'échelle régionale des couvertures pédologiques et végétales sur les bilans hydriques et minéraux des sols. *IMG, Grenoble*, 31-56.
- Russo, D., Bresler, E., Shani, U., Parker, J. C., Analysis of infiltration events in relation to determining soil hydraulic properties by inverse problem methodology. *Water Resour. Res.*, 27(6), 1361-1373.
- Salinas-Garcia, J. R., Hons, F. M., and Matocha, J. E. 1997. Long term effects of tillage and fertilization on soil organic matter dynamics. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61 :152-159.
- Santini, A., Romano, N., and Comegna, V. 1995. Evaluation of a laboratory inverse method for determining unsaturated hydraulic properties of a soil under different tillage practices. *Soil Science* Vol 160, N° 5, 340-351.
- Sauvetre, J., 1998. Estimation des propriétés hydrodynamiques d'un sol en régime d'infiltration (Etude de laboratoire). Rapport de stage de DEA INRA- UJF. 39p+ Annexes.

Saxton, K. E., McCool, D. K. and Kenny, J. F. 1988. Tillage and moisture impacts on infiltration. In *Infiltration principles and practises*. Post Conf. Proc. International Conf. On infiltration Development and Application. (Fok, Y.S. (ed). Water Res. Center, Univ. Of Hawaii at Manoa, Honolulu, pp. 508-516.

Scotter, D.R., Clothier, B.E. et Harper, E.R., 1982. Measuring saturated hydraulic conductivity and sorptivity using twin rings. *Aust. J. Soil Res.*, 20 : 295-304.

Seginer, I., and Morin, J. 1970. A model of surface crusting and infiltration of bare soils. *Water Resour. Res.* Vol 6 N° 2 629-633.

Sène, M., Perez, P. 1994. Contraintes et possibilités de valorisation des ressources naturelles dans le sud du bassin arachidier (Sine-Saloum, Sénégal). In : Reyniers F. N., Netoyo L. (Eds), *Bilan hydrique agricole et sécheresse en Afrique Tropicale (Actes du séminaire international de Bamako, Décembre 1991)*. AUPELF-UREF, John Libbey Eurotext Ed., Montrouge, 217-234.

Simunek, J. and van Genuchten. 1994. The CHAIN_2D code for the two-dimensional movement of water, heat and multiple solutes in variably saturated media, Version 1.1., Research Report N° 136, U. S. Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, CA.

Simunek, J. M. van Genuchten, M Th, Gribb, M. M. and Hopmans. 1998. Parameter estimation of unsaturated soil hydraulic properties from transient flow processes, *Soil & Tillage Research*, 47, 27-36.

Simunek, J., Angulo-Jaramillo, R., Schaap, M. G., Vandervere, J. P., van Genuchten, M. Th. 1998. Using an inverse method to estimate the hydraulic properties of crusted soils from tension-disc infiltrometer data. *Geoderma* 86 : 61-81.

Simunek, J., Kodesova, R., Gribb, M. M., van Genuchten, M. Th., 1999. Estimating hysteresis in the soil water retention function from cone permeameter experiments. *Water Resour. Res.*, 35(5), 1329-1345.

Simunek, J., Sejna, M., van Genuchten, M. Th. 1998. HYDRUS 1D Software Package for Simulating the One-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably Saturated-Media. IGWMC – TPS70 Version 2.0. 178p.

Simunek, J., Sejna, M., van Genuchten, M. Th. 1999. HYDRUS-2D/MESHGEN-2D Simulating water flow and Solute Transport in Two-Dimensional Variably Saturated-Media. IGWMC – TPS 53c Version 2.0. 227p.

Simunek, J., van Genuchten, M. Th., Gribb, M. M., Hopmans, J. W. 1998. Parameter estimation of unsaturated soil hydraulic properties from transient flow processes. *Soil & Tillage Res.*, 47 : 27-36.

Simunek, J., Vogel, T., van Genuchten, M. Th. 1994. The SWMS_2D code for simulating water flow and solute transport in Two-Dimensional variably saturated media. Version 1.21. Research Report No. 132. US Salinity Laboratory Riverside, Cal.

Simunek, J., Wendroth, O., van Genuchten, M. Th. 1998. Parameter estimation analysis of the evaporation method for determining soil hydraulic properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62 :894-905.

Simunek, J., Wendroth, O., van Genuchten, M. Th., 1999. Estimating unsaturated soil hydraulic properties from laboratory tension disc infiltrometer experiments. *Water Resour. Res.*, 35(10), 2965-2979.

Simunek, J., van Genuchten, M. Th. 1996. Estimating unsaturated soil hydraulic properties from tension disc infiltrometer data by numerical inversion, *Water Resour. Res.*, 32(9), 2683-2696.

Smettem, K.R.J. et Clothier, B.E., 1989. Measuring unsaturated sorptivity and hydraulic conductivity using multiple disc permeameters. *J. Soil Sci.*, 40 : 563-568.

Smettem, K.R.J., Parlange, J.-Y., Ross, P.J. et Haverkamp, R., 1994. Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. I. A capillary-based theory. *Water Resour. Res.*, 30 : 2925-2929.

Smiles, D.E. et Knight, J.H., 1976. A note on the use of the Philip infiltration equation. *Aust. J. Soil Res.*, 14 : 103-108.

Stolte, J., Freijer, J.I., Bouten, W., Dirksen, C., Halbertsma, J. M., Van Dam, J. C., Van Den Berg, J. A., Veerman, G. J., and Wösten, J. H. M. 1994. Comparison of six methods to determine unsaturated soil hydraulic conductivity. *Soil. Sci. Am. J.* 58 : 1596-1603.

Tackett, J. L. et Pearson, R. W. 1965. Some characteristics of soil crusts formed by simulated rainfall *Soil Science* vol 99, N 6 pp 407 – 413

Tamari, S., Bruckler, L., Halbertsma, J., and Chadoeuf, J. 1993. A simple method for determining soil hydraulic properties in the laboratory. *Soil. Sci. Soc. Am. J.* 57 :642-651.

Topp, G C and Miller E E 1966. Hysteresis moisture characteristics and hydraulic conductivities for glass_bead media. *Soil Sc Soc Amer Proc* 30, 156 – 162

Touma J. (1992) : Simulation numérique de l'infiltration dans les sols encroûtés : croûte établie et en formation. *Hydrol. Continent.*, vol.7 n°2 143-156.

Touma, J., 1984. Etude critique de la caractérisation hydrodynamique des sols non saturés : rôle de l'air. Influence d l'écoulement multidimensionnel de l'eau. Thèse de Doctorat ès Sciences Physiques de l'Université de Grenoble, 187 p.

Trojan, M. D., and Linden, D. R. 1998. Macroporosity and hydraulic properties of earthworm-affected soils as influenced by tillage and residue management. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62 :1687-1692.

Valentin C. (1981) : Organisations pelliculaires superficielles de quelques sols de région sub-désertique (Agadez Niger). Dynamique et conséquences sur l'économie de l'eau. Thèse de doctorat, Univ. Paris VII, 259 P.

- Valentin C. (1990) : Les états de surface des bassins versants de Thyse-Kaymor (Senegal). ORSTOM, Dakar Senegal, 10 p.
- Valentin C. (1990) : Les états de surface des bassins versants de Thyse-Kaymor (Senegal). ORSTOM, Dakar Senegal, 10 p.
- Valentin C (1991) : Surface crusting in two alluvial soils of northern Niger. *Geoderma*. 48 : 201-222.
- Valentin C.(1986) : Surface crusting of arid sandy soils. In : Callebaut F., Gabriels D., De Boodt M. (Eds), Assessment of soil surface sealing and crusting. Flanders Center for Soil Erosion and Soil Conservation, 9-17.
- Valentin C., Janeau J.L (1989) : Les risques de dégradation structurale de la surface des sols en savane humide (Côte d'Ivoire). *cah. ORSTOM. sér. Pédol.*, vol. XXV n° 1-2 : 41-52.
- Valentin C., Ruiz-Figueroa J.F. (1987) : Effects of kinetic energy and water application rate on the development of crusts in a fine sandy loam soil using sprinkling irrigation and rainfall simulation. In : Feodoroff N., Bresson L.M., Courty M.A. (Eds), *Micromorphologie des sols*, AISS/AFES, Paris, 401-408.
- Valentin, C., et Bresson, L.M., 1992. Morphology, genesis and classification of surface crusts in loamy and sandy soils. *Geoderma*, 55 : 225-245.
- Valet S. (1985) : Notice explicative de la carte d'occupation des sols en 1970 et 1983. Région de Thyse-Kaymor (Sine-Saloum, Senegal). CIRAD-CA, Montpellier, 52 p.
- Valet S. (1985) : Notice explicative de la carte d'occupation des sols en 1970 et 1983. Région de Thyse-Kaymor (Sine-Saloum, Senegal). CIRAD-CA, Montpellier, 52 p.
- Van Genuchten, M. Th., Leij, F. J., Yates, S. R., 1991. The RETC code for Quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. IAG-DW 12933934US-EPA ADA, Oklahoma.
- Van Genuchten, M. T., Simunek, J., 1996. Evaluation of pollutant transport in the unsaturated zone, in *Proceedings of Regional Approches to water Pollution in the Environment*, NATO ASI Ser., Ser2, Environment, edited by P. E. Rijkema and Elias, Kluwer, Norwell, Mass.
- Van Genuchten, M. Th, Leij, F. J., 1992. On estimating the hydraulic properties of unsaturated soils, in *Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of unsaturated Soils*, edited by M. Th. Van Genuchten, F. J. Leij, and L. J. Lund, pp. 1-14, Univ. Of Calif., Riverside.
- Van Genuchten, M. TH. 1981. Non equilibrium transport parameters from miscible displacement experiments. Research Report N°119. U. S. Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, CA
- Van Genuchten, M.Th., 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44 : 892-898.
- Van Grinsven, J. J. M., Dirksen, C., and Bouten, W. 1985. Evaluation of the hot air method for measuring soil water diffusivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49 :1093-1099.

Vanderlinden, K., Gabriels, D., and Giraldez, J. V. 1998. Evaluation of infiltration measurements under olive trees in Cordoba. *Soil & Tillage Reseach*. 48 : 303-315.

Vandervaere, J. P., 1995. Caractérisation hydrodynamique du sol in situ par infiltrométrie à disques. Analyse critique des régimes pseudo-permanents, méthodes transitoires et cas des sols encroûtés. Thèse Université Joseph Fourier Grenoble 1, 329p.

Vandervaere, J. P., Peugeot, C., Vauclin, M., Angulo-Jaramillo, R., Lebel, T. 1997. Estimating hydraulic conductivity of crusted soils using disc infiltrometers and minitensiometers. *Journal of Hydrology* 188-189 : 203-223.

Vandervaere, J. P., Vauclin, M., Haverkamp, R., Peugeot, C. Thony, J. L., and Gilfedder, M. 1998. Prediction of crust-induced surface runoff with disk infiltrometer data. *Soil Sci.*, 163, 9-21.

Vandervaere, J. V., Peugeot, C., Vauclin, M., Angulo Jaramillo, R., Lebel, T. 1997. Estimating hydraulic conductivity of crusted soils using disc infiltrometers and minitensiometers. *Journal of Hydrology* 188-189 pp 203-223.

Vauclin M. (1982) : Méthode d'étude de la variabilité spatiale des processus de transfert dans les sols (Actes du colloque, Avignon, Juin 1982). INRA Ed. Les colloques de l'INRA n°15, 9-43.

Vauclin, M. et Haverkamp, R. 1985a. Solutions quasi analytiques de l'équation d'absorption de l'eau par les sols non saturés. I. Analyse critique. *Agronomie*, 5 : 597-606.

Vauclin, M., Chopart, J. L. 1992. L'infiltrométrie pour la détermination in situ des caractéristiques hydrodynamiques de la surface d'un sol gravillonnaire de Côte d'Ivoire. *Agronomie Tropicale*, 46(4) : 259-271.

Vauclin, M., Haverkamp, R. et 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.

Vachaud, G., Vauclin, M. et Colombani, J., 1981. Bilan hydrique dans le sud Tunisien. I. Caractérisation expérimentale des transferts dans la zone non saturée *Journal of Hydrology*. 49 : 31-49.

Vauclin, M., Vachaud, G. 1981. Bilan hydrique dans le sud Tunisien. II. Modélisation numérique et prévision des transferts hydriques en sol stratifié. *Journal of Hydrology*. 49 : 53-73.

Wang, D., Yates, S. R., Ernst, F. F. 1998. Determining soil hydraulic properties using tension infiltrometers, Time Domain Reflectometry, and tensiometers. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62 :318-325.

Warrick, A.W., 1992. Models for disc infiltrometers. *Water Resour. Res.*, 28 : 1319-1327.

Warrick, A.W., et Broadbridge, P., 1992. Sorptivity and macroscopic capillary length relationship. *Water Resour. Res.*, 28 : 427-431.

- Watson, K. K., 1966. An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. *Water Resour. Res.* 2 :709-715.
- Watson, K. W., and Luwxmoore, R. J. 1986. Estimating macroporosity in a forest watershed by use of a tension infiltrometer. *Soil Sc. Soc. Am. J.* 50 :578-582.
- Weir, G.J., 1987. Steady infiltration from small shallow circular ponds. *Water Resour. Res.*, 23 : 733-736.
- Wendroth, O., Ehlers, W., Hopmans, J. W., Kage, H., Halbertsma, J. , Wösten J. H. M. 1993. Reevaluation of the evaporation method for determining hydraulic functions in unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57 :1436-1443.
- Wendroth, O., Simunek, J. 1998. Soil hydraulic properties determined from evaporation and tension infiltration experiments and their use for modeling moisture status. Pp 737 – 748.
- White, I. et Sully, M.J., 1987. Macroscopic and microscopic capillary length and time scales from field infiltration. *Water Resour. Res.*, 23 : 1514-1522.
- White, I., Sully, M.J. et Perroux, K.M., 1992. Measurement of surface-soil hydraulic properties : disk permeameters, tension infiltrometers, and other techniques. In *advances in measurement of soil physical properties : bringing theory into practice*. Soil Sci. Soc. Am. Special Publ., Madison, Wisconsin, USA, p. 69-103.
- Wilson, G. V., Luwmoore, R. J., 1988. Infiltration, macroporosity, and mesoporosity distributions on two forested watersheds. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52 :329-335
- Wind, G. P. 1968. Capillary conductivity data estimated by a simple method. p. 181-191. In P. F. Rijtema and Wassink (ed) *Water in the unsaturated zone*. Vol. 1. Proc. Wageningen Symp. Wageningen, The Netherlands. June 1966. IAHS Gentbrugge/ UNESCO Paris.
- Wischmeier W.H., Smith D.D. (1958) : Rainfall energy and its relation to soil loss. *Trans. Am. Geophys. union*, 39 (2) . 285-291.
- Wooding, R.A., 1968. Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resour. Res.* 4 : 1259-1273.
- Yeh, W. W. G., 1986. Review of parameter identification procedures in groundwater hydrology : The inverse problem, *Water Resour. Res.* 22(2), 95—108.
- Young R A, Wiersma J L, 1973 The role of rainfall impact in soil detachment and transport *Soil Science* vol 9 N 6 pp 1629 – 1636
- Yuster, S. T. 1951. Theoretical considerations of multiphase flow in idealized capillary systems. *Proc. 3rd World Petrol Congr.*, 2 : 437-445
- Zachmann, D. W., Duchateau, P. C., Klute, A., Simultaneous approximation of water capacity and soil hydraulic conductivity by parameter identification, *Soil Sci.*, 134, 157-163.

Zammit, C. 1996. Notice de SWMS_2D. Traduction abrégée de la notice originale.