

REPUBLICQUE DU SENEGAL

MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE



ECOLE NATIONALE SUPERIEURE D'AGRICULTURE
DEPARTEMENT DE GENIE RURAL

DETERMINATION DES PROPRIETES DE RETENTION DES SOLS:
COMPARAISON ENTRE LES MESURES OBTENUES PAR LA
METHODE DE WIND AU LABORATOIRE ET A PARTIR DE LA
GRANULOMETRIE DES SOLS DES NOUVEAUX AMENAGEMENTS
DU NGALENKA. ESSAI DE SIMULATION DES TRANSFERTS D'EAU.

MEMOIRE DE FIN D'ETUDES PRESENTE EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLOME D'INGENIEUR
AGRONOME

SPECIALISATION : GENIE RURAL

PRESENTÉ PAR : Alioune SEYDI

SOUTENU LE 01 Février 2001 DEVANT LE JURY

M. MOUSSA FALL :	Directeur de l'ENSA	Président
M. ABDOU LAYE DRAME :	Directeur des Etudes par intérim	Membre
M. ALIOUNE DIAGNE :	Chef du département Génie rural	Membre
M. CLAUDE HAMMECKER :	Chercheur à l'IRD	Rapporteur
M. MOUHAMED DIOUF:	Directeur d'HYDROCONSULT	Membre
M. LAMINE DIALLO :	Professeur à l'ESPT	Membre



DEDICACES

Je dédie ce travail à:

♥ *ma mère Bambé KONATE, pour toutes les nuits blanches que vous avez passé à vous soucier de notre réussite*

"je ne saurais dire que j'ai la meilleure mère au monde, mais j'ose affirmer que j'en ai une très bonne. Que Dieu puisse vous garder encore longtemps parmi nous pour qu'un jour vous puissiez assister à notre réussite qui ne sera rien d'autre que le fruit de tous vos sacrifices.

♥ *mon père Abdoulaye SEYDI pour l'éducation que vous nous avez donnée*

♥ *mes frères et sœurs, pour leur soutien pendant les moments très difficiles de mon cursus scolaire, leur compréhension;*

« la force de notre famille, c'est l'esprit de fraternité, d'amour et d'entre aide. Sachons garder ce trésor. »

SUMMARY

In its morpho-pédo-climatic context, the success of the land utilization of the irrigation scheme of the Ngalenka depends on several parameters controlling of the hydric and saline management of these soils.

This management depends mainly on the physical properties of the soil, governing the water and solute transfert in the vadose zone.

Consequently, in order to determine these properties with an easy and cheap method, we used the model of Arya and Paris to determine the retention properties.

The results were compared to Wind's method results, and showed good agreement.

These parameters have been used to simulate the transfer of water with Unsatchem 1 D code.

The results showed a rise of water table after several years of irrigation

Key words : *Irrigation, hydric management, physicals properties, model of Arya and Paris, Wind's method simulate, Unsatchem 1D.*

RESUME

Dans son contexte morpho-pédo-climatique, la réussite de la mise en valeur des terres du périmètre du Ngalenka par l'irrigation dépend de plusieurs factures dont la maîtrise des régimes hydriques et salins de ces terres. Cette maîtrise est conditionnée par plusieurs facteurs, dont les propriétés physiques qui conditionnent le transfert des eaux et des sels.

Ainsi la recherche de méthodes moins contraignant et accessibles, nous a conduit à utiliser le modèle de Arya et Paris essentiellement basée sur la granulométrie pour une caractérisation physique de ces sols.

Les caractéristiques hydrodynamiques: teneur en eau à saturation(θ_s), facteurs de forme(α et n) obtenues ont été comparées à celles déterminées avec la méthode de Wind qui est une méthode de laboratoire utilisant des échantillons de sol non remaniés.

Le résultat à été une bonne estimation de ces paramètres par le modèle de Arya et Paris.

Ces paramètres ont été utilisées pour une simulation des transferts d'eau avec le logiciel Unsatchem 1 D. Les résultats ont montré un impact très défavorable de l'irrigation sur la nappe se traduisant par une remontée et un affleurement de cette dernière au bout de 4 ans de double riziculture.

Mots clés : *Irrigation, transfert d'eau, caractéristiques hydrodynamiques, granulométrie, modèle de Arya et Paris, méthode Wind simulation, Unsatchem 1D.*

SOMMAIRE

SUMMARY	1
RESUME	1
AVANT PROPOS	4
INTRODUCTION	6
PREMIERE PARTIE: PROBLEMATIQUE - OBJECTIFS - METHODOLOGIE	9
CHAPITRE I: PROBLEMATIQUE ET OBJECTIFS	10
I.1. PROBLEMATIQUE	10
I.1. OBJECTIFS DE L'ETUDE	11
CHAPITRE II: METHODOLOGIE	12
II.1. LA RECHERCHE DOCUMENTAIRE	12
II.2. LES TRAVAUX DE TERRAIN	12
II.3. LES TRAVAUX DE LABORATOIRE	12
II.4. JUSTIFICATION DU CHOIX DES METHODES DE WIND ET DE ARYA ET PARIS	12
DEUXIEME PARTIE: MATERIELS ET METHODES	14
CHAPITRE I: PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE	16
I.1. CADRE PHYSIQUE DE L'ETUDE	16
I.1.1. CONTEXTE GEOGRAPHIQUE	16
I.1.2. CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE ET PEDOLOGIQUE	19
I.1.3. L'EVOLUTION DE LA VALLEE AMENAGEE	21
I.1.4. LE PROJET D'IMPLANTATION DE PERIMETRES IRRIGUES VILLAGEOIS SUR LE MARIGOT	
NGALENKA	24
I.1.5. LA ZONE D'ETUDE RETUNUE	24
CHAPITRE II: PRESENTATION GENERALE DU MILIEU POREUX NON SATURE	25
II.1. INTRODUCTION	25
II.2. CARACTERISTIQUES PHYSIQUES DU MILIEU POREUX NON SATURE	26
II.2.1 L'ANALYSE GRANULOMETRIQUE	26
II.2.2. LA NOTION DE TEXTURE DU SOL	27
II.2.3. LA NOTION DE STRUCTURE DU SOL	28
II.2.4. LA DENSITE	28
II.2.5. LA POROSITE	29
II.3. CARACTERISTIQUES HYDRIQUES DES MILIEUX POREUX	32
II.3.1. LE SOL, RESERVOIR HYDRIQUE	33
II.4. RELATIONS CARACTERISTIQUES DE L'HYDRODYNAMIQUE EN MILIEU POREUX NON SATURE	36
II.4.1. RELATION ENTRE LA TENEUR EN EAU(θ) ET LE POTENTIEL DE PRESSION MATRICIELLE(h)	36
II.4.2. PHENOMENE D'HYSEREE	38
II.4.3. LES TRANSFERTS HYDRIQUES DANS LE SOL: CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE	40
II.5. SIMULATION NUMERIQUE DES TRANSFERTS D'EAU: EQUATION DES ECOULEMENTS EN MILIEU NON SATURE: EQUATION DE RICHARD	41
CHAPITRE III: CARACTERISATION PHYSIQUE DES SOLS ETUDES	43
III.1. METHODES DE CARACTERISATION	43
III.1.1. LE MODELE DE ARYA ET PARIS	43

III.1.2. <i>METHODE DE WIND</i>	43
III.2. <i>BREF APPERCU SUR LE LOGISTIQUE UTILISE</i>	45
III.2.1. <i>LE PROGRAMME D'EXPLOITATION RETC(RETention Curve)</i>	45
III.2.2. <i>LE MODELE UNSATCHEM 1D</i>	45
III.2.3. <i>DETERMINATION DE LA DENSITE APPARENTE D'ECHANTILLON: METHODE DES SACHETS</i>	46
TROISIEME PARTIE: RESULTATS ET DISCUSSION	47
CHAPITRE I: RESULTATS	48
I.1. <i>ANALYSE GRANULOMETRIQUE</i>	48
I.1.1. <i>RESULTATS GRANULOMETRIQUES DES PRELEVEMENTS A LA TARIERE</i>	48
I.1.2. <i>CARACTERISATION TEXTURALE DES SOLS</i>	50
I.1.3. <i>COURBES GRANULOMETRIQUES</i>	51
I.1.4. <i>"SQUELETTES GRANULOMETRIQUES DES SOLS"</i>	52
I.2. <i>RESULTATS DES METHODES UTILISEES</i>	53
I.2.1. <i>RESULTATS DU MODELE DE ARYA ET PARIS</i>	53
I.2.2. <i>RESULTATS DE LA METHODE DE WIND</i>	59
I.3. <i>COMPARAISON DES PARAMETRES PHYSIQUES OBTENUS PAR LES DEUX METHODES</i>	64
I.4. <i>RESULTATS DE LA SIMULATION DU NIVEAU DE LA NAPPE DANS LE NGALENKA</i>	68
I.4.1. <i>STRUCTURE DU DOMAINE ET HYPOTHESE DE SIMULATION</i>	68
I.4.2. <i>CONDITIONS AUX LIMITES</i>	68
A. <i>LIMITES SUPERIEURES DU DOMAINE</i>	69
B. <i>LIMITES INFERIEURES DU DOMAINES</i>	69
C. <i>LIMITES LATERALES DU DOMAINE</i>	69
CHAPITRE II: DISCUSSION	71
II.1. <i>DETERMINATION DES CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES DU SOL</i>	71
II.2. <i>SIMULATION DU MOUVEMENT DE LA NAPPE</i>	72
CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS	74
I. <i>CONCLUSION</i>	74
II. <i>RECOMMANDATIONS</i>	75
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	77
ANNEXE I: SIGLES ET ABREVIATIONS	I
ANNEXE II: LISTES DES TABLEAUX, FIGURES ET CARTES	II
ANNEXE III: SYMBOLES ET UNITES	III
ANNEXE IV: RESULTATS GRANULOMETRIQUES	IV
ANNEXE V: PROTOCOLE EXPERIMENTAL DE ARYA ET PARIS - COUPLES $h(\theta)$ DES ECHANTILLONS	V
ANNEXE VI: PROTOCOLE EXPERIMENTAL DE WIND	XII

AVANT PROPOS

Ce travail portant sur la détermination de la capacité de rétention en eau d'un sol est l'aboutissement de cinq (5) années de formation dont six (6) mois de stage à l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD). Il entre dans le cadre des projets de fin d'étude de l'Ecole Nationale Supérieure d'Agriculture (ENSA) de Thiès, en vue de l'obtention du diplôme d'ingénieur agronome option Génie Rural.

Il nous a permis de mieux appréhender la capacité de rétention en eau d'un sol, mais aussi et surtout de nous rendre compte des menaces de dégradation qui pèsent sur les aménagements de la vallée du fleuve Sénégal.

Il est fondé sur de nombreux échanges humains, scientifiques et amicaux. Ainsi, je saisie l'occasion pour remercier:

- *M. Moussa Fall, Directeur de l'ENSA* pour la qualité de la formation et de l'encadrement;
- *M. Alioune Diagne, chef de département Génie Rural* pour l'intérêt qu'il a bien voulu accorder à mon travail, ses questions constructives et sa disponibilité. A travers lui je remercie le corps professoral pour la qualité de l'enseignement reçu sans oublier tout le personnel de l'école;
- *M. Jean René Durand, représentant de l'IRD au Sénégal et Xavier le Roy* pour m'avoir accepter en tant que stagiaire;
- *M. Claude Hammecker, chargé de recherche à l'IRD* pour ses conseils clairs, ses corrections approfondies, pour les réponses éclairées aux nombreuses questions que je n'ai cessé de lui poser. Je lui exprime toute ma gratitude;
- *M. Jean Luc Maeght*, pour la motivation qu'il sait inspirer, son aide technique et ses conseils. A travers sa personne, mes remerciements vont à toute l'équipe de pédologie de l'IRD;
- *Clément, Elise et Matar, stagiaires* pour leur amitié, leur aide aux difficiles moments de la rédaction, mais surtout pour leur sympathie. Vous me manquerez beaucoup;
- *Marie Pierre* pour ses week-end sacrifiés à faire mes analyses de sol;
- *la famille Traoré de l'U.20 des P.A* qui m'ont offert l'hospitalité durant toute la durée de mon stage, plus particulièrement à ma tante *Mme Traoré* pour tous les efforts consentis afin de rendre mon séjour agréable. J'associe à ces remerciements tous mes amis des "P.A"
- *mon oncle Moussa Konaté(Balla)* pour son soutien, ses encouragements, son amitié. A travers lui je remercie toute ma famille de Sédhiou;

- *Kéba kanouté et Nicolas Bassène*, avec qui j'ai passé mes cinq (5) ans de formation et partagé joie et allégresse. Merci pour avoir supporté mes mauvaises humeurs durant toutes ces années. Vous êtes plus que des amis, vous êtes des frères. A travers eux, je remercie tous mes camarades de promotion, tous les élèves que j'ai côtoyés durant ma formation. plus particulièrement: *Amadou Guèye, Amadou Bâ, Aminata Faye, Cheikh Ndiaye, Moustapha Gueye, Félix* pour les services rendus;
- *Babacar Diouf* mon ami d'enfance avec qui j'ai fais mes premiers apprentissages de la vie. A travers sa personne, je remercie toute la *famille Diouf*;
- *ma Famille à Som*, plus particulièrement à ma cousine *Amy Dia Barro* pour son amitié, sa compréhension et sa disponibilité;
- à mes amis de "Action 2000": *Balla, Ibrahima Sy, Mbaye, Lamine, Doudou, Mame Mbaye, Amadou*, votre amitié m'a beaucoup manqué durant tout le long de mon stage. Je ne saurais oublier *Mame Fatou Sy, Ndèye Aïda, Aïssata, Arame et Rama Diouf* chez qui j'ai trouvé une amitié sincère;
- *Doudou Diène et Fatou Bintou Mbaye* pour les longues heures de discussion et les agréables fêtes passées ensemble. Votre amitié m'est très chère.

INTRODUCTION

Dans les années 70, le Sahel a été confronté simultanément à une poussée démographique et à une baisse des précipitations. Le corollaire de cette situation a été une insuffisance de la production agricole ayant comme conséquence le déficit vivrier des populations. En outre, du fait de l'exploitation de la plupart des surfaces et de la rareté des pluies, les perspectives d'augmentation de la production des cultures traditionnelles ont été limitées (DE LUCA, 1996).

Le Sahel s'est ainsi enfoncé dans une crise dont l'issue paraît incertaine pour de nombreux observateurs. Or, pour relever le défi de l'autosuffisance alimentaire*, et répondre aux besoins d'une population qui va doubler en moins de vingt-cinq ans, il faudra assurer une croissance annuelle de la production agricole d'au moins 4 % (Pieri, 1991). Tous les experts soulignent que désormais "*c'est avant tout sur l'exploitation des terres que l'Afrique devra compter pour faire progresser les revenus*" (Banque Mondiale, 1989).

Au Sénégal, la moyenne vallée du fleuve Sénégal a été particulièrement marquée par cette sécheresse. Dès lors, les problèmes de disponibilité des ressources en eau se sont posés avec plus d'acuité entraînant une baisse de la production agricole. Les cultures de décrue (riz, mil, sorgho) étaient en effet tributaires des variations de la crue du fleuve. La croissance démographique et l'exode rural ont creusé davantage le fossé déjà existant entre les besoins et la production céréalière.

Dans ce contexte, la culture irriguée, par une politique de maîtrise de l'eau, apparaissait comme une solution.

Fort de ce constat et tant pour sauver les populations locales que pour assurer une autosuffisance alimentaire, le Sénégal eut recourt à l'irrigation qui constitua une alternative aussi séduisante que nécessaire mais aussi la solution dans laquelle beaucoup d'espoir et d'argent ont été placés.

C'est ainsi qu'un vaste programme d'irrigation a été engagé, dont la mise en œuvre a été confiée à la SAED. Un moment essentiel de ce projet fut la réalisation des barrages de Diama (barrage anti-sel) en 1986 et Manantali (barrage hydroélectrique au Mali) en 1990. Ces barrages ont permis de contrôler et de maîtriser le cours du fleuve Sénégal. En effet avant la mise en service de Diama, l'eau de mer remontait jusqu'à 200 Km. Actuellement, la canalisation des eaux de pluies par Manantali et la retenue de la remontée de la langue salée par Diama permettent d'obtenir en permanence de l'eau douce pour la culture irriguée dans la vallée. Cette situation associée à une terre à fort potentiel de production et à une bonne

luminosité ont fait de la vallée une zone idéale pour la culture irriguée. Dès lors une grande superficie de terre cultivable, dont 240.000 ha du côté sénégalais s'offre aux pays riverains. Les rendements potentiels de la riziculture de cette zone dépasse de deux fois ceux des pays asiatiques. Le riz irrigué est ainsi passé de 34% de la production nationale entre 1979-1981 à 71% entre 1989-1991 (ADRAO, 1995).

Aujourd’hui près de soixante dix mille hectares sont aménagées dont quarante mille fonctionnels et les espoirs ont fait place aux premiers constats.

Alors que la pression de la sécheresse est moins aiguë, les fonds internationaux se réduisent et on vient à l’heure des premiers bilans.

Ils sont globalement décevants : rendements faibles et en régression, périmètres abandonnés ou dégradés, paysans endettés. La déception des bailleurs de fond est grande et le doute s’installe. Ceci nous amène à poser crûment la question : l’agriculture irriguée a-t-elle un avenir dans la vallée ?

Loin d’être une réussite, cette pratique culturale pose de nombreux problèmes en particulier depuis qu’on constate une dégradation générale des sols qui apparaît en toile de fond de tous les périmètres irrigués.

Longtemps omises dans les perspectives de développement des régions sous-développées du globe, les questions liées à l’environnement sont de nos jours posées avec beaucoup plus d’attention. Les observations sont claires et l’amertume des gens sensés comprendre le problème est profonde. Il apparaît dès lors la nécessité de se dresser face à cette dégradation des sols de culture dont les principales causes sont la salinisation, la sodisation et l’alcalinisation progressive (Boivin et al., 1995b).

Il importe alors, pour garantir une agriculture irriguée durable et du fait qu’il est dix à cinquante fois moins coûteux d’entretenir des sols que de les réhabiliter après dégradation (Brabant et al, 1997), de mieux comprendre les processus physiques de la dégradation et de dégager les voies et moyens pouvant conduire à une gestion conservatoire des eaux et des sols.

Le laboratoire de pédologie de l’IRD dans son programme A.I.D. (Agriculture Irriguée Durable) a inscrit dans ses priorités la caractérisation physique des sols au niveau de la vallée. Ainsi cette étude : « *Détermination des propriétés de rétention des sols : comparaison entre les mesures obtenues par la méthode de Wind au laboratoire et à partir de la granulométrie des sols. Essais de simulation des phénomènes de transfert d'eau* » qui se veut une contribution à un meilleur diagnostic du problème, s’inscrit dans cette perspective.

* Terme qui sera plus tard abandonné pour celui plus réaliste de sécurité alimentaire

Ce rapport s'articulera ainsi autour de quatre grandes parties :

- dans la première, nous ferons une présentation de la problématique, des objectifs et de la méthodologie;
- la seconde sera consacrée aux matériels et méthodes;
- la troisième portera sur les résultats, l'analyse et la discussion ;
- et enfin la quatrième et dernière partie nous permettra de conclure et de dégager certaines perspectives.



PREMIERE PARTIE
PROBLEMATIQUE- OBJECTIFS - METHODOLOGIE

CHAPITRE I: PROBLEMATIQUE ET OBJECTIFS	10
I.1. <i>PROBLEMATIQUE</i>	10
I.2. <i>OBJECTIFS DE L'ETUDE</i>	11
CHAPITRE II: METHODOLOGIE	12
II.1. <i>LA RECHERCHE DOCUMENTAIRE</i>	12
II.2. <i>LES TRAVAUX DE TERRAIN</i>	12
II.3. <i>LES TRAVAUX DE LABORATOIRE</i>	12
II.4. <i>JUSTIFICATION DU CHOIX DES METHODES DE WIND ET DE ARYA ET PARIS</i>	12

CHAPITRE I : PROBLEMATIQUE ET OBJECTIFS

I.1. PROBLEMATIQUE

Dans la cuvette de Nianga (département de Podor) au niveau du Ngalenka amont, la coopération allemande KFW est entrain d'aménager 46 PIV soit 1250 ha. Ces PIV vont permettre de revitaliser l'activité agricole de cette zone tombée plus ou moins en désuétude depuis l'endiguement de la cuvette qui limite considérablement les cultures traditionnelles de décrue.

Les aménagements hydro-agricoles ont souvent entraîné des bouleversements de tout ordre au sein de leur environnement (au niveau social, économique, culturel et scientifique) avec dans la plupart des cas une dégradation certaine de ce dernier.

Dans le cadre des aménagements du Ngalenka, le bouleversement qui nous intéresse tout particulièrement est la dégradation des sols qui deviennent à long terme impropre à toutes cultures. Les travaux déjà effectués dans la région ont souligné la gravité de ce phénomène.

Ainsi dans le souci d'une agriculture irriguée durable, il est nécessaire de pouvoir analyser, comprendre, prévenir et par conséquent gérer l'évolution des sols sous culture. La prévention de la dégradation des sols s'avère donc indispensable.

La simulation par l'utilisation de modèle qui est devenue incontestablement le principal moyen pour étudier l'écoulement des eaux dans les sols s'impose. Mais avant toute simulation, nous avons besoin de connaître entre autres, les caractéristiques hydrodynamiques du domaine à modéliser.

Il se trouve qu'en milieu non saturé, une caractéristique fondamentale est la courbe de rétention. Il est donc indispensable de la déterminer pour toute caractérisation qui se veut conséquente d'un sol non saturé donné.

Une question devient donc incontournable à savoir : «*comment déterminer cette caractéristique hydrodynamique du sol ?* »

La texture d'un sol bien qu'elle soit considérée comme déterminante pour son fonctionnement hydrique, il semble difficile d'établir des liaisons quantitatives rigoureuses entre ces deux volets (caractérisation texturale, caractéristiques hydrodynamiques). Il est pourtant d'un grand intérêt de pouvoir déterminer les caractéristiques hydrodynamiques à partir d'observation et de mesure simple de sa texture.

Nous avons ainsi choisi de déterminer la courbe de rétention par le biais du modèle de Arya et Paris basé essentiellement sur l'analyse granulométrique du sol.

Nous tenterons de valider les résultats par comparaison avec ceux de Wind : une méthode de laboratoire utilisant des échantillons de sol non remaniés. Ces derniers seront utilisés dans le cadre d'une simulation de transfert d'eau avec le logiciel Unsatchem 1 D.

I.2. OBJECTIFS DE L'ETUDE

la présente étude de caractérisation directe et indirecte des propriétés de rétention d'un sol se veut une contribution à la détermination de paramètres hydrodynamiques utiles à la simulation. Pour se faire, elle devra :

- ✓ avec le modèle de Arya et Paris déterminer la courbe de rétention et en déduire certains paramètres hydrodynamiques du sol
- ✓ déterminer ces même paramètres avec la méthode de Wind ;
- ✓ comparer les deux résultats en vue d'infirmer ou de confirmer ceux obtenus avec le modèle de Arya et Paris ;
- ✓ simuler avec le logiciel Unsatchem 1D l'impact de l'irrigation sur le niveau de la nappe.

CHAPITRE II : METHODOLOGIE

La démarche adoptée lors de cette étude de caractérisation directe et indirecte des propriétés de rétention d'un sol dans la zone du Ngalenka peut se résumer aux points essentiels suivants :

II.1. LA RECHERCHE DOCUMENTAIRE

Cette partie a consisté à l'exploitation de la documentation pour avoir une idée sur la zone de l'étude et faire l'état des connaissances dans ce domaine. Ainsi, les centres de documentation de l'IRD, de l'ENSA ainsi que des documents personnels ont été mis à contribution.

II.2. LES TRAVAUX DE TERRAIN

Ils ont permis de recueillir des échantillons de sol avec des cylindres de 8 cm de diamètre pour la méthode de WIND et avec la tarière pour la méthode de Arya et Paris

II.3. LES TRAVAUX DE LABORATOIRE

Ils peuvent se résumer principalement par la mise en place des échantillons pour la méthode de Wind (cf. protocole expérimental) et les analyses granulométriques (5 fractions et sables) pour la méthode de Arya et Paris.

II.4. JUSTIFICATION DU CHOIX DES METHODES DE WIND ET DE ARYA ET PARIS

Les méthodes, souvent utilisées pour la détermination des caractéristiques hydrodynamiques du sol sont laborieuses, et demandent un investissement temporel et financier important.

Une autre possibilité est d'opter pour une caractérisation hydrodynamique par estimation de paramètres de lois empiriques. En effet, les relations $h(\theta)$ et $k(\theta)$ d'un sol peuvent être décrites par des modèles déterministes comportant un nombre limité de paramètres à déterminer (Russo, 1988). Pour ce faire, nous avons déterminé les courbes de rétention et les caractéristiques hydrodynamiques de nos sols en utilisant un modèle physico-empirique proposé par Arya et Paris (1981) et Arya et al. (1999) basé sur l'analyse granulométrique, la densité de l'échantillon de sol de même que la densité des particules. En effet les propriétés de

base du sol telles que sa granulométrie et sa densité sont largement disponibles pour plusieurs types de sols et peuvent être déterminer par les laboratoires.

En plus de cette méthode que l'on considère comme indirecte, ces mêmes caractéristiques hydrodynamiques des sols sont déterminées de façon directe au laboratoire par la méthode de Wind.

Le choix de cette méthode se justifie d'une part par la possibilité d'obtenir en même temps le potentiel matriciel de l'eau, la teneur en eau et la conductivité hydraulique d'un échantillon non remanié de sol pas très encombrante du point de vue de la taille; et d'autre part par la possibilité d'une caractérisation physique des sols en vue d'une simulation de transfert d'eau.

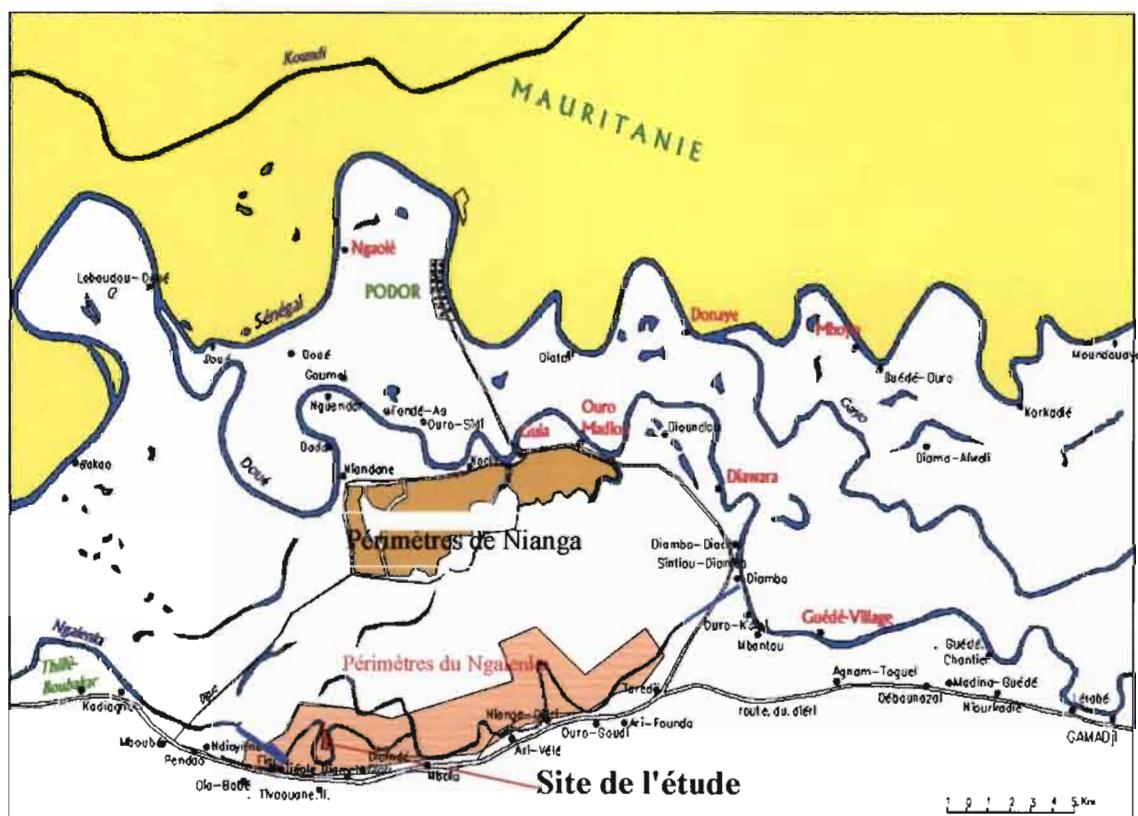
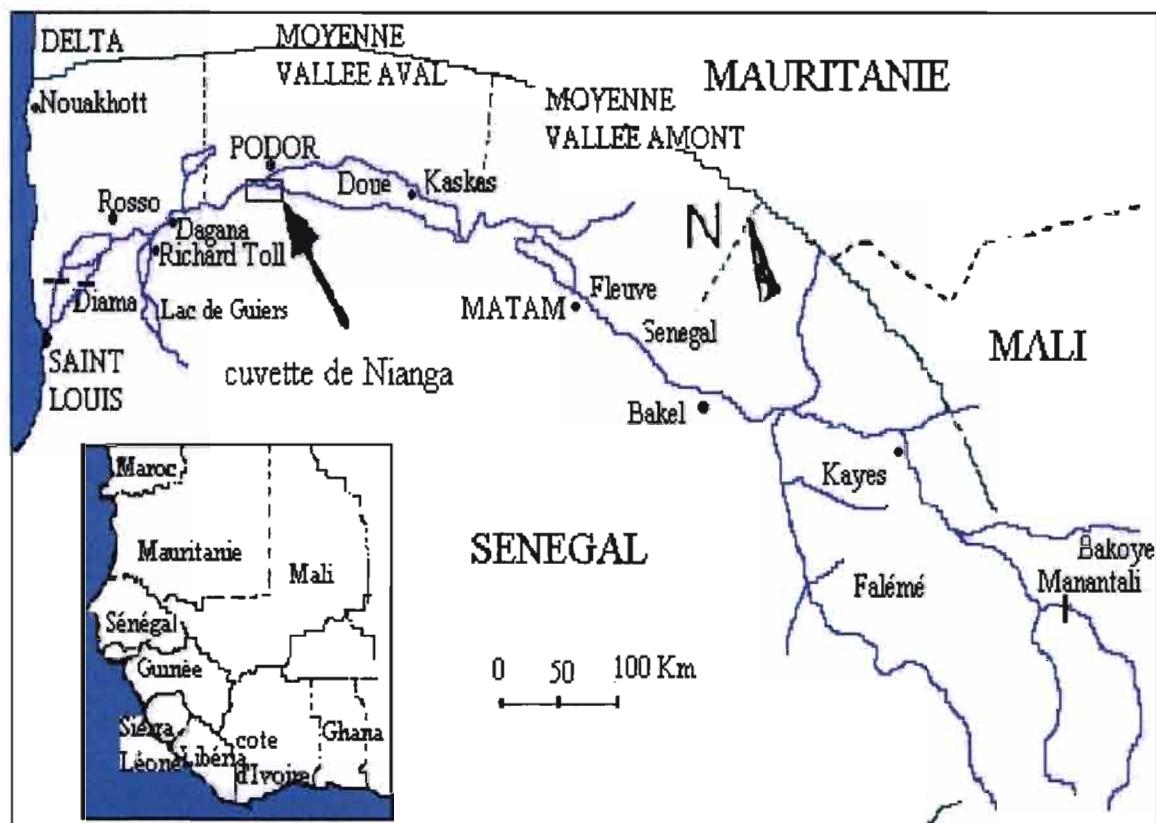


DEUXIEME PARTIE

MATERIELS ET METHODES

CHAPITRE I: PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE	16
I.1. CADRE PHYSIQUE DE L'ETUDE	16
I.1.1. CONTEXTE GEOGRAPHIQUE	16
I.1.2. CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE ET PEDOLOGIQUE	19
I.1.3. L'EVOLUTION DE LA VALLEE AMENAGEE	21
I.1.4. LE PROJET D'IMPLANTATION DE PERIMETRES IRRIGUES VILLAGEOIS SUR LE MARIGOT NGALENKA	24
I.1.5. LA ZONE D'ETUDE RETUNUE	24
CHAPITRE II: PRESENTATION GENERALE DU MILIEU POREUX NON SATURE	25
II.1. INTRODUCTION	25
II.2. CARACTERISTIQUES PHYSIQUES DU MILIEU POREUX NON SATURE	26
II.2.1 L'ANALYSE GRANULOMETRIQUE	26
II.2.2. LA NOTION DE TEXTURE DU SOL	27
II.2.3. LA NOTION DE STRUCTURE DU SOL	28
II.2.4. LA DENSITE	28
II.2.5. LA POROSITE	29
II.3. CARACTERISTIQUES HYDRIQUES DES MILIEUX POREUX	32
II.3.1. LE SOL, RESERVOIR HYDRIQUE	33
II.4. RELATIONS CARACTERISTIQUES DE L'HYDRODYNAMIQUE EN MILIEU POREUX NON SATURE	36
II.4.1. RELATION ENTRE LA TENEUR EN EAU(θ) ET LE POTENTIEL DE PRESSION MATRICIELLE(h)	36
II.4.2. PHENOMENE D'HISTERESE	38
II.4.3. LES TRANSFERTS HYDRIQUES DANS LE SOL: CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE	40
II.5. SIMULATION NUMERIQUE DES TRANSFERTS D'EAU: EQUATION DES ECOULEMENTS EN MILIEU NON SATURE: EQUATION DE RICHARD	41
CHAPITRE III: CARACTERISATION PHYSIQUE DES SOLS ETUDIES	43
III.1. METHODES DE CARACTERISATION	43
III.1.1. LE MODELE DE ARYA ET PARIS	43
III.1.2. METHODE DE WIND	43
III.2. BREF APPERCU SUR LE LOGISTIQUE UTILISE	45
III.2.1. LE PROGRAMME D'EXPLOITATION RETC(RETention Curve)	45
III.2.2. LE MODELE UNSATCHEM 1D	45
III.2.3. DETERMINATION DE LA DENSITE APPARENTE D'ECHANTILLON: METHODE DES SACHETS	46

Carte de localisation de la zone d'étude :



CHAPITRE I : PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

I. 1. CADRE PHYSIQUE DE L'ETUDE

I.1.1. CONTEXTE GEOGRAPHIQUE :

A. LOCALISATION

La zone du Ngalenka amont se situe dans la région communément appelée Fouta -Toro en moyenne vallée du fleuve Sénégal. Elle occupe la partie méridionale de la cuvette de Nianga qui se trouve au sud de la ville de Podor ($16^{\circ}39' N$ – $14^{\circ}58' O$). Au plan administratif, cette zone appartient au département de Podor qui fait partie de la région de Saint-Louis.

La cuvette de Nianga a une forme elliptique (25 km est-ouest sur 10km nord-sud) et est ceinte par une digue depuis 1974. Sa partie nord-ouest est occupée par le périmètre rizicole de Nianga (1200 ha) et le sud est bordée par la route du diéri. La zone Ngalenka amont, au nord de cette route, s'étend de Ndiayène à Taredji.

B. CLIMAT

Le climat de la vallée du fleuve Sénégal est du type sahélien. On distingue trois saisons thermiques :

- de novembre à février, les températures sont douces ; les minimales avoisinent les 15 à 18°C ;
- de mars à juin, les températures sont les plus chaudes et peuvent atteindre 45°C ;
- de juillet à mi-octobre, il y a une légère baisse avec la saison des pluies.

En raison de sa situation sahélienne, la zone enregistre une radiation élevée durant toute l'année (10 h/j en moyenne) avec 400 cal/cm²/jour de Novembre à janvier et 680 cal/cm²/jour en mai.

L'évaporation (mesurée au Piche) est la plus faible en hivernage avec en septembre 3,4 mm/j à Saint-Louis et 4,4mm/j à Podor et Matam. Le maximum se situe en mai à Podor (13,2 mm/j et 12 mm/j).

Le régime pluviométrique est marqué par deux saisons :

- la saison des pluies qui durent 3 à 4 mois de juin à septembre;

- la saison sèche qui sévit le reste de l'année.

les précipitations qui étaient très déficitaires depuis les années soixante dix tendent à revenir à la normale ces dernières années. Malgré le déficit noté à Podor, les pluies de 1999 semblent confirmer cette tendance à la normalisation que d'aucuns qualifieraient de « retour des pluies abondantes ». (figure 1)

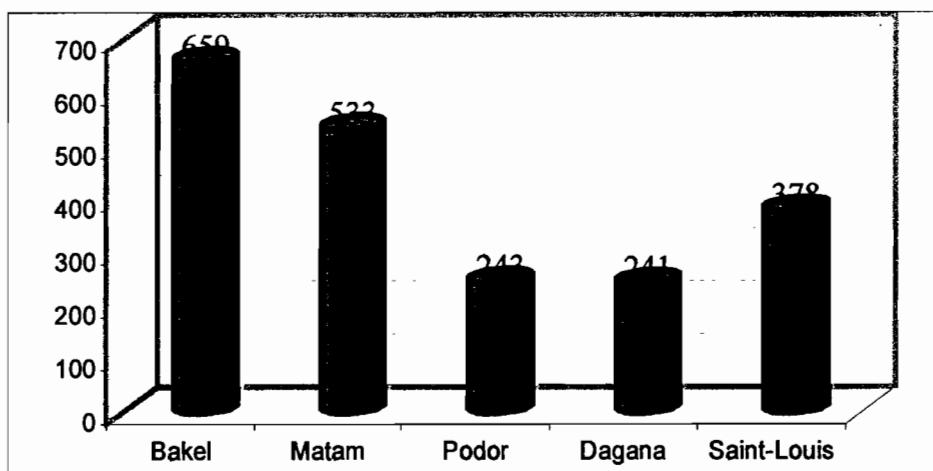


Figure 1 : Précipitation dans la vallée en hivernage 1999

La région est soumise à deux types de vents selon la saison :

- l'alizé maritime, de direction nord-ouest, issu de l'anticyclone des Açores. Il souffle pendant l'hivernage et est souple et humide;
- l'harmattan, de direction est, qui est un alizé continental dit saharien. Il souffle principalement durant la saison sèche et est sec avec une grande amplitude thermique (chaud le jour et frais la nuit).

C. VEGETATION

Cette région appartient à la partie septentrionale du domaine sahélien. La végétation climacique est constituée par un forêt de gonakiés (*Acacia nilotica*) occupant en général les sols Hollaldés, marqué par une absence presque totale de strate herbacée. La zone marginale du lit majeur est occupée par une végétation plus ou moins dense et complexe faisant la transition entre le faible peuplement de gonakié et la savane arbustive claire du Diéri ; les espèces qui y dominent sont les acacias, les balanites et les ziziphus. Quant au Delta, il se

caractérise par des espèces halophiles telles que le *Tamarix sénégalensis* et même des palétuviers du côté de l'embouchure du fleuve.

D. HYDROLOGIE

Du fait de la faiblesse des précipitations mais aussi de la faible pente du lit du fleuve (0,003%), le réseau hydrographique est assez réduit dans la moyenne vallée du fleuve (Equesen, 1993).

Le fleuve Sénégal prend sa source dans le Fouta-Djalon. Il s'en éloigne en sillonnant vers l'Océan Atlantique au niveau de Saint-Louis. Le fonctionnement naturel du fleuve (régime dépendant des aléas climatiques de la pluviométrie de son bassin versant en Guinée tropicale) et le risque d'intrusion d'eau de mer dans sa partie aval n'étant pas compatible avec le programme d'extension agricole de la région du fleuve Sénégal, deux barrages ont été installés récemment pour en maîtriser le régime.

Hormis le fleuve, les principaux cours d'eau secondaires de la région de Podor sont les suivants :

- le marigot du Doué : c'est un déluent/affluent du fleuve Sénégal. Il s'en sépare à l'aval de Kaédi et le rejoint quelques kilomètres en aval de podor. Il délimite ainsi avec le fleuve une zone appelée « île à morphil ». C'est un cours d'eau permanent ;
- le Wali Diali et le Namardé sont des défluents du Doué qui traversent le périmètre irrigué de la cuvette de Nianga. Ils sont principalement alimentés au moyen de vannes lors de la vidange de la cuvette de Nianga. Ces défluents sont temporaires;
- le Ngalenka est un affluent du fleuve Sénégal. Il quitte le Doué au nord de Mbantou et rejoint le fleuve Sénégal vers Fanaye. Sa partie amont, entre Mbantou et Thiéwlé a été recreusée en 1996 et remis en eau en 1999.

En plus de ces marigots principaux, on observe un enchevêtrement de petits marigots et d'anciens chenaux sur presque toute la surface de la vallée. Ils peuvent être inondés par la crue pendant l'hivernage.

I.1.2. CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE ET PEDOLOGIQUE

La différenciation des sols dans la vallée est essentiellement basée sur leur position topographique (drainage, déflation, accumulation), elle se traduit directement par des variations de texture.

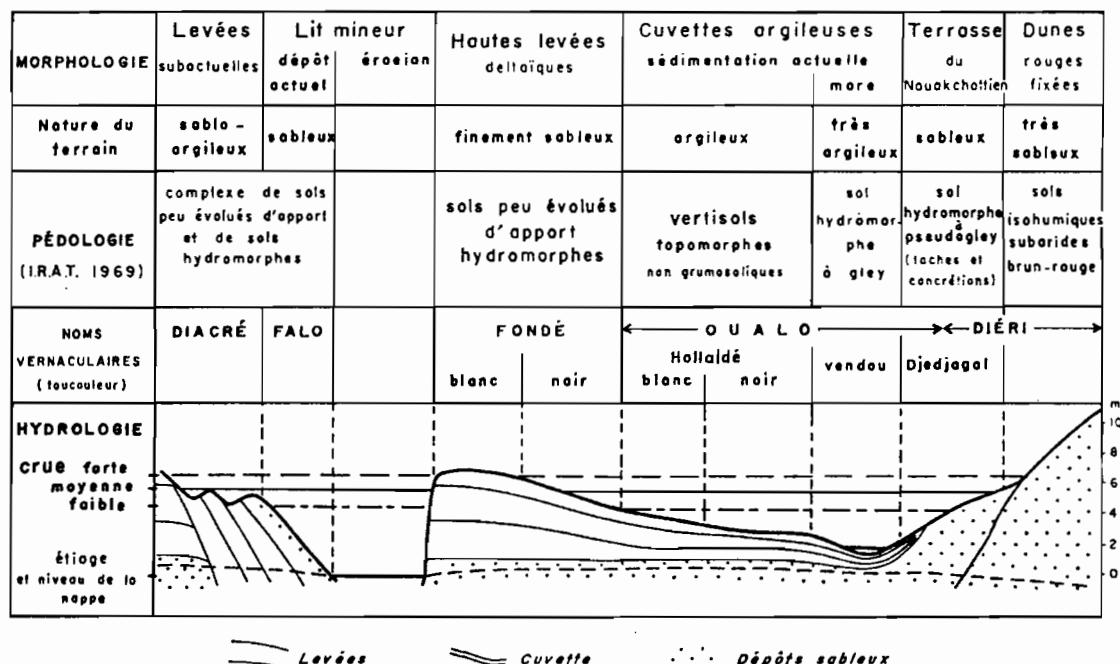


Figure 2 : Coupe schématique de la vallée du fleuve Sénégal (Echelle côtes dilatées/distance)
(D'après Michel, M.A.S in Courel, 1984)

En étroite relation avec les formes géomorphologiques, les formations pédologiques les plus différenciées se partagent entre les deux grandes parties de la vallée : le *Diéri* et le *Walo*.

A. LES BORDURES SECHEES DE LA VALLEE : le *Diéri*

Le *Diéri* correspond aux terres sableuses qui bordent, au nord comme au sud, la vallée alluviale.

Les sommets de dunes du *Diéri* portent des sols bruns rouges subarides à texture sableuse. Leur analyse granulométrique montre la prédominance des sables grossiers. Ce sont des sols très pauvres en matières organiques. Du fait de leur grande porosité, leur potentiel de rétention en eau (pF) est très faible.

Les formations dunaires du Diéri sont entrecoupées par de larges dépressions aux « sols de colluvions bruns, mal drainés ou même hydromorphes » (Michel, 1973). Du fait du remodelage éolien et du ruissellement, ces couloirs interdunaires sont en voie de comblement.

B. LA VALLEE HUMIDE PROPREMENT DITE : le *Walo*

Ici, les terres ont des potentialités très variables en fonction des unités géo-pédologiques très contrastées sur lesquelles on les trouve. Mises en place pendant le Quaternaire récent, ces formations reposent sur du sable blanc très fin déposé lors de la transgression nouakchottienne (Michel, 1973).

a) *Les terrasses nouakchottaines ou « djedjogol »*

Ces formations de transition entre le Diéri et le Walo, correspondent à des terres rarement inondées. Elles sont constituées de matériau d'apport avec une forte proportion de sables fins et de sables grossiers.

b) *les hautes levée anciennes ou « fondé »*

Elles ont été mises en place pendant la période du Tchadien (7500 – 5500 B.P*). Ce sont des bourrelets de berges édifiés par le fleuve et composés essentiellement de sables fins et de limons.

Le taux d'argile, qui est moyen en surface (moins de 20%), devient faible dans les horizons médians et de profondeur. Si la porosité est bonne à travers tout le profil, la formation de pellicules de battance limite les infiltrations.

c) *Les levées récentes ou »diacré » et « falo »*

Elles correspondent, respectivement à des formations subactuelles et à des formations actuelles. Elles sont issues de sapement des levées qui gainent les lits du fleuve Sénégal et de ses défluents et se localisent généralement dans les parties concaves des méandres. Les sols sont dominés par des sables argileux pour les levées subactuelles et par les sables pour les levées actuelles .

d) *Les cuvettes de décantation ou « hollaldé » (plus de 50% d'argile)*

Situées en contrebas des hautes levées, elles sont saisonnièrement soumises à l'inondation, ce qui fait qu'elles présentent des sols hydromorphes à pseudo-gley. Du point de vue

* B.P: Before Present

pédologique, les petites levées et les cuvettes de décantation ont beaucoup de similitudes physiques et chimiques (Boivin et al., 1993).

Sièges de décantation des sédiments apportés par la crue, les cuvettes sont composées de vertisols topomorphes. L'épaisseur des dépôts varie de 1 à 3 m en moyenne et diminue du centre vers la périphérie de la cuvette. A cause de leur texture fine, le comportement hydrique des sols de cuvettes est marqué par une rétraction à l'état sec et un gonflement à l'état humide.

Entre ces unités bien tranchées de la vallée alluviale, on rencontre d'autres systèmes géo-pédologiques qui marquent des transitions inter- ou intra-unités : c'est le cas des « deltas de ruptures de levées » dont les caractéristiques pédologiques sont les mêmes que celles des hautes levées.

I.1.3 L'EVOLUTION DE LA VALLEE AMENAGEE

Dans les périmètres irrigués, le schéma global de mise en valeur est presque partout le même : planage des terres et irrigation par submersion. Ces nouvelles techniques de mise en valeur ne manquent pas de créer de nouveaux problèmes sur l'environnement biophysique de la vallée du fleuve Sénégal.

A. PRATIQUES CULTURALES ET DEGRADATION DE LA SURFACE DU SOL

Le travail du sol, dans les périmètres rizicoles de la vallée, peut se résumer en trois opérations : déboisement, labour et homogénéisation de la micro-topographie.

En perturbant la surface du sol, certaines pratiques culturales mal adaptées concourent à la dégradation de la qualité physique du sol. Pendant une longue période de l'année, la surface des sols des périmètres labourés subit une déflation éolienne. Ce phénomène de dégradation sévit plus sur les grands périmètres ayant bénéficié des techniques modernes de mise en valeur.

Bien que le rôle du travail du sol dans la dégradation de sa surface soit important et directement visible, il semble que les effets de l'irrigation sur certains sols soient encore plus nuisibles à moyen et long terme.

B. IRRIGATION ET DEGRADATION DE LA SURFACE DU SOL

En riziculture irriguée, les champs de riz sont soumis à une submersion complète pendant des jours voire des semaines. Cet apport massif d'eau occasionne la remontée en surface de la nappe phréatique et, avec elle, le sel fossile, héritage de la dernière transgression marine du Quaternaire.

Les fortes températures aidant, l'évaporation atteint son maximum et favorise la concentration des eaux et les phénomènes suivants :

- a) *La salinisation* : il s'agit de l'accumulation des sels neutres dans le profil de sol, en quantité suffisante pour affecter ses aptitudes agronomiques (augmentation de la pression osmotique provoquant un stress hydrique de la plante) ;
- b) *La sodisation* : plus difficile à percevoir, mais pourtant plus dommageable, ce phénomène consiste à une accumulation de sodium sur le complexe d'échange des argiles. Lorsque la garniture cationique des argiles dépasse un seuil de teneur en sodium (généralement située aux environs de 10% et plus), les argiles ont tendance à défloculer (se disperser). Le sol perd alors de sa structure et sa perméabilité, il s'effondre;
- c) *L'alcanisation* : littéralement, il s'agit d'une élévation de pH du sol sous l'effet de l'accumulation de bases. Il se manifeste par une dégradation et un noircissement de la surface du sol suite à une dissolution de la matière organique par le carbonate de sodium.

L'alcanisation des sols est un phénomène particulièrement grave en raison : (1) de sa relative irréversibilité compte tenu des connaissances actuelles et des moyens mobilisables au Sahel ; (2) de la stérilité du sol qui en résulte ; (3) du fait que cette dégradation n'est manifeste que lorsque des seuils critiques ont été franchis.

Si la salinisation est courante dans la vallée du fleuve Sénégal, la sodisation et l'alcanisation ne sont pas absentes. Elles prennent de l'ampleur dans les cuvettes aménagées, notamment dans celle de Nianga (Boivin et al., 1993 ; Seguis, 1993 ; Savignol, 1993).

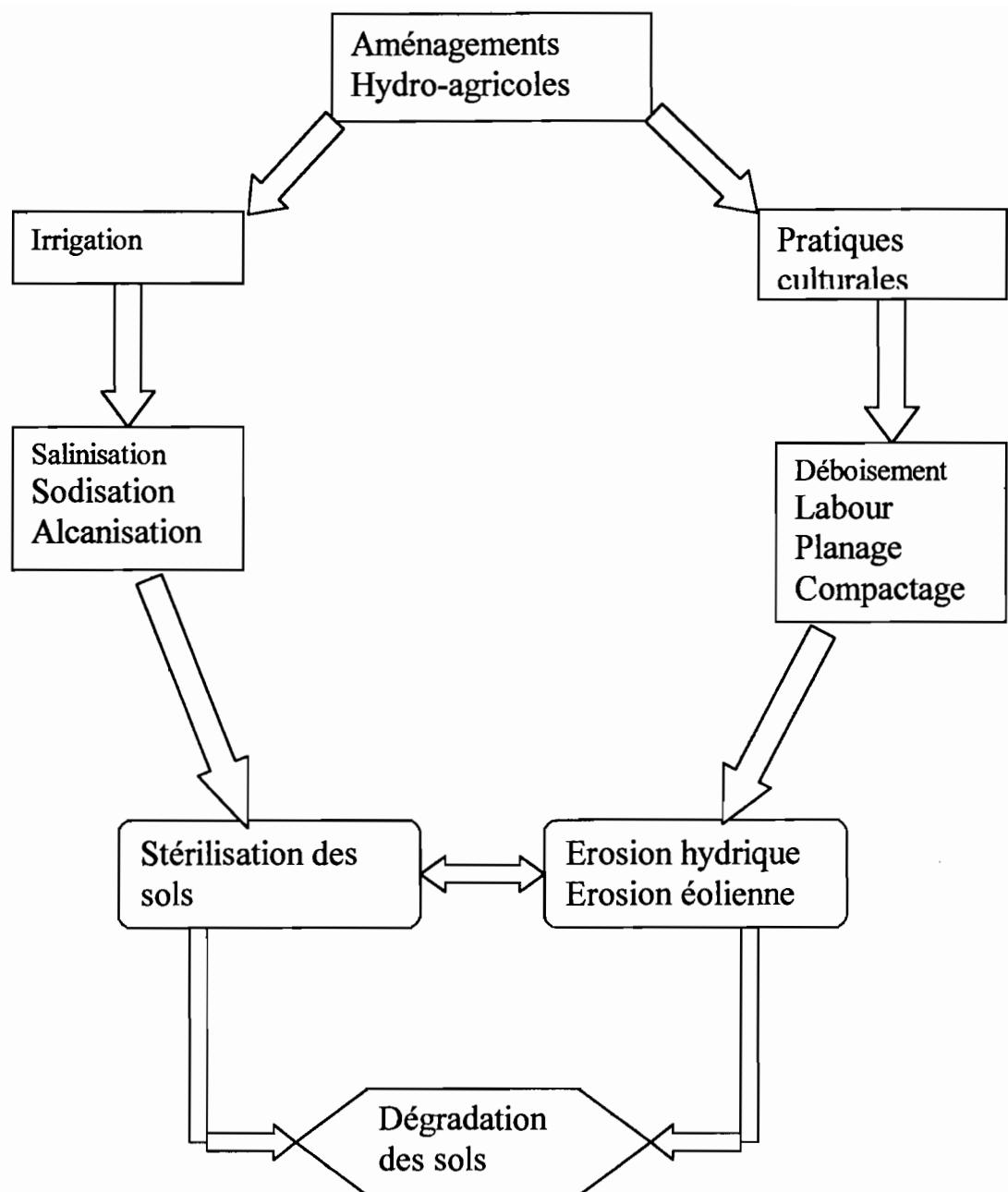


Figure 3 : Schéma des conséquences de l'irrigation et des pratiques culturales sur le sol

I.1.4. LE PROJET D'IMPLANTATION DE PERIMETRES IRRIGUES VILLAGEOIS SUR LE MARIGOT NGALENKA

Le projet est financé par la coopération allemande KFW. Il consiste à la réalisation de 46 PIV soit 1200 ha. Les travaux ont débutés à la mi – 1997 et à l'heure actuelle, on est à la phase d'évaluation à mis parcours avec une réalisation de 650 ha.

Pour assurer une disponibilité en eau le Ngalenka a été recreusé dans sa partie amont en 1986 et remis en eau en 1999.

La zone aménagée englobe les terres du *walo* (superficies inondables lors des crues du fleuve) situées en bordure du Marigot. Ses limites sont, au sud les dunes du *Dieri* de latitude 16°30' N, à 'l'est par la route qui mène à podor de longitude 14°05' O.

Les objectifs visés par ce projet sont les mêmes que ceux présidant l'aménagement du grand périmètre de la cuvette de Nianga.

Il s'agit de fournir aux populations riverains les moyens d'assurer leur sécurité alimentaire et d'obtenir des revenus monétaires par la commercialisation d'une fraction importante de la production. Il s'en suivra un emploi sur place de la population active, évitant ainsi l'exode rural et permettant l'amorce d'un développement de la région.

I.1.5. LA ZONE D'ETUDE RETENUE

Parallèlement à l'opération de développement « Aménagement du secteur Ngalenka » menée par la SAED, le laboratoire de Pédologie de l'IRD est impliqué sur le secteur Ngalenka dans un programme de Recherche – Développement qui a trois objectifs principaux :

- ✓ évaluer l'impact environnemental des aménagements au niveau des nappes, des eaux de surface, en fonction du mode de gestion envisagé ;
- ✓ fournir aux développeurs des méthodes d'évaluation de l'impact des aménagements à partir des outils modernes de modélisation des bilans hydro – salins ;
- ✓ déterminer des modes de gestion à l'échelle de la parcelle ou du périmètre qui permettent de limiter ou d'éviter la dégradation des sols irrigués.

Pour réaliser ces objectifs, cette zone présente le principal avantage de ne pas être encore totalement aménagée, par conséquent il est pour une fois possible d'avoir une connaissance précise du site avant aménagement.

CHAPITRE II : PRESENTATION GENERALE DU MILIEU POREUX NON SATURE

II.1. INTRODUCTION

les sols peuvent être définis de manière générale comme le produit remanié et organisé de l'altération de la couche superficielle de la croûte terrestre, essentiellement sous l'action d'agents climatiques et biologiques. De cette définition se dégagent les deux dimensions fondamentales de l'étude des sols, à savoir le temps et l'espace.

le sol apparaît en effet d'une part comme un milieu complexe dans un processus évolutif global, et de l'autre comme une entité arbitrairement délimitée, en constante interaction avec les autres éléments de l'écosystème dans lequel il s'insère.

Du point de vue des propriétés physiques, hydriques et mécaniques, le sol peut être considéré comme un milieu poreux. Dans le cas le plus général, il se présente comme un système comprenant trois phases que l'on retrouve dans la nature : solide, liquide et gazeuse. La phase solide est représentée par les particules solides du sol, la phase liquide par l'eau du sol et la phase gazeuse par l'air du sol (Hillel, 1988).

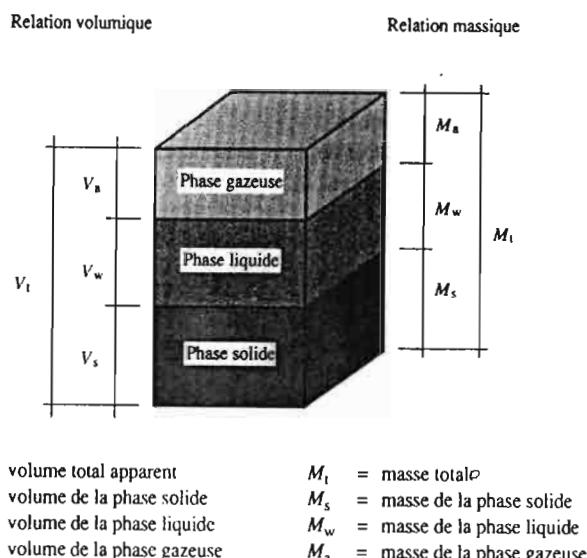


Figure 4 : Diagramme schématique du système à trois phase

Les interactions physico-chimiques entre ces différentes phases font que nous sommes en présence d'un milieu très complexe.

Dans l'hypothèse de milieu indéformable, seule la phase solide représentant la matrice poreuse est constante, les deux autres phases, liquide et gazeuse varient dans l'espace et dans

le temps. Cependant, ces phases interagissent fortement entre elles, ce qui rend délicate l'étude des transferts en zone non saturée.

Une partie de l'espace poral est occupée par de l'air (phase gazeuse) et la partie restante par de l'eau. L'état de l'eau et ses mouvements permettent de définir trois types d'eau :

- *l'eau libre* ou encore *gravitaire* : c'est une eau mobilisable par captage et participe donc à l'écoulement liquide,
- *l'eau capillaire* : elle remplit les pores capillaires et tous les vides très étroits (entre deux faces planes de deux agrégats par exemple). Les déplacements de cette eau dépendent des lois propres à la capillarité et des conditions particulières au point considéré (nature de la phase). C'est l'eau de la macroporosité.
- *l'eau liée* ou *de rétention* : les molécules d'eau sont reliés aux grains de solide constituant la matrice poreuse par des forces d'attraction relativement importantes.

II.2. CARACTERISTIQUES PHYSIQUES DU MILIEU POREUX NON SATURÉ

Le milieu poreux présente des caractéristiques physiques et mécaniques divers. La définition et la quantification des propriétés des milieux poreux sont faites généralement suivant deux approches : une approche par un volume élémentaire représentatif ou VER (Bear, 1972) et une approche par fractions élémentaires (de Marsily, 1981). Nous nous intéresserons à certaines de ces propriétés et surtout à celles intervenant directement dans les phénomènes de transfert d'eau en milieu poreux.

II.2.1. L'ANALYSE GRANULOMETRIQUE

Elle consiste à la détermination de la distribution de la taille des particules du sol. Elle permet alors de déterminer ce qu'on appelle la composition granulométrique du sol. La séparation des particules par classes de taille est généralement effectuée par tamisage au travers de tamis de diamètre calibré jusqu'à un diamètre de particules d'environ 0.05 mm (Hillel, 1988; Chamayon et Legros, 1989; Henin, 1977). Pour séparer et classer des particules plus fines, la méthode généralement utilisée est celle de la sédimentation dans des milieux plus ou moins dense.

Couplée à des modèles mathématiques, l'utilisation des résultats de l'analyse granulométrique permet dans certains cas, de déterminer une autre propriété, cette fois hydrodynamique du

milieu poreux non saturé : sa courbe de rétention (Arya et Paris, 1981; Haverkamp et Parlange, 1986; Carsel et Parrish, 1988; Arya et al, 1999).

II.2.2. LA NOTION DE TEXTURE DU SOL

L'analyse granulométrique montre que la taille des particules élémentaires d'un sol peut varier fortement. La notion de texture renseigne dès lors sur la taille prédominante ou la gamme de taille des particules de sol d'une manière qualitative. Qualitativement pour le praticien, les sols sableux sont qualifiés de légers car faciles à travailler. Les sols argileux sont qualifiés de lourds tandis que les sols limoneux sont réputés battants et asphyxiants lorsqu'ils sont acides et pauvres en humus.

Pour les spécialistes du sol, il existe des familles de granulométrie ou encore des classes de textures caractérisées par des variations limitées et connues des teneurs en sables, limons, et argiles. Pour l'agronome ou le pédologue, la texture peut être définie par l'impression tactile : le sable roule entre les doigts et crisse à l'oreille, le limon donne une impression de tale, l'argile happe à la langue.

Quantitativement, la texture du sol décrit les proportions relatives des divers tailles des particules d'un sol donné. Généralement, la caractérisation de la taille des particules se fait en les divisant en trois catégories de tailles ou classes texturales : sable; limon et argile. Il existe plusieurs types de classifications texturales des sols. Le tableau suivant donne les coupures granulométriques selon les normes internationales.

Tableau 1 : Texture des sols et taille des particules (classification de la société internationale de science du sol)

Argile	Limon		Sable		Gravier
	Fin	Grossier	Fin	Grossier	
0	2	20	50	200	2000
					Diamètre en μm

II.2.3. LA NOTION DE STRUCTURE DU SOL

Le concept de structure du sol englobe tout ce qui a trait à l'assemblage, à l'arrangement et à l'orientation des constituants élémentaires du sol (Riou, 1990). Comme l'arrangement des particules du sol est en général complexe pour permettre une caractérisation géométrique simple, il n'y a pas de méthode pratique de mesure directe de la structure du sol. Par conséquent, le concept de la structure du sol est utilisé de façon qualitative.

Alors que la texture d'un sol est relativement constante pour un sol donné, la structure est hautement dynamique et peut beaucoup varier au cours du temps à cause des fluctuations des conditions naturelles, de l'activité biologique et des pratiques culturelles.

On distingue trois grands types de structures :

- a) *les structures particulaires* : les constituants solides n'ont aucun lien entre eux. S'ils sont sableux, la porosité texturale est importante et le sol est filtrant. Mais il ne retient ni l'eau, ni les éléments minéraux. Si ce sont les éléments fins qui dominent, ils s'accumulent dans les fissures et réduisent la porosité. Le sol est battant et imperméable;
- b) *les structures compactes ou continues* : le sol est pris en masse, les constituants sont liés entre eux, mais en un seul bloc, sans fissure. L'air et l'eau n'y circulent pas suffisamment. C'est souvent le cas des glacis;
- c) *les structures fragmentaires ou motteuses* : les constituants sont liés entre eux en agrégats de différent taille, qui se séparent facilement les uns des autres. On distingue plusieurs types en fonction de la taille des mottes, de leur forme (sphérique, prismatique, feuilletée, etc.).

II.2.4. LA DENSITE

Nous avons vu que le sol est un matériau poreux constitué d'agrégats d'éléments minéraux et organiques et de vides remplis d'air et/ou d'eau. A partir de la représentation schématique du système à trois phases (fig : 4), nous pouvons définir différents notions de densité :

- a) *la densité apparente totale*;

$$\rho_a = \frac{M_t}{V_t} \quad (1)$$

b) la densité du solide ou densité des particules ou densité réelle;

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s} \quad (2)$$

Dans la plupart des sols minéraux, la densité moyenne des particules varie entre 2,6 et 2,7 g cm⁻³ (Hillel, 1988).

c) la densité apparente sèche.

$$\rho_b = \frac{M_s}{V_t} \quad (3)$$

En raison des propriétés de gonflement ou de retrait des matériaux pédologiques, la masse volumique, le volume massique et la densité apparente varient en fonction de l'état d'humidité. C'est pourquoi ces trois grandeurs sont généralement déterminées à un état standard qui est l'état sec (séchage à 105°C).

la densité apparente sèche d'un échantillon de sol est évidemment plus faible que la densité réelle, puisque la masse solide est rapportée ici au volume total apparent et non plus seulement au volume solide. Elle est en moyenne de 1.45 g cm⁻³ (porosité 45%) et peut atteindre 1.80 g cm⁻³ pour les sols très compacts (porosité = 32%) (Mémento de l'Agronome, 1991).

II.2.5. LA POROSITE

Les sols sont généralement constitués de particules solides formant un squelette autour duquel subsistent des espaces vides. Ces vides sont occupés soit par l'air, soit par de l'eau et représentent alors la fraction du matériau poreux susceptible de contenir de l'eau et définissent ainsi la porosité. Elle représente alors une caractéristique statique des terrains et est indépendante du mouvement de l'eau qui peut s'y trouver.

Pour un échantillon donné, la porosité totale se définit comme un pourcentage de vide par rapport au volume total de l'échantillon.

$$\phi(\%) = \frac{V_v}{V_t} * 100 \quad (4)$$

ϕ : porosité totale ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$)

V_v : volume des vides (m^3)

V_t : volume totale de l'échantillon (m^3)

On peut encore caractériser la porosité par *l'indice des vides*. Il représente le rapport du volume des vides au volume de solide contenu dans un même échantillon.

$$e = \frac{V_v}{V_s} \quad (5)$$

e : indice des vides ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$)

V_v : volume des solides (m^3)

V_s : volume solide (m^3)

Relation entre porosité totale et volume des vides

$$\phi(\%) = 100 * \left(\frac{e}{1+e} \right) \quad (6)$$

Par ailleurs, on définit une *porosité efficace*, ou porosité libre en relation avec la définition de l'eau libre par le rapport du volume d'eau (V_{grav}) que peut libérer le milieu poreux sous l'action des seules forces de gravité au volume totale (V_t).

$$\phi_{\text{ef}}(\%) = \frac{V_{\text{grav}}}{V_t} * 100 \quad (7)$$

ϕ_{ef} : porosité efficace

V_{grav} : volume d'eau gravitaire (m^3)

V_t : volume total (m^3)

En revanche, il faut accorder une grande importance aux différents types de porosités puisque cela nous permet de retrouver la réalité de l'organisation du sol et de son comportement. Essayons tout d'abord de faire la distinction entre *macroporosité* et *microporosité* qui sont souvent liées respectivement aux pores abandonnées par l'eau libre après ressuyage et ceux occupée par l'eau capillaire.

a) *La macroporosité* (pores de plus de 6-10µm de diamètre) ou *porosité efficace*, correspondant à la partie du système poral dans laquelle se déroule l'essentiel des processus de transfert, d'eau et d'air notamment.

b) *La microporosité* (pores de plus de 6-10µm de diamètre) ou *porosité capillaire*, correspond quant à elle à la partie du système poral à laquelle les faibles diamètres des orifices confèrent la propriété d'empêcher l'écoulement gravitaire de l'eau.

A ces deux types de porosités, on peut adjoindre les vides de plus de 3 mm de diamètre dans lesquels l'ascension capillaire est négligeable.

Les fortes granulométries impliquent une macroporosité et une circulation rapide de l'eau de gravité. Une granulométrie fine impose une circulation plus lente, une part plus grande de l'eau capillaire mais aussi une porosité totale plus importante.

Le système poral, considéré comme un réseau communiquant de pores et de conduits de faibles dimensions, peut être décomposé en plusieurs classes de porosité.

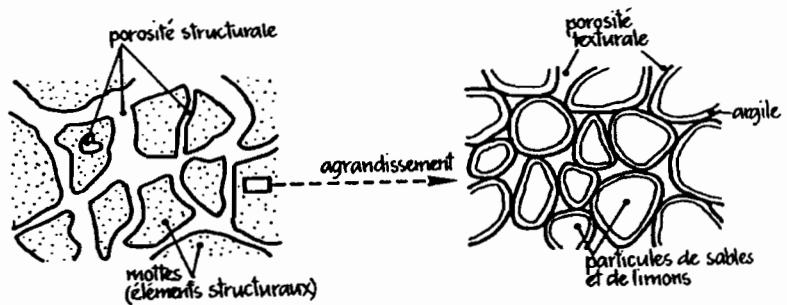
Nous pouvons aussi distinguer trois types de porosité en fonction de leur origine .

A. UNE POROSITE DE TEXTURE

Elle est définie par le volume relatif des vides intra-agrégats. Elle dépend de la répartition granulométrique du sol. C'est un donnée généralement stable.

B. UNE POROSITE DE STRUCTURE OU FISSURALE

Elle est définie par le volume relatif des vides inter-agrégats. Elle correspond aux fentes de retrait limitant les agrégats de diverses tailles. Cette porosité elle, est évidemment variable : maximale quand le sol est sec, elle disparaît presque totalement quand il est humide surtout lorsque les argiles constitutives sont gonflantes ;



Source : "Manuel d'agronomie tropicale", GRET-FAMV

Figure 5 : Porosité texturale et porosité structurale

C. UNE POROSITE TUBULAIRE OU BIOLOGIQUE

C'est une variété de porosité qui elle, est créée par les racines et le travail de la faune du sol. Elle représente alors un éventail de dimension assez large allant du terrier des mammifères aux plus fines canicules des radicelles en passant par l'activité d'espèces animales comme les termites.

Dans les sols les plus courants, la porosité varie entre 30 et 60% (Musy, Souter, 1991)

II.3. CARACTERISTIQUES HYDRIQUES DES MILIEUX POREUX

La phase liquide d'un sol se caractérise par une variabilité temporelle et spatiale, qui se manifeste autant sur le plan quantitatif que sur le plan qualitatif. Autrement dit, le volume relatif, aussi bien que la composition de la phase liquide, varient non seulement dans le temps, mais également, à un instant donné, d'un point à l'autre du sol.

L'évolution de ces variables d'état découle d'une dynamique de transfert qui est conditionnée d'une part par les propriétés spécifiques de la phase liquide et de l'autre par les caractéristiques des espaces lacunaires du sol dans lequel ils se produisent.

Dans cette étude, nous adopterons une approche de nature quantitative, c'est-à-dire la phase liquide traitée de manière globale, sans tenir compte des spécificités de sa composition, et peut de ce fait être assimilée à de *l'eau pure*. En plus la phase solide sera considérée comme *indéformable, homogène et isotrope*.

Trois types d'informations sont généralement nécessaire dans l'étude des phénomènes sol-eau : *la quantité d'eau contenue dans le sol, son état énergétique et sa mobilité*. De ce fait les relations entre le sol et l'eau seront développées sous deux angles :

- ❖ le sol, réservoir hydrique ;
- ❖ les transferts hydriques dans le sol ;

II.3.1 LE SOL, RESERVOIR HYDRIQUE

A. L'EAU DU SOL

a) *Caractéristiques intrinsèques*

Du point de vue *quantitatif*, les caractéristiques intrinsèques de la phase liquide s'expriment exclusivement par sa *masse volumique* ρ_w :

$$\rho_w = \frac{M_w}{V_w} \text{ [Kg m}^{-3}\text{]} \quad (8)$$

Dans ce cas, la phase liquide est assimilée à de l'eau pure, si bien que sa masse volumique réelle, n'étant sujette qu'à de faibles variations d'origine thermique, peut être considérée comme constante et approximativement égale à 1000 kg/m^3

b) *Caractéristiques relatives*

La description quantitative de la phase liquide du sol en termes de caractéristiques relatives repose sur la notion de *teneur en eau volumique* ou *humidité volumique* du sol. Celle-ci est définie par le volume relatif de la phase liquide, soit le rapport de son volume au volume totale du sol :

$$\theta = \theta_w = \frac{V_w}{V_t} \text{ [m}^3\text{m}^{-3}\text{]} \equiv 100 [\%] \quad (9)$$

la teneur en eau volumique d'un sol varie entre une valeur minimale, la *teneur en eau résiduelle* θ_r , et une valeur maximale, la *teneur en eau à saturation* θ_s . Celle-ci est en principe égale à la porosité, l'ensemble de l'espace poral étant alors occupé par la solution du sol. Toutefois, dans les conditions naturelles, un sol ne parvient jamais saturation totale, car il reste toujours des poches d'air occlus ou des culs de sac où l'air est piégé, si bien que l'on fait

parfois une distinction entre la teneur en eau à saturation et la teneur en eau à saturation naturelle $\tilde{\theta}_s$.

Les teneurs en eau à saturation des divers sols sont de l'ordre de (A. Musy, M. Soutter, 1991)

:

- *Sol sableux* : $35\% \leq \theta \leq 50\%$
- *Sol limoneux* : $40\% \leq \theta \leq 60\%$
- *Sol argileux* : $30\% \leq \theta \leq 65\%$

Quant à la teneur en eau résiduelle, elle est directement proportionnelle au taux d'argile et au taux de matières organiques. Valeurs courantes de 4 à 8% pour des textures argileuses, inférieures à 1% pour des horizons sableux peu humifères (Baize, 2000).

La teneur en eau peut également s'exprimer par un indice de saturation S_w , défini par le rapport du volume de la phase liquide au volume de l'espace poral V_v :

$$S_w = \frac{V_w}{V_v} = \frac{V_w}{V_t} * \frac{V_t}{V_w} = \frac{\theta}{\phi} \quad (10)$$

L'importance relative de la phase liquide peut aussi s'exprimer en terme de masse :

$$w = \frac{M_w}{M_s} \text{ [kg kg}^{-1}\text{]} \quad (11)$$

B. ETAT DE L'EAU DANS LE SOL

a)- *L'état énergétique de l'eau du sol*

L'eau dans le sol peut contenir de l'énergie en quantité variées et sous des formes différentes. La physique classique reconnaît deux forme d'énergie : *l'énergie cinétique* et *l'énergie potentielle*. Compte tenue de la lenteur du mouvement de l'eau dans le sol, toute son énergie peut être assimilée à une énergie potentielle. L'énergie cinétique de l'eau qui est proportionnelle au carré de sa vitesse est généralement considérée comme négligeable.

b) Le potentiel de l'eau du sol

D'après la société de la science du sol (Aslyng et al., cités par Hillel, 1974), le potentiel de l'eau du sol se définit comme étant « *la quantité de travail par quantité unitaire d'eau pure requise pour transporter réversiblement et à température constante une quantité infinitésimale d'eau à partir d'un bassin d'eau pure à une altitude donnée et à la pression atmosphérique jusqu'à l'eau du sol (au point considéré)* ».

Le concept de potentiel total de la phase liquide permet de quantifier son état énergétique et de décrire de manière unifiée son comportement dans le système sol-plante-atmosphère.

c) Expression du potentiel total.

Le potentiel total s'écrit comme la somme de ses divers composantes à savoir : le potentiel matriciel, le potentiel de gravité et le potentiel osmotique.

- Le potentiel de pression matriciel (Φ_p) ou succion matricielle associé à la force de liaison de l'eau avec le sol.
- Le potentiel de gravité (Φ_g) lié à la pesanteur.
- Le potentiel osmotique (Φ_{osm}) lié à la présence de solutés.

$$\Phi_{tot} = \Phi_p + \Phi_g + \Phi_{osm} \quad (12)$$

Dans le cas le plus général, la solution du sol est considérée homogène, ce qui permet de négliger le potentiel osmotique. Le potentiel total se réduit ainsi aux termes de pression et de gravité, soit :

$$\Phi_{tot} = \Phi_p + \Phi_g \quad (13)$$

En exprimant ces grandeurs en colonne d'eau (potentiel par unité de poids), on obtient une nouvelle expression connue sous le nom de charge hydraulique.

$$H = h + z \quad (14)$$

Cette charge H ainsi définie est homogène à une longueur [L] et représente une densité d'énergie par unité de poids.

z est la côte du point considéré et représente la charge gravitationnelle imposée par les forces de pesanteur (énergie potentielle par unité de poids d'eau).

h représente la hauteur de pression effective de l'eau du sol par rapport à la pression atmosphérique et s'exprime en hauteur de colonne d'eau par la relation :

$$h = \frac{P_e - P_{at}}{\rho_e * g} \quad (15)$$

P_e : pression absolue de l'eau du sol

P_{at} : pression atmosphérique ;

ρ_e : masse volumique de l'eau ;

g : accélération de la pesanteur.

Le mouvement de l'eau dans le sol dépend essentiellement de ce concept de potentiel. En effet, dans les milieux poreux, le mouvement de l'eau entre deux points n'est fonction que de la différence de potentiel entre ces points. Ce potentiel étant la somme des potentiels gravitaire et matriciel. Cette différence de potentiel, responsable de tout mouvement d'eau dans le sol, est souvent appelée gradient de charge hydraulique.

II.4. RELATIONS CARACTERISTIQUES DE L'HYDRONAMIQUE EN MILIEU POREUX NON SATURÉ

Il s'agit des relations entre les principaux paramètres caractérisant le milieu poreux non saturé à savoir la succion ou potentiel de pression, la teneur en eau et la conductivité hydraulique.

II.4.1 RELATION ENTRE LA TENEUR EN EAU (θ) ET LE POTENTIEL DE PRESSION MATRICIELLE (h)

Graphiquement, cette relation $h (\theta)$ est représentée par une courbe, dénommée *courbe caractéristique d'humidité du sol* ou parfois *courbe de pression matricielle*.

L'analyse de la relation $h (\theta)$ s'avère délicate, car elle relève de phénomènes mal connus et peu accessibles ; a priori, on peut dire que les forces capillaires sont prédominantes dans la gamme des faibles succions matricielles ($0 \leq pF \leq 3$), alors que les forces d'adsorption sont prédominantes dans la gamme des fortes succions matricielles ($pF \geq 3$).

La teneur en eau correspondant à une succion matricielle donnée dépend aussi essentiellement dans le premier cas de la géométrie des pores, soit de la *structure du sol*, et dans le second de la surface spécifique des particules solides, soit de sa *texture*.

La figure 6 illustre ces dépendances. Dans la gamme des succions matricielles élevées, la teneur en eau reste plus importante dans un sol à texture fine, telle qu'une argile, alors que, dans la gamme des succions faibles, la teneur en eau d'un sol compact diminue moins rapidement que celle d'un sol comportant des pores de gros diamètres.

Ces quelques observations ne permettent toutefois pas de tirer des règles générales permettant de déduire la relation $h(\theta)$ des caractéristiques texturales et structurales du sol.

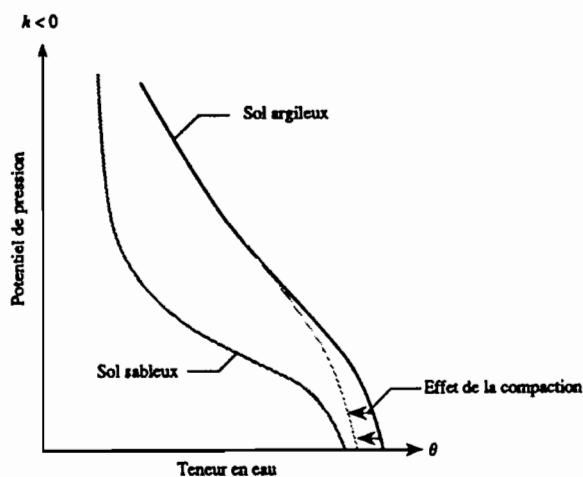


Figure 6 : Influence de la texture et de la structure sur la relation $h(\theta)$

La relation $h(\theta)$, doit par conséquent être déterminée expérimentalement, par exemple au laboratoire par mesure de la teneur en eau d'un échantillon pour diverses valeurs de succion. Les valeurs observées sont alors ajustées sur des lois empiriques, telles que les fonctions analytiques suivantes :

- *Gardner* : a et b sont des constantes empiriques du sol considéré :

$$h(\theta) = a\theta^{-b} \quad (16)$$

- *Brooks & Corey* : θ_r représente la teneur en eau résiduelle, soit la teneur en eau pour laquelle le potentiel de pression tend vers $-\infty$, h_b la pression d'entrée d'air, soit la plus petite pression capillaire pour laquelle existe une phase gazeuse continue et λ un paramètre reflétant la courbe porosimétrique du sol :

$$\theta(h) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{h_b}{h} \right)^k \text{ pour } h \leq h_b \quad (17)$$

$$\theta(h) = \theta_s \text{ pour } h \geq h_b \quad (18)$$

- *Van Genuchten* : θ_r représente à nouveau la teneur en eau résiduelle θ_s la teneur en eau à saturation, alors que α , m et n sont des paramètres empiriques constants :

$$\theta(h) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left[\frac{1}{1 + (\alpha h)^n} \right]^m \quad (19)$$

La relation $h(\theta)$ joue un rôle dans la description des écoulements de l'eau en milieu non saturé.

II.4.2. PHENOMENE D'HYSEREESE

La relation entre potentiel de pression matriciel et teneur en eau n'est pas *univoque*. Les courbes déterminées par *drainage*, ou *désorption*, diffèrent en effet de celles déterminées par *humidification*, ou *sorption*. La relation $h(\theta)$ dépend par conséquent de la *direction* dans laquelle la teneur en eau et le potentiel de pression évoluent, donc de *l'historique* du processus. *La teneur en eau d'un sol en équilibre à un potentiel de pression donné est ainsi plus grande lorsque le sol se trouve en phase de drainage que lorsque le sol se trouve en phase d'humidification.*

Ce phénomène, dit *d'hystérèse*, est encore mal connu. Il complique singulièrement l'expression mathématique de la relation $h(\theta)$ et rend difficile toute interprétation qui en découle. Plusieurs facteurs concourent à l'effet d'hystérèse. Parmi ceux-ci citons la présence d'air piégé et sa dissolution graduelle, qui a tendance à réduire la teneur en eau des sols fraîchement humidifiés, et les phénomènes de gonflement et de retrait affectant la phase solide qui, selon l'historique de l'humidification, peuvent provoquer des variations différentielles de la structure du sol. Toutefois, les principaux facteurs auxquels est attribué le phénomène d'hystérèse sont *l'angle de contact* et la *non uniformité géométrique des pores*.

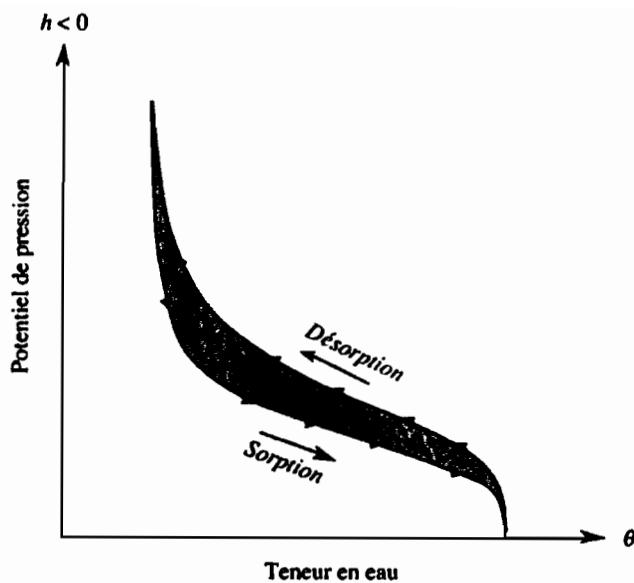


Figure 7 : Effet d'hystérèse : branches principales et courbes de passage

En général, l'effet d'hystérèse est plus prononcé dans les sols à structure grossière et pour de faibles succions matricielles.

L'effet hystérétique peut être important dans le cas de processus composés qui impliquent simultanément ou consécutivement une humectation et un dessèchement dans les divers parties du profil de sol.

La relation $h(\theta)$ englobe ainsi tous les points situés entre les deux enveloppes que constituent les courbes caractéristiques complètes, allant de la saturation à l'état sec et vis versa et appelées *branches principales de l'hystérèse*. Quand un sol partiellement mouillé commence à se drainer, ou quand un sol partiellement drainé est réhumidifié, la relation entre potentiel de pression et teneur en eau suit certaines courbes intermédiaires en passant d'une branche à l'autre. Ces chemins intermédiaires sont appelés *courbes de passage* et caractérisent l'évolution de la relation $h(\theta)$ lors des cycles successifs de drainage et d'humification ; la relation $h(\theta)$ peut donc devenir très complexe.

Toutefois faute de pouvoir décrire correctement ces phénomènes, l'hystérèse capillaire n'est pas prise explicitement en considération dans la plupart des études relatives à l'hydrodynamique des sols.

II.4.3 LES TRANSFERTS HYDRIQUES DANS LE SOL : CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE

La plupart des processus de transfert d'eau dans les sols se déroulent dans des conditions caractérisées par une teneur en eau inférieure à la saturation. L'écoulement de l'eau en milieu non saturé constitue un phénomène très complexe du fait de la variabilité dans le *temps* et dans *l'espace* du taux de saturation du sol.

En conditions saturées, le potentiel de pression matricielle est nul et la teneur en eau maximale. La conductivité hydraulique est alors constante à sa valeur maximale: la conductivité hydraulique à saturation. En conditions non saturées, la teneur en eau θ et la charge de pression h diminuent à mesure que l'on s'éloigne de la saturation. Par l'augmentation de la tortuosité et la diminution des vitesses, la conductivité hydraulique diminue alors également rapidement. Les relations liant la conductivité à la charge de pression ou à la teneur en eau sont complexes et dépendent du type de sol considéré, par le biais de ses caractéristiques structurales et texturales.

K_s [m/s]	10^1	10^2	10^3	10^4	10^5	10^6	10^7	10^8	10^9	10^{10}	10^{11}
	<i>Soit environ :</i>										
				100 m/j	10 m/j	1 m/j	0.1 m/j				
<i>Permeabilité</i>	<i>perméable</i>		<i>Semi-perméable</i>		<i>Imperméable</i>						
	<i>Gravier sans sable ni éléments fins</i>	<i>Sable avec gravier Sable grossier à sable fin</i>	<i>Sable très fin Limon grossier à limon argileux</i>		<i>Argile limoneuse à argile homogène</i>						
			<i>Tourbes</i>								
<i>Possibilités de drainage</i>	<i>Excellent</i>	<i>Bonnes</i>		<i>Moyennes à faibles</i>		<i>Faibles à nulles</i>					

Tableau n°2. Ordre de grandeur de la conductivité hydraulique dans divers sols (*application au drainage agricole*) d'après Musy & Soutter (1991)

II.5. SIMULATION NUMERIQUE DES TRANSFERTS D'EAU : EQUATIONS DES ECOULEMENTS EN MILIEU NON SATURÉ : EQUATION DE RICHARD

Les processus de transfert d'eau dans les sols se font généralement dans des conditions caractérisées par une teneur en eau inférieure à la saturation, c'est à dire en milieu non saturé.

La description de cette dynamique repose dès lors sur une généralisation des principes d'écoulement en milieux saturés (Hillel, 1988, Musy et al., 1991), à savoir une combinaison d'une loi dynamique (loi de Darcy) et d'une loi de continuité (loi de conservation).

Des hypothèses de travail simplificatrices sont introduites. Celles-ci supposent que les transferts d'eau sont unidimensionnels et s'effectuent en conditions isothermes, dans un milieu indéformable. Elles supposent également une incompressibilité et pureté chimique de l'eau.

L'équation de Richard constitue l'équation générale en milieu poreux non saturé. Elle est obtenue par combinaison de l'équation de continuité et celle de Darcy en milieu non saturé.

□ Conservation de la masse d'eau : équation de continuité :

Cette équation exprime le principe de conservation de la masse. Ainsi pour un volume de sol, il se traduit par l'égalité entre le bilan des masses entrant et sortant de ce volume pendant un intervalle de temps et la variation de la masse du volume durant le même intervalle de temps. En milieu non saturé, et en supposant vérifiée les hypothèses précédentes, elle s'écrit sous la forme :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla \vec{q} \quad (20)$$

θ : teneur en eau;

t : temps;

q : volume d'eau traversant une côte z par unité de temps et de volume

cette équation exprime la correspondance entre la variabilité spatiale du flux et la variabilité temporelle de teneur en eau.

□ Equation de Darcy :

Darcy (1856), à partir d'une expérience effectuée sur une colonne de sable déduit la relation suivante :

$$Q = SK_s \frac{\Delta H}{L} \quad (21)$$

Q : débit;

S : section du tube remplie de sable;

H : charge d'eau;

L : longueur de la colonne;

K_s : coefficient caractéristique du sol et du liquide

Ce coefficient de proportionnalité K_s représente la conductivité hydraulique du sol à l'état saturé. Par définition, la vitesse fictive d'écoulement s'exprime par le rapport du débit total à la section de la colonne, soit sous la forme d'une densité de flux ou flux par unité de surface noté q . Ce terme exprime mieux la nature du débit :

$$\vec{q} = \frac{Q}{S} = K_s \frac{\Delta H}{L} \quad (22)$$

□ Equation de Richard :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \frac{\partial H}{\partial z} \right] - U(z, t) \quad (23)$$

θ : teneur en eau

z : profondeur

K : conductivité hydraulique

H : potentiel matriciel

U : terme source (prélèvement d'eau par les plantes)

t : temps

si la charge de pression est une variable principale, l'équation devient :

$$c(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \frac{\partial H}{\partial z} \right] \quad (24) \quad \text{avec : } c(h) = \frac{d\theta}{dh} \quad (25)$$

$c(h)$ est la capacité capillaire qui exprime la variation de teneur en eau par unité de variation de la charge de pression. Elle est représentée par la pente de la courbe $\theta(h)$.

CHAPITRE III : CARACTERISATION PHYSIQUES DES SOLS ETUDES

III.1. METHODES DE CARACTERISATION

III.1.1. LE MODELE DE ARYA ET PARIS

PRINCIPE DE LA METHODE

C'est un modèle mathématique de détermination de la courbe de rétention de l'eau et de la conductivité par les sols. Il permet de relier la granulométrie d'un sol à la distribution de taille des pores. Il est essentiellement basé sur les résultats de l'analyse granulométrique, la densité apparente de l'échantillon de sol traité et de la densité des particules de sol qui constituent la matrice solide. Il traduit en premier lieu une distribution des particules en une distribution de tailles de pores. Ainsi le cumul des volumes de pores, correspondant à une augmentation progressive des pores est rapporté à la densité volumique de l'échantillon pour ainsi obtenir la teneur en eau volumique. La pression correspondante est déterminée à partir du rayon des pores en utilisant l'équation classique de la capillarité.

La détermination du volume des pores de même que leur rayon est faite en considérant différentes fractions, on suppose que la matrice solide à une densité égale à celle de l'échantillon.

La fonctionnelle $h(\theta)$ obtenu à partir de la granulométrie sera ajustée à la fonction de Van Genuchten. Cette ajustement nous permettra d'estimer les paramètres physiques (θ_r , θ_s , α et n) qui sont des caractéristiques intrinsèques de chaque type de sol.

N.B Pour le protocole expérimental se rapporter à l'annexe ()

III.1.2. METHODE DE WIND

Wind (1968) a développé en laboratoire une méthode simple qui permet de déterminer simultanément la relation potentiel matriciel - teneur en eau $h(\theta)$ et la relation conductivité hydraulique - teneur en eau $k(\theta)$, ou conductivité hydraulique - potentiel matriciel $k(h)$. Ces propriétés hydrodynamiques fondamentales gouvernent les transferts d'eau dans les sols.

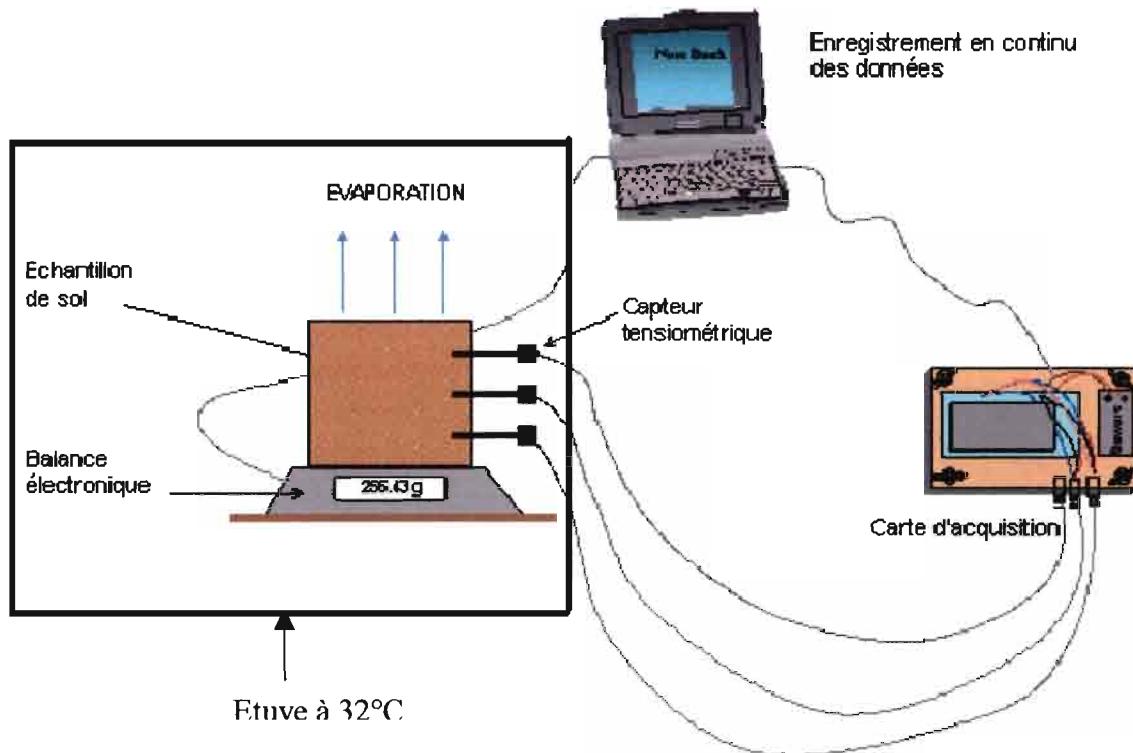


Figure 8 : Mode d'acquisition et de traitement des données

PRINCIPE DE LA METHODE

Le principe de cette méthode consiste à suivre l'évolution du potentiel matriciel d'un sol pour lequel l'état initial et les conditions aux limites sont connus ou mesurés.

Concrètement, la méthode de WIND consiste à soumettre un cylindre de sol non remanié (prélevé sur le terrain) initialement saturé, à un dessèchement progressif et de suivre :

- la variation temporelle de la masse du sol $m(t)$ dans le cylindre afin de déterminer la perte en eau par évaporation;
- l'évolution du potentiel matriciel $h(z, t)$ du sol, à différentes profondeurs (z) en fonction du temps.

Le potentiel matriciel est mesuré à différentes profondeurs de l'échantillon à l'aide de tensiomètres, chaque tensiomètre correspondant à un compartiment de l'échantillon. Suivant un intervalle de temps fixé, la perte de poids due à l'évaporation de l'eau ainsi que l'évolution du potentiel matriciel sont mesurées et enregistrées. La durée de l'expérience, qui peut varier de quelques jours à quelques semaines, dépend de la nature du sol étudié.

La teneur en eau de chaque compartiment sera estimée à partir de la teneur en eau moyenne de l'échantillon et des valeurs de potentiel mesurées sur le tensiomètre.

A partir des mesures des potentiel réalisées, $h(z, t)$, et de la reconstitution des teneurs en eau $\theta(z, t)$, il est possible de tracer le courbe de rétention $h(\theta)$ et de conductivité hydraulique $K(\theta)$, de l'échantillon de sol. Ces courbes seront par la suite ajustées à partir de modèles mathématiques pour déterminer les paramètres hydrodynamiques des sols étudiés. Le modèle généralement utilisé pour l'ajustement de la courbe de rétention est celui de Van Genuchten (équation 19).

On considère que l'écoulement est lent et monodimensionnel, le sol homogène et le milieu isotherme.

N.B Pour le protocole expérimental: cf annexe VI

III.2. BREF APPERCU SUR LE LOGISTIQUE UTILISE

III.2.1. LE PROGRAMME D'EXPLOITATION RETC (RETention Curve)

Le code RETC est un descendant du code SOHYP précédemment documenté par van Genuchten (1978).

Ce modèle permet de déterminer les paramètres caractéristiques décrivant l'allure d'une courbe de rétention expérimentale par ajustement d'une courbe théorique.

Le programme utilise les modèles paramétriques de Brooks-Corey et van Genuchten pour représenter la courbe de rétention du sol à partir des données de rétention observées.

Les dispositifs dans RETC incluent :

1. une évaluation directe des fonctions hydrauliques quand les paramètres du modèles sont connus;
2. un choix plus flexible des paramètres hydrodynamiques à inclure dans le processus d'optimisation de paramètres;
3. la possibilité d'évaluer les paramètres du modèle contre les données de conductivité observées plutôt que seulement contre des données de rétention.

III.2.2. LE MODELE UNSATCHEM 1D

A. FONCTIONNALITES ET OBJECTIFS

- Le modèle est écrit en FORTRAN 77. Il intègre l'équation de Richard (23) et permet:
- de simuler les écoulements unidimensionnels d'eau et de solutés;

- d'analyse de données expérimentales;
- de faire une extrapolation dans l'espace et dans le temps des résultats sur un nombre limité d'expériences sur différents types de sols et de conditions au limites.

B. SAISIE DES DONNEES

- Saisie d'un profil de pression:
 - pression en cm d'eau sur plusieurs cotes d'un axe vertical;
 - positionnement des différents horizons au comportement hydrodynamique homogène.
- Saisie des caractéristiques hydrodynamiques pour chaque horizon:
 - teneur en eau résiduelle θ_r ;
 - teneur en eau à saturation θ_s ;
 - facteurs de forme α et n ;
 - conductivité hydraulique à saturation K_s .

III.2.3. DETERMINATION DE LA DENSITE APPARENTE D'ECHANTILLON : METHODE DES SACHETS

PRINCIPE DE LA METHODE

Cette méthode a été mise au point par Boivin et Brunet en 1991.

Le principe de la méthode est le suivant : on mesure la poussée d'Archimède exercée sur un échantillon de sol placé sous vide, dans une poche plastique fine et souple.

Dans la plupart des cas, la méthode conduit à une légère surestimation des volumes apparents, par suite d'un piégeage de l'air. On obtient ainsi une sous-estimation de la densité apparente de l'ordre de 1%. On conclut à l'intérêt de cette méthode simple, rapide et non destructive.



TROISIEME PARTIE
RESULTATS ET DISCUSSION

CHAPITRE I: RESULTATS	48
I.1. <i>ANALYSE GRANULOMETRIQUE</i>	48
I.1.1. <i>RESULTATS GRANULOMETRIQUES DES PRELEVEMENTS A LA TARIERE</i>	48
I.1.2. <i>CARACTERISATION TEXTURALE DES SOLS</i>	50
I.1.3. <i>COURBES GRANULOMETRIQUES</i>	51
I.1.4. <i>"SQUELETTES GRANULOMETRIQUES DES SOLS"</i>	52
I.2. <i>RESULTATS DES METHODES UTILISEES</i>	53
I.2.1. <i>RESULTATS DU MODELE DE ARYA ET PARIS</i>	53
I.2.2. <i>RESULTATS DE LA METHODE DE WIND</i>	59
I.3. <i>COMPARAISON DES PARAMETRES PHYSIQUES OBTENUS PAR LES DEUX METHODES</i>	64
I.4. <i>RESULTATS DE LA SIMULATION DU NIVEAU DE LA NAPPE DANS LE NGALENKA</i>	68
I.4.1. <i>STRUCTURE DU DOMAINE ET HYPOTHESE DE SIMULATION</i>	68
I.4.2. <i>CONDITIONS AUX LIMITES</i>	68
A. <i>LIMITES SUPERIEURES DU DOMAINE</i>	69
B. <i>LIMITES INFERIEURES DU DOMAINES</i>	69
C. <i>LIMITES LATERALES DU DOMAINE</i>	69
CHAPITRE II: DISCUSSION	71
II.1. <i>DETERMINATION DES CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES DU SOL</i>	71
II.2. <i>SIMULATION DU MOUVEMENT DE LA NAPPE</i>	72

CHAPITRE I: RESULTATS

NB : La terminologie suivante sera utilisée dans ce qui suit pour désigner les douze (12) échantillons (3 par niveau) sur lesquels ont porté nos manipulations :

S_1 = site 1

S_2 = site 2

E avec 1, 2 ou 3 en indice pour désigner le numéro de l'échantillon ; suivi de s ou p en indice pour indiquer le niveau de prélèvement de l'échantillon.

s = 0-10cm

p = 20-30cm

Exemple : S_1E_1s , échantillon n°1 prélevé entre 10-20cm du site 1

I.1. ANALYSE GRANULOMERIQUE

La composition granulométrique est non seulement la «variable» la plus fortement corrélée avec les autres données analytiques, mais elle conditionne directement et très étroitement les comportements et les fonctionnements d'un horizon. Il est tout à fait impossible de caractériser un horizon pédologique sans connaître sa granulométrie. En outre, toutes les autres données analytiques ne pourront pas être valablement interprétées sans référence explicite à cette composition granulométrique (Baise, 2000) .

Les différentes analyses granulométrique effectuées ont donné les résultats suivants :

I.1.1. RESULTATS GRANULOMETRIQUES DES PRELEVEMENTS A LA TARIERE

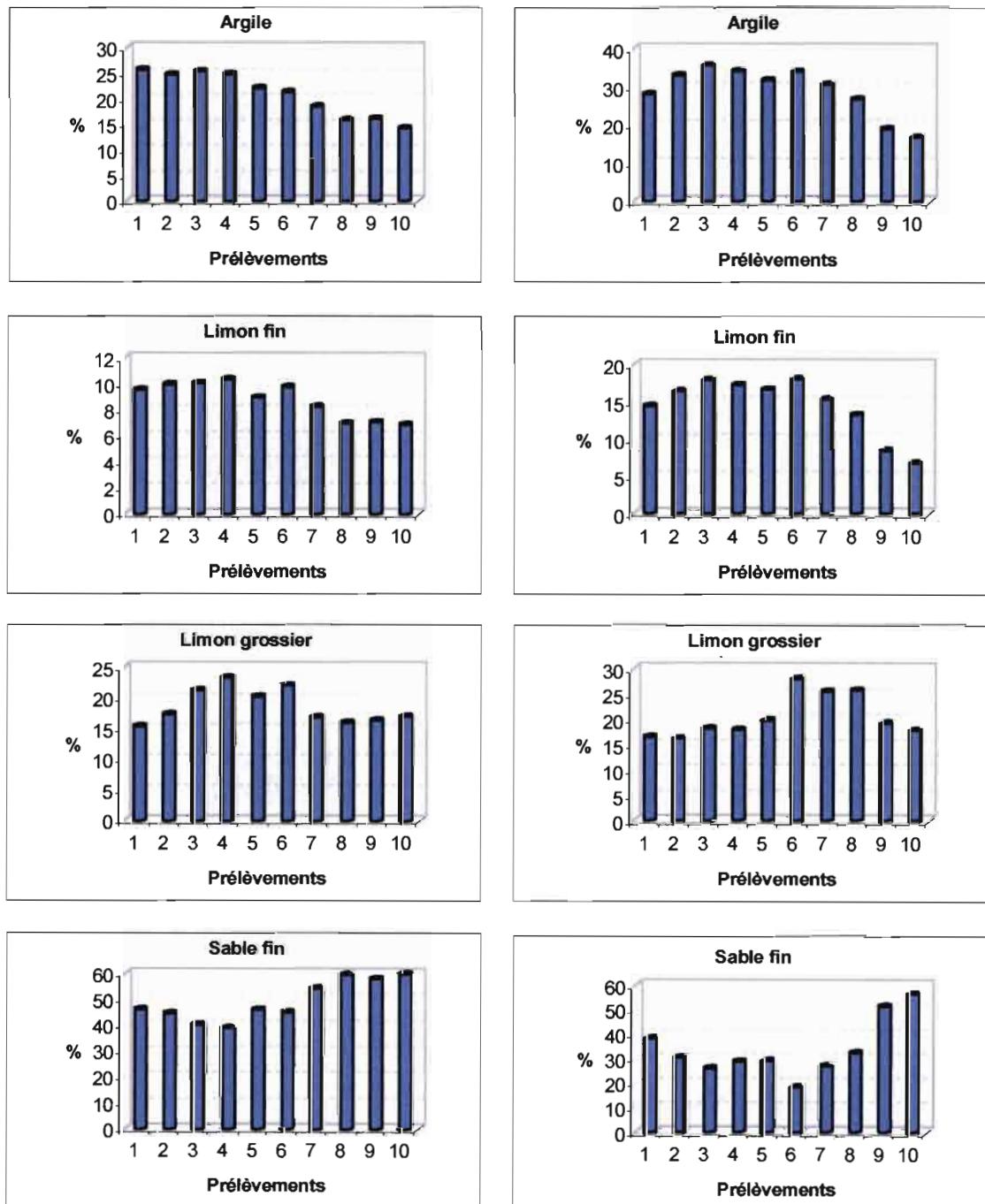
La figure 1 représente une comparaison par fraction granulométrique des différents prélèvements à la tarière jusqu'à une profondeur d'un mètre effectués sur les deux sites.

Elle révèle une relative homogénéité du profil granulométrique avec une légère augmentation de la fraction grossière en profondeur au détriment de la fine.

Ce constat d'homogénéité nous a permis dans la détermination des caractéristiques hydrodynamiques du sol de nous limiter à deux niveaux de profondeur du profil : 0-10 et 20-30cm.

La comparaison des prélèvements 1 et 3 correspondant à ceux ces deux niveau considérés montre :

- Pour le site 1, une granulométrie identique pour 0-10 et 20-30cm, mis à part les sables grossiers qui ne sont que faiblement représentés (moins de 2 %) ;
- Pour le site 2, nous voyons que pour les fractions d'argile, de limon fin et de limon grossier, le niveau 20-30cm a des pourcentages plus élevés. Alors que l'inverse se constate pour les fractions de sable fin et grossier.



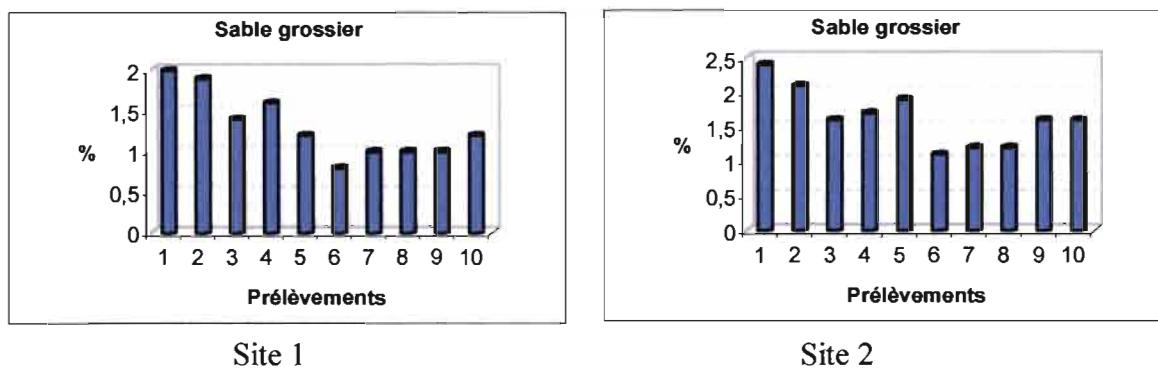


Figure 9 Comparaison par fraction granulométrique des différents prélèvements

I.1.2. CARACTERISATION TEXTURALE DES SOLS

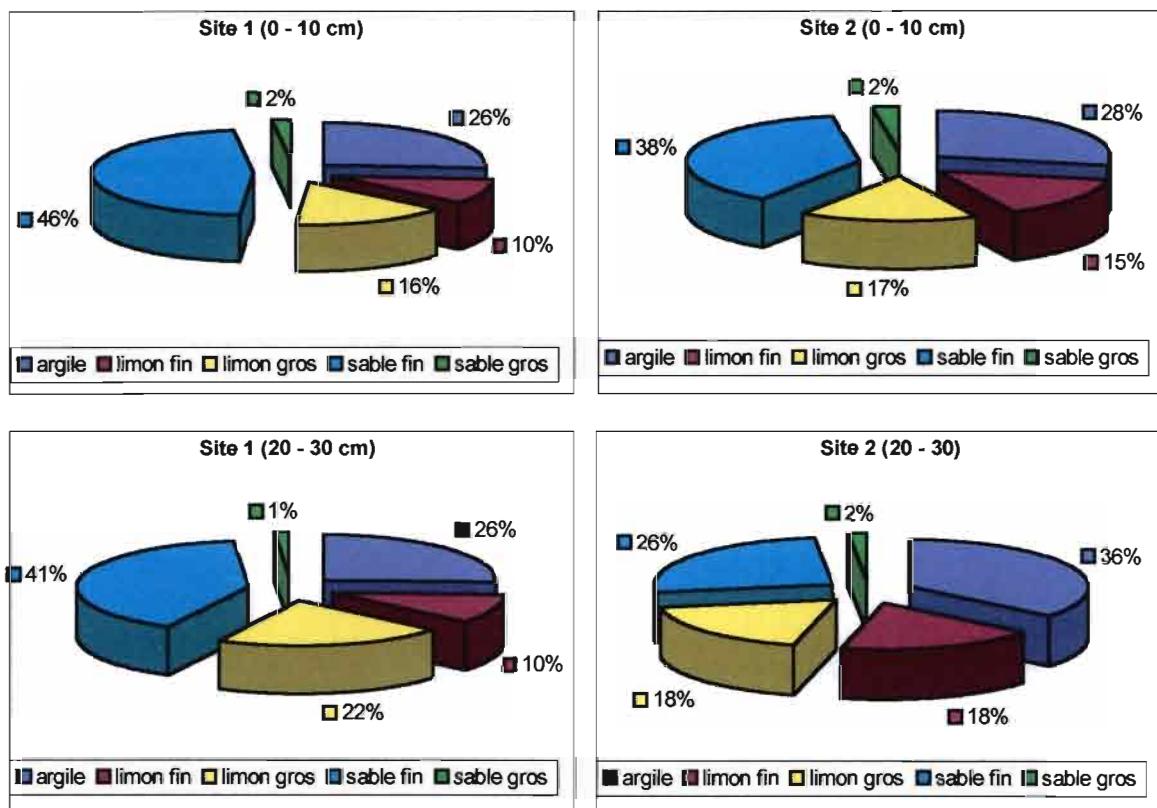


Figure 10 : Granulométrie 5 fractions des sites 1 et 2 aux deux niveaux considérés

La figure 10 représente les résultats de l'analyse granulométrique 5 fractions des deux sites respectivement entre 0-10cm et 20-30cm.

L'utilisation du triangle de texture U.S.D.A (United States Department of Agriculture) révèle un limon argilo-sableux pour les deux niveaux de chaque site.

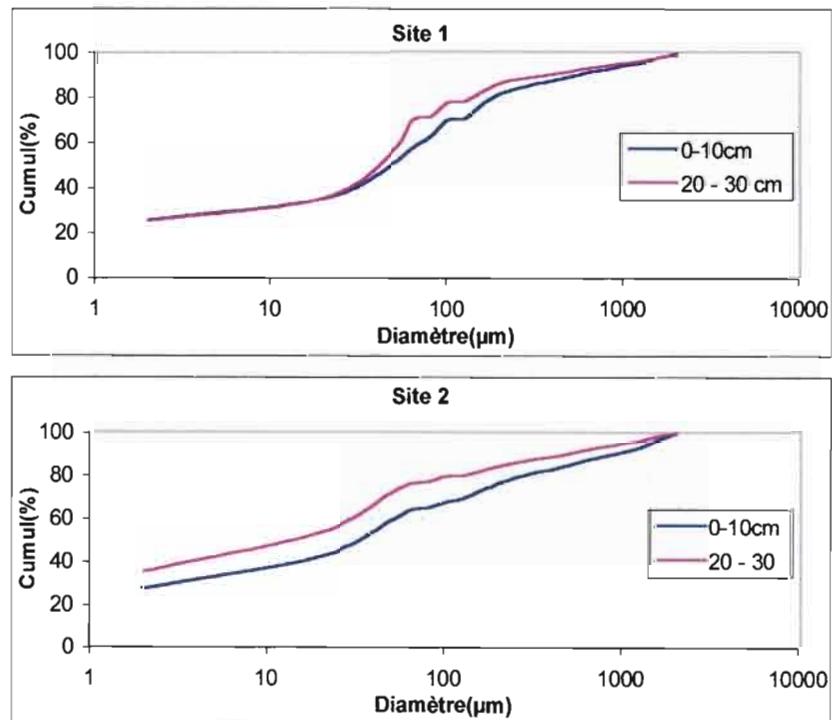
Cette granulométrie 5 fraction associée à celle des sables nous permettent de pousser plus loin l'analyse granulométrique en représentant les squelettes et courbes granulométriques de nos différents sols.

I.1.3 COURBES GRANULOMETRIQUES

Nous avons des courbes polydispersées, témoignant d'une distribution régulière de la taille des particules et des sols à granulométrie variée.

La comparaison deux à deux des différentes courbes nous permet de constater :

- une superposition des courbes du site 1 confirmant la similitude granulométrique des deux niveaux de ce site remarquée précédemment;
- un faible décalage des courbes du site 2 au niveau de la fraction fine qui est dû à un pourcentage d'éléments fins plus important entre 20-30cm;
- une grande similitude granulométrique des deux site en surface, mis en évidence par une relative superposition des deux courbes;
- une plus grande richesse du niveau 20-30cm du site 2 en éléments fins par rapport au site 1 matérialisée par le décalage entre les deux courbes correspondantes.



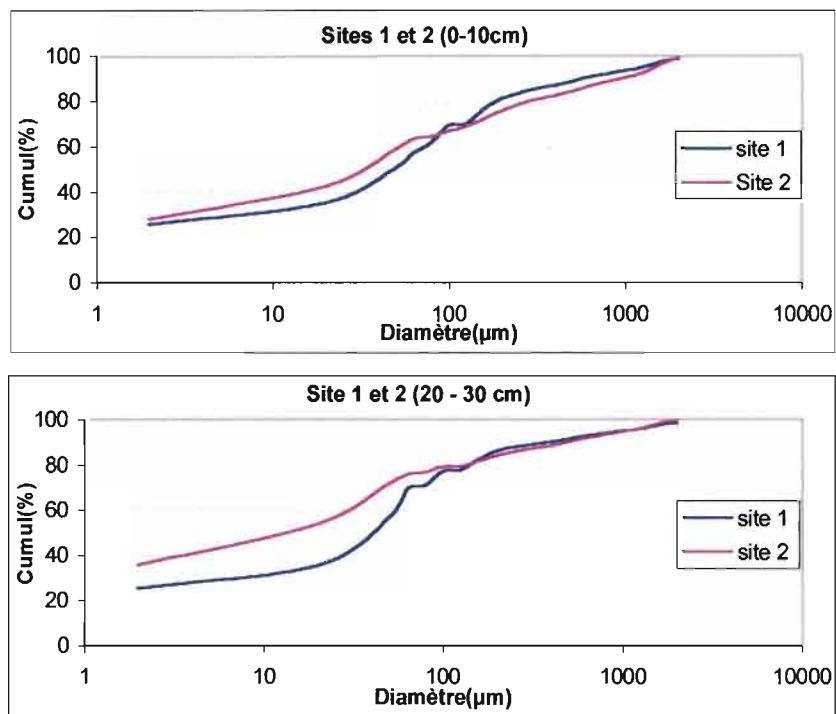
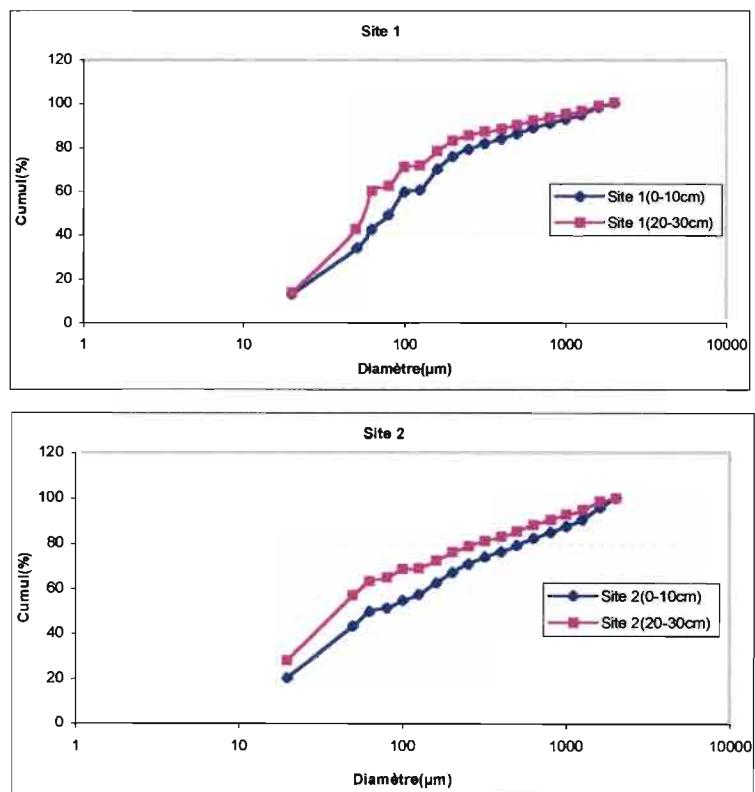


Figure 11 : Courbes granulométriques des sols au niveau des deux sites

I.1.4. "SQUELETTES GRANULOMETRIQUES DES SOLS"



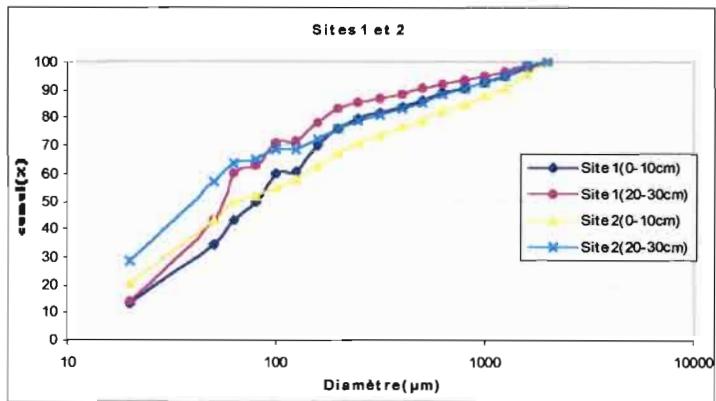


Figure 12 : "Squelettes geanulométriques" des sols au niveau des deux sites

Nous avons représenté les "squelettes granulométriques" pour une comparaison verticale (entre différents horizons d'un même profil) et horizontale (entre horizons issus de profil différents) rigoureuses. Les similitudes révélées par les courbes granulométriques sont confirmées à ce niveau.

I.2. RESULTATS DES METHODES UTILISEES

I.2.1. RESULTATS DU MODELE DE ARYA ET PARIS

Les résultats de l'analyse granulométrique ont été utilisés pour estimer les caractéristiques hydrodynamiques de nos sols par le modèle de Arya et Paris.

Les différentes équations (Annexe V) du modèle nécessitent la détermination de certains paramètres tels que :

- La densité des particules ou densité réelle (ρ_s)

Elle a été prise égale à $2,65 \text{ g cm}^{-3}$. En effet pour plusieurs sols minéraux la densité des particules est approximativement égale à $2,65 \text{ g cm}^{-3}$. Il faut noter que " si cette valeur est utilisée au lieu de la vrai valeur mesurée, l'erreur qu'on commet est inférieure à 5 % (Danielson, Sutherland, 1986) ".

- La densité apparente (ρ_b)

Elle a été déterminée par la méthode des sachets. Les résultats obtenus sont les suivants :

Tableau 3 Densités apparentes des échantillons déterminées avec la méthode des sachets

ECHS	S ₁ E ₁ S	S ₁ E ₂ S	S ₁ E ₃ S	S ₁ E ₁ P	S ₁ E ₂ P	S ₁ E ₃ P	S ₂ E ₁ S	S ₂ E ₂ S	S ₂ E ₃ S	S ₂ E ₁ P	S ₂ E ₂ P	S ₂ E ₃ P
ρ_b (g cm^{-3})	1.682	1.691	1.71	1.706	1.779	1.431	1.558	1.695	1.621	1.592	1.673	1.705

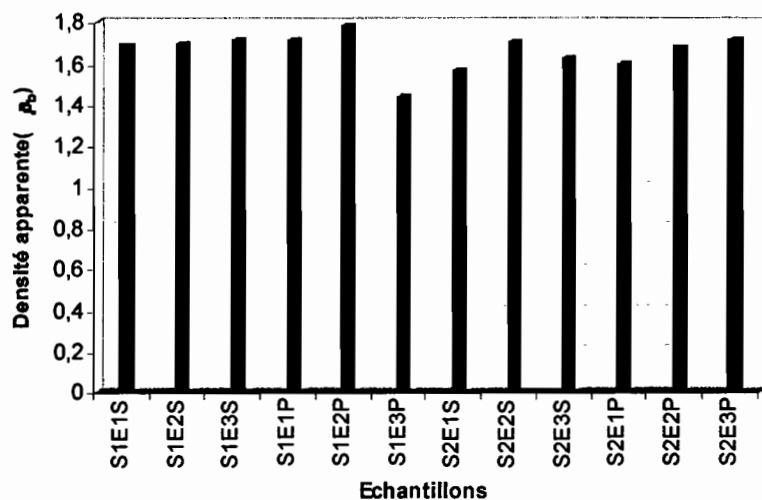


Figure 13 : Densité apparente des échantillons de sol

Les densités apparentes sèches sont dans l'ensemble élevées avec un minimum de 1.43 g cm^{-3} et un maximum de 1.779 g cm^{-3} . On peut noter une légère variation qui atteste de la spécificité de la densité apparente à chaque échantillon.

Ces fortes densités peuvent s'expliquer par un compactage du sol au niveau de ces sites.

➤ La teneur en eau à saturation

Elle a été déterminée en faisant la différence entre le poids humide à saturation et le poids sec, rapportée au volume de l'échantillon.

Tableau 4 : Teneur en eau à saturations des échantillons

ECHS	S ₁ E ₁ S	S ₁ E ₂ S	S ₁ E ₃ S	S ₁ E ₁ P	S ₁ E ₂ P	S ₁ E ₃ P	S ₂ E ₁ S	S ₂ E ₂ S	S ₂ E ₃ S	S ₂ E ₁ P	S ₂ E ₂ P	S ₂ E ₃ P
θ_s ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	0.366	0.385	0.361	0.391	0.357	0.453	0.347	0.364	0.394	0.432	0.426	0.398

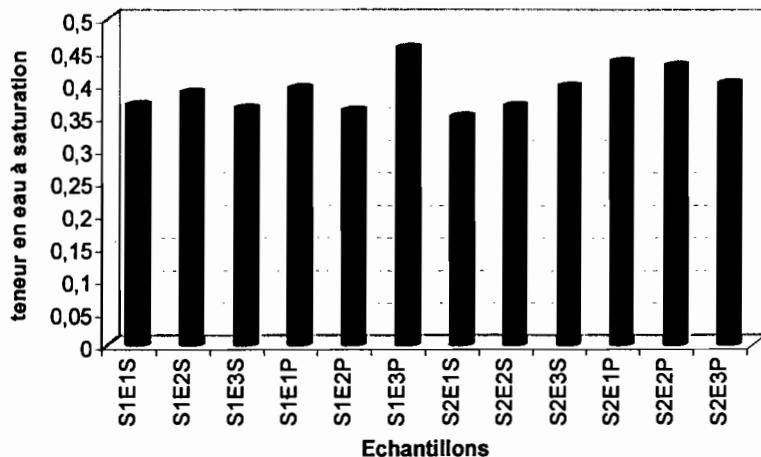


Figure 14 : Teneur en eau à saturation des échantillons de sol

Elles sont légèrement plus élevées au niveau du site 1. Nous notons un minimum de 0.34 et un maximum de 0.45. La moyenne est de 0.39. On peut remarquer une évolution inverse à celle de la densité apparente qui peut s'expliquer par le fait que l'espace porale est inversement proportionnel à la densité apparente.

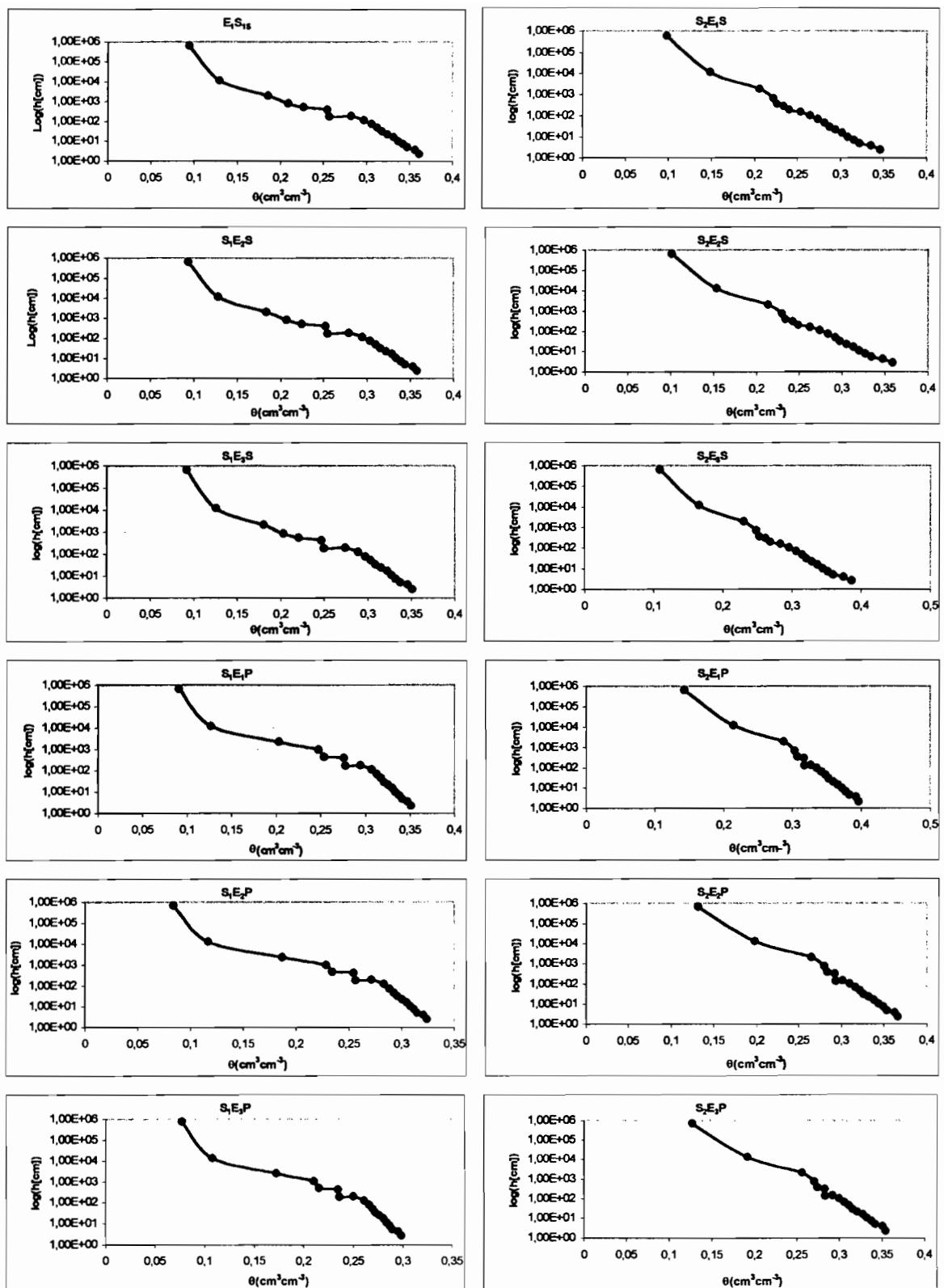
Ces paramètres nous ont permis en utilisant les équations citées précédemment de tracer les courbes de rétention $h(\theta)$ des douze échantillons. (Figure 15) .

Ces courbes montrent une évolution de la pression matricielle en fonction de la teneur en eau.

L'estimation des paramètres physiques : teneur en eau résiduelle (θ_r) , teneur en eau à saturation (θ_s) , paramètres de forme (α et n) qui sont des caractéristiques intrinsèques de chaque type de sol ainsi que l'ajustement de la fonctionnelle $h(\theta)$ ont été effectués à partir du modèle empirique de Mualem-Van Genuchten développé dans le programme d'exploitation RETC (van Genuchten et Leij, 1991) .

Du fait du nombre réduit de données de teneur en eau et de pression matricielle faibles, la teneur en eau résiduelle (θ_r) a été fixée égale à zéro (0) pour une meilleure estimation des caractéristiques hydrodynamiques des sols (van Genuchten et Leij, 1991) .

Les résultats obtenus sont les suivants :



Site 1

Site 2

Figure 15 : Courbe θ (h) des échantillons déterminé avec le modèle de Arya et Paris

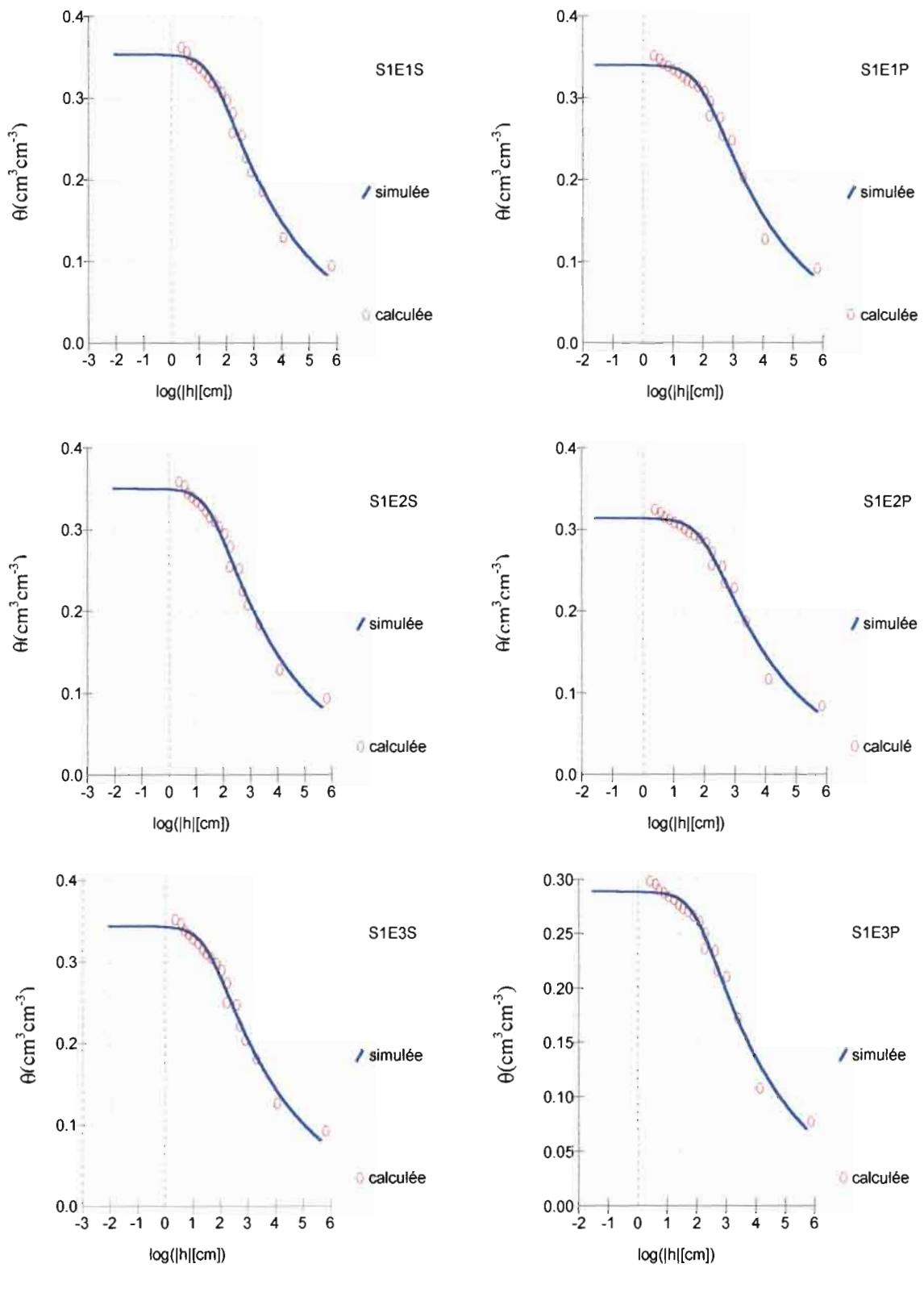


Figure 16 : Courbes θ (h) échantillons du site 1 ajustées au modèle Van Genuchten - Mualem
 $(m = 1 - 1/n)$

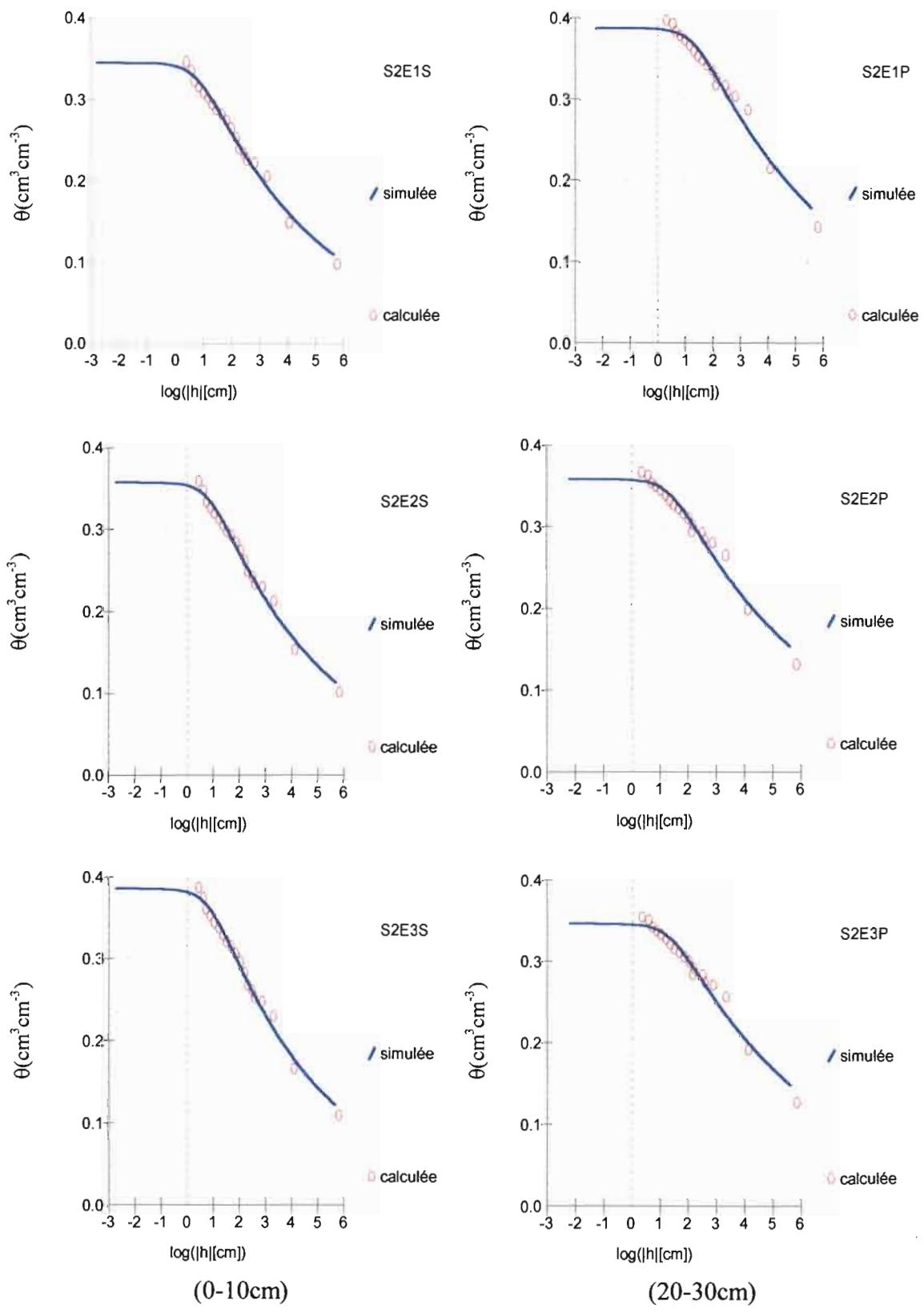


Figure 17 : Courbes θ (h) échantillons du site 2 ajustées au modèle Van Genuchten - Mualem
 $(m = 1 - 1/n)$

Nous notons une bonne ajustement de la courbe simulée aux valeurs calculées avec des coefficients de corrélation très élevé de l'ordre de 0.98.

Tableau 5 : Caractéristiques hydrodynamiques du sol déterminées avec le modèle de Arya et Paris

Site	Profondeur	Echantillons	D.a. (ρ_0)	D. r. (ρ_s)	Paramètres calculés (ARYA et PARIS)				
					θ_r (%)	θ_s (%)	α (cm $^{-1}$)	n	Coef. Corr
I	0 - 10 cm	S ₁ E _{1S}	1.682	2.65	0.35358	0.02941	1.1532	0.987	
		S ₁ E _{2S}	1.691		0.35029	0.02991	1.1532	0.987	
		S ₁ E _{3S}	1.71		0.34335	0.02874	1.1532	0.987	
	20 - 30 cm	S ₁ E _{1P}	1.706		0.34023	0.01077	1.1651	0.98	
		S ₁ E _{2P}	1.779		0.31392	0.01013	1.1651	0.98	
		S ₁ E _{3P}	1.431		0.43246	0.01317	1.1651	0.98	
II	0 - 10 cm	S ₂ E _{1S}	1.558	0	0.3452	0.15356	1.1037	0.988	
		S ₂ E _{2S}	1.695		0.35781	0.1377	1.1037	0.988	
		S ₂ E _{3S}	1.621		0.38553	0.14612	1.1037	0.988	
	20 - 30 cm	S ₂ E _{1P}	1.592		0.38772	0.04617	1.0868	0.973	
		S ₂ E _{2P}	1.673		0.35803	0.04327	1.0868	0.973	
		S ₂ E _{3P}	1.705		0.34631	0.04215	1.0868	0.973	

I.2.2. RESULTATS DE LA METHODE DE WIND

Comme pour la méthode de Arya et Paris, l'estimation des paramètres physiques : teneur en eau résiduelle (θ_r), teneur en eau à saturation (θ_s), paramètres de forme (α et n) ainsi que l'ajustement de la fonctionnelle h (θ) ont été effectués à partir du modèle empirique de Mualem-Van Genuchten développé dans le programme d'exploitation RETC (van Genuchten, et Leij, 1991). Pour les mêmes raisons que précédemment la teneur en eau résiduelle est fixée égale à zéro (0).

La fonctionnelle h (θ) est déduite des courbes d'évolution des tensiomètres (Figure 18).

Ces courbes sont la représentation dans le temps des résultats obtenus avec les tensiomètres. Les valeurs, initialement en millivolts sont converties en millibars grâce aux équations d'étalonnage des capteurs de tension (cf. Annexe VI).

Ces courbes traduisent l'évolution en fonction du temps du potentiel de pression matricielle à trois niveaux de profondeur pour chaque échantillon.

Au début de l'expérience ($t = 0$), l'échantillon étant à saturation, le potentiel de pression h est nul au niveau de chaque tensiomètre. Au fur et à mesure que l'eau s'évapore, les forces d'adsorption croissent et cela se traduit par l'augmentation du potentiel de pression matricielle.

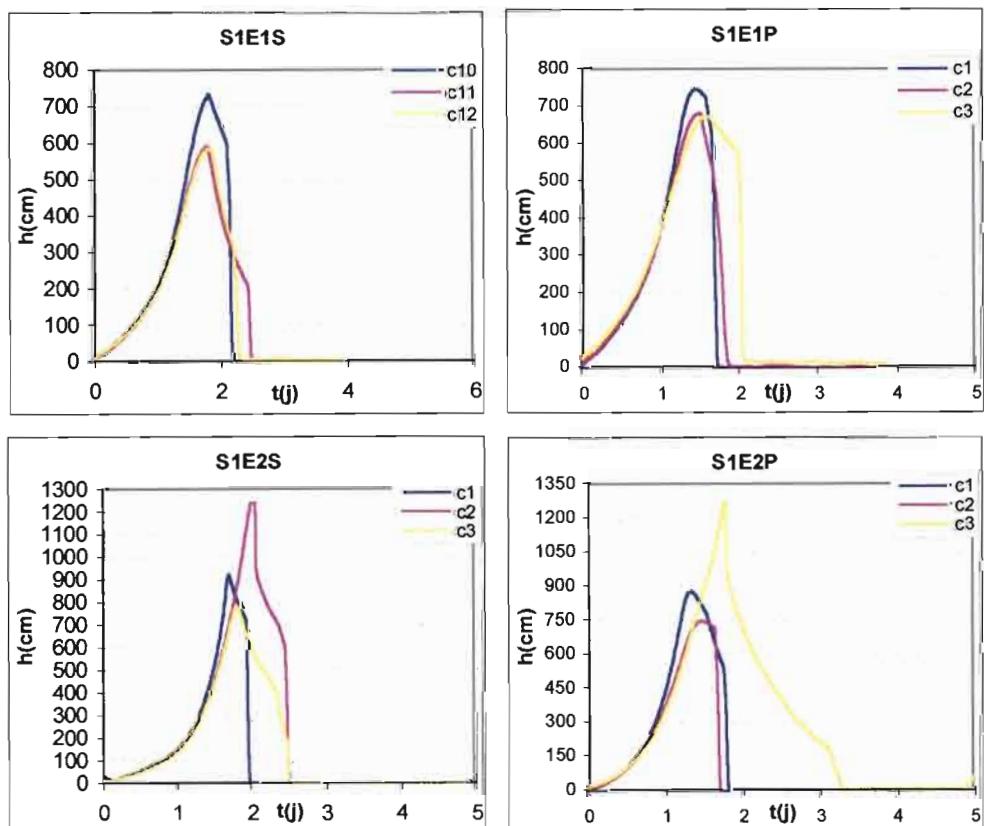
L'évaporation se faisant par le haut avec un appel d'eau, la croissance du potentiel de pression se matérialise par une évolution plus rapide d'un tensiomètre par rapport à celui situé plus bas. La valeur maximale de chaque courbe matérialise le décrochement¹ du tensiomètre correspondant.

Sur certains graphiques, les courbes dépassent la barre des 1000 cm de pression, ce qui est anormal. Dans ces cas de figure, nous avons considérer comme niveau de décrochement, celui de la courbe ayant décrochée en dessous de la valeur 1000cm.

Les valeurs se limitant au décrochement sont celles introduites dans le logiciel RETC.

Les résultats obtenus sont représentés dans le tableau 6: et les figures 18, 19, 20 et 21.

Nous avons un bon ajustement de la courbe simulée à la courbe expérimentale avec des coefficients de corrélation avoisinant 1.



¹ Décrochement : coupure de la liaison physique établie par l'eau entre le sol via le tensiomètre et la membrane du capteur électronique de tension

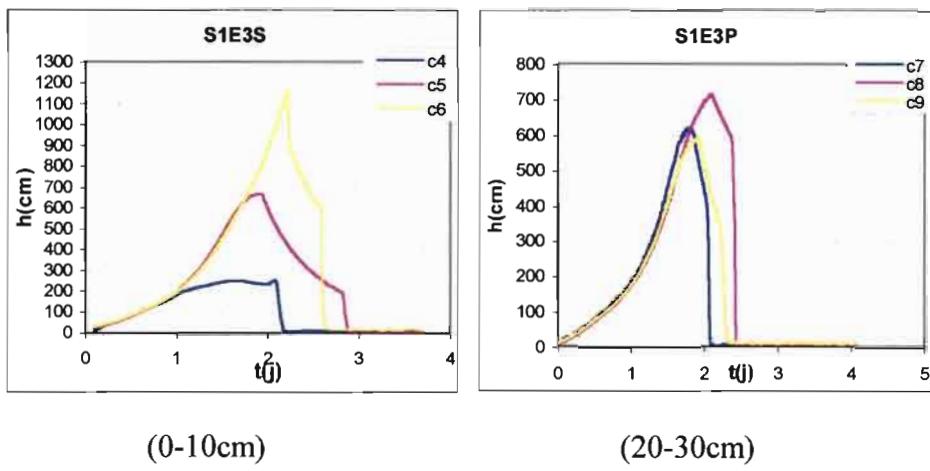


figure 18 : Courbes d'évolution des tensiomètres : Site 1

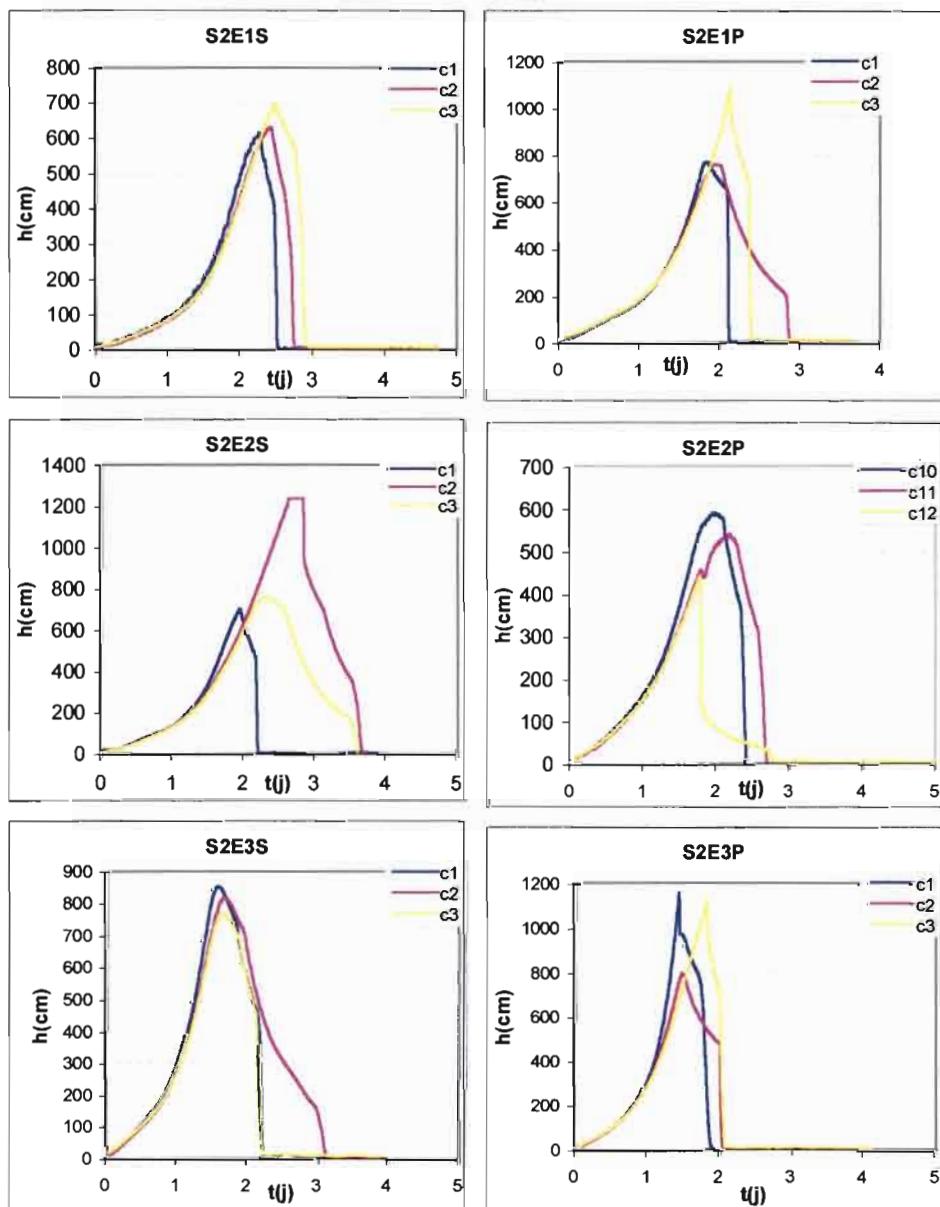


Figure19 : Courbes d'évolution des tensiomètres : Site 2

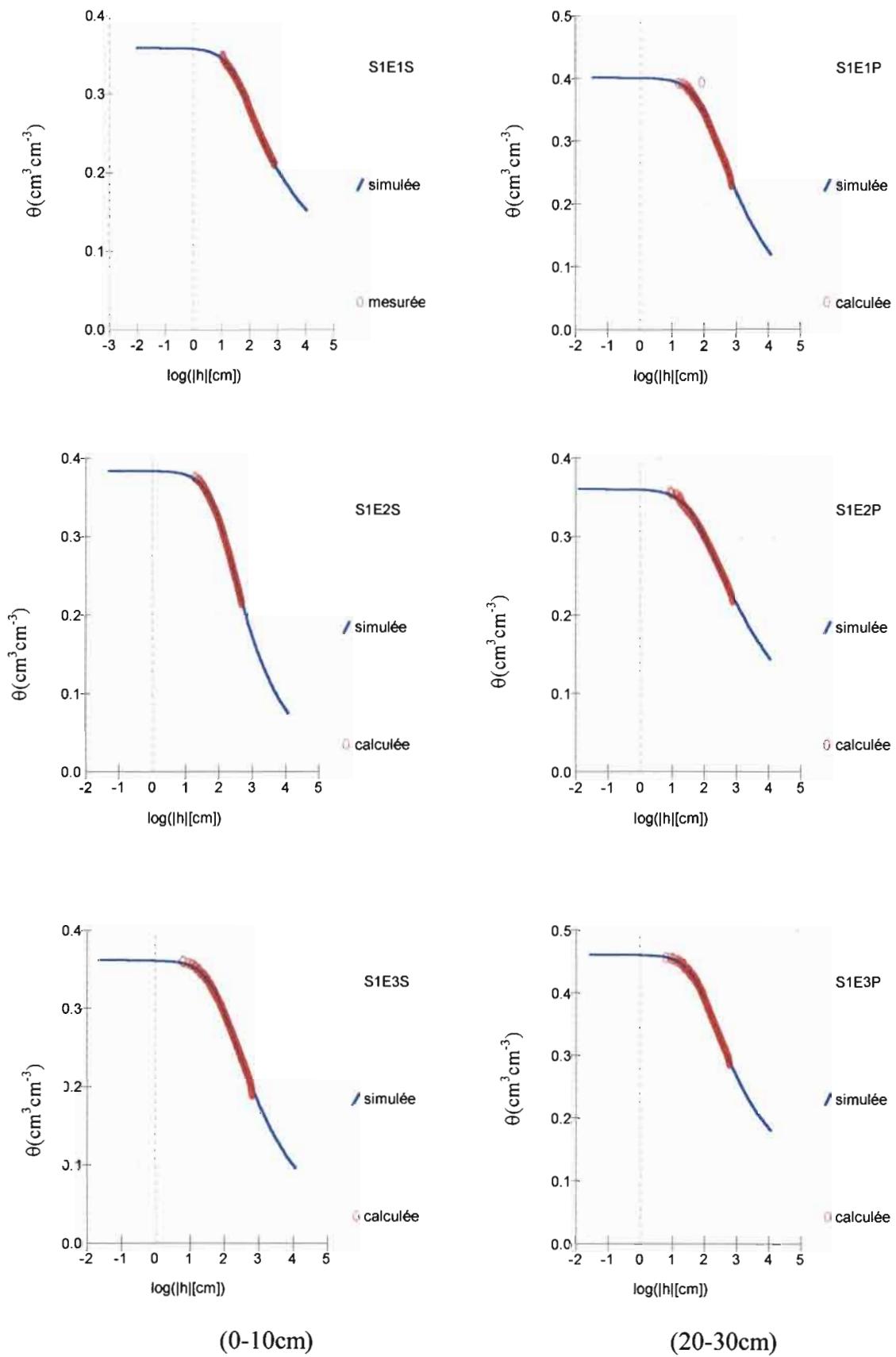


Figure 20 : Courbes θ (h) des échantillons du site 1 ajustées au modèle van Genuchten - Mualem ($m = 1 - 1/n$)

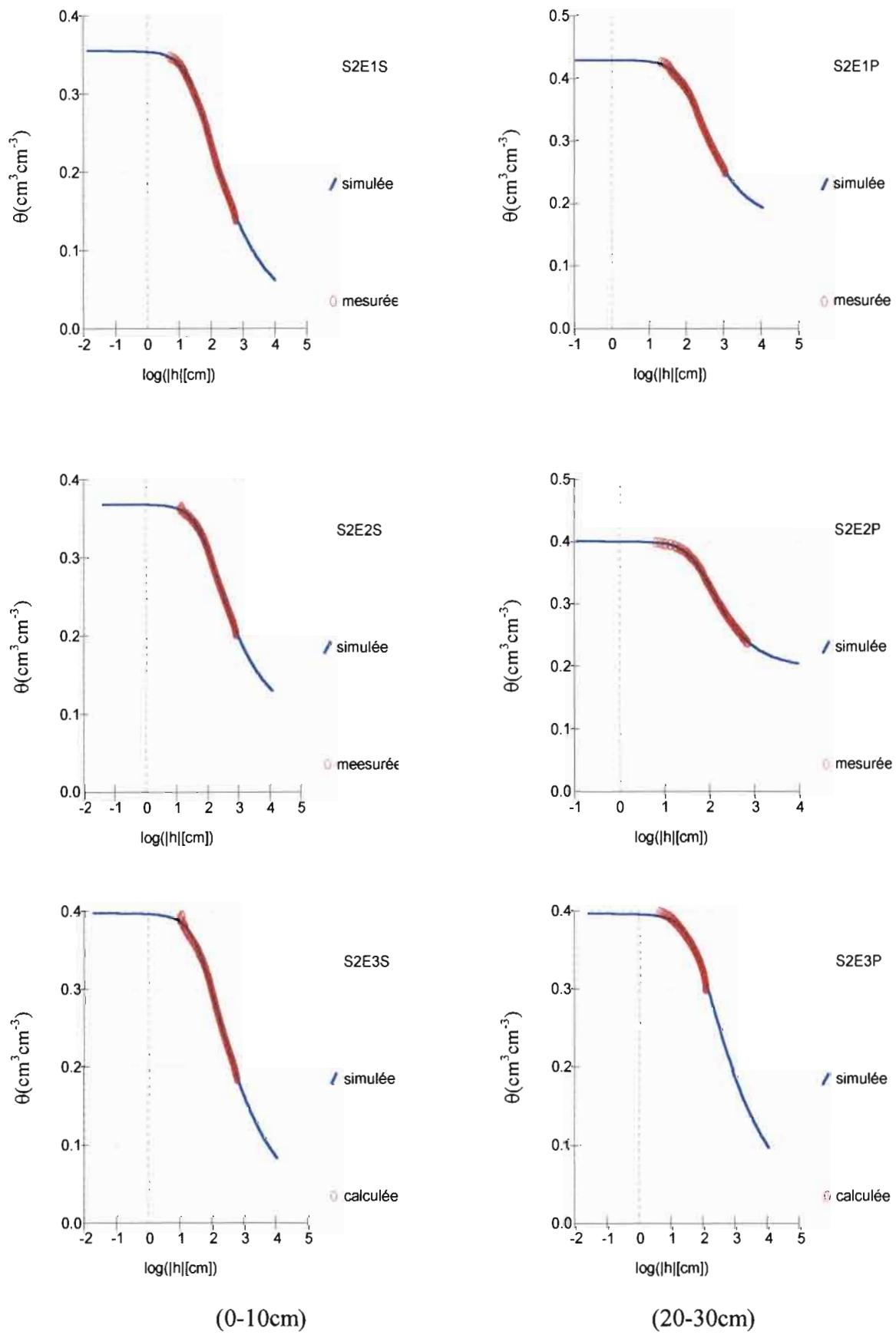


Figure 21 : Courbes θ (h) des échantillons du site 2 ajustées au modèle Van Genuchten - Mualem ($m = 1-1/n$)

Tableau 6 ; Caractéristiques hydrodynamiques du sol déterminées avec la méthode de Wind

Site	Profondeur	Echantillons	ρ_b (g cm ⁻³)	ρ_s (g cm ⁻³)	Paramètres mesurés (WIND)				
					θ_r (%)	θ_s (%)	α (cm ⁻¹)	n	Coef. corr
I	0 - 10 cm	S ₁ E _{1S}	1.682	2.65	0.36895	0.05197	1.239338	0.967	
		S ₁ E _{2S}	1.691		0.3838	0.01009	1.34088	0.982	
		S ₁ E _{3S}	1.71		0.36167	0.01573	1.25544	0.979	
	20 - 30 cm	S ₁ E _{1P}	1.706		0.4015	0.01093	1.24924	0.987	
		S ₁ E _{2P}	1.779		0.36089	0.02293	1.16587	0.98	
		S ₁ E _{3P}	1.431		0.43249	0.01317	1.16514	0.98	
II	0 - 10 cm	S ₂ E _{1S}	1.558		0.35531	0.03386	1.30053	0.988	
		S ₂ E _{2S}	1.695		0.37188	0.01487	1.23613	0.984	
		S ₂ E _{3S}	1.621		0.39752	0.02154	1.29089	0.982	
	20 - 30 cm	S ₂ E _{1P}	1.592		0.42155	0.01231	1.49804	0.994	
		S ₂ E _{2P}	1.673		0.41393	0.02379	1.65091	0.989	
		S ₂ E _{3P}	1.705		0.39822	0.018	1.23728	0.977	

I.3. COMPARAISON DES PARAMETRES PHYSIQUES OBTENUS PAR LES DEUX METHODES

➤ Teneur en eau à saturation

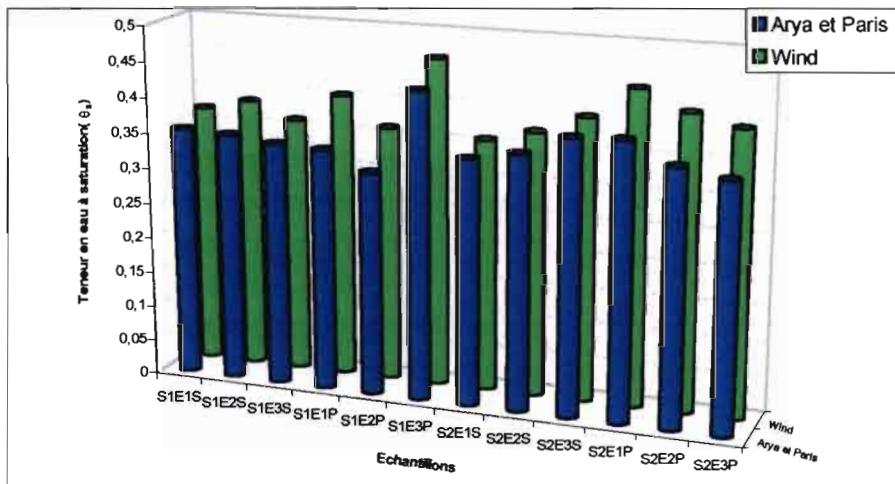


Figure 22 : Comparaison des teneurs en eau à saturation déterminées avec Wind et Arya et Paris

Les valeurs déterminées par chaque méthode sont relativement les mêmes. Elles varient entre 0.34-0.39 avec une moyenne de 0.36 pour la méthode de Arya et Paris et entre 0.36-0.44 avec comme moyenne 0.39 pour Wind.

Nous pouvons constater que les valeurs déterminées par ces deux méthodes ont la même allure d'évolution qui est inverse à celle de la densité apparente. La plus grande richesse en argile du niveau 20-30cm du site 2 par rapport aux niveaux restants remarquée au niveau de

l'analyse granulométrique se matérialise à ce niveau une teneur en eau à saturation légèrement plus élevée que celles des autres échantillons.

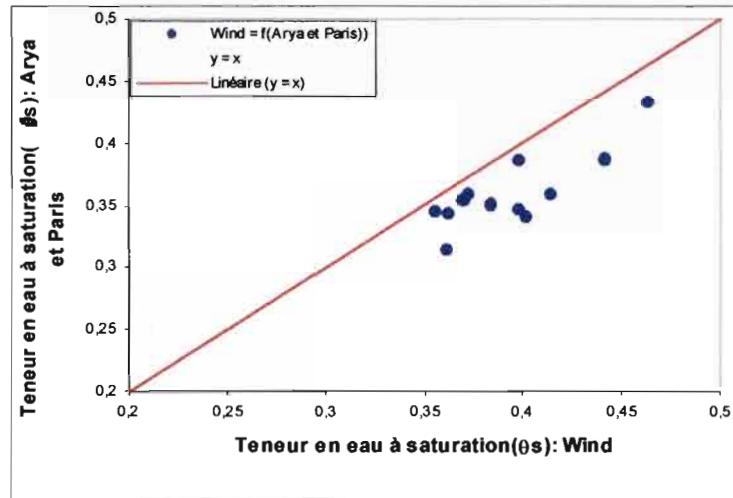


Figure 23 : Comparaison des teneurs en eau à saturation : Arya et Paris = f (Wind)

La comparaison des valeurs à travers la figure 23 nous permet de mieux mettre en évidence les remarques suivantes :

- le positionnement de tous les points à droite de la droite $y = x$ montre que les valeurs données par Arya et Paris sont inférieures à celles déterminées par Wind ;
- les points sont relativement alignés le long de la droite $y = x$, ce qui signifie que la différence entre ces valeurs n'est pas très significative.

➤ Facteur de forme alpha (α)

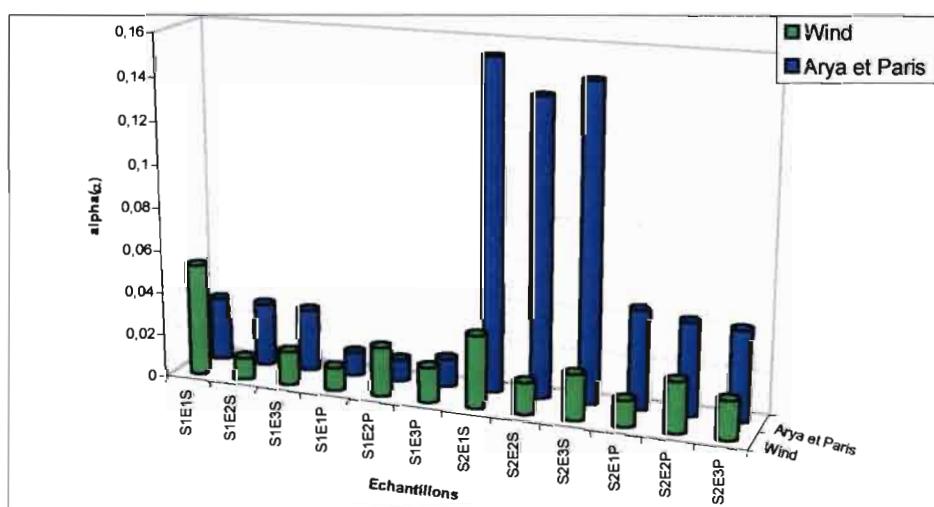


Figure 24 : Comparaison des valeurs de alpha (α) déterminées avec Wind et Arya et Paris

Les valeurs de α qui représente l'inverse de la pression d'entrée d'air dans le sol déterminées par chaque méthode contrairement aux teneurs en eau à saturation présentent une certaine variabilité. Elles varient entre 0.01-0.05, avec une moyenne de 0.021 pour la méthode de Wind et entre 0.01-0.04 avec une moyenne de 0.028 pour celle de Arya et Paris mis à part les valeurs des échantillons S₂E_{1S}, S₂E_{2S} et S₂E_{3S}. Les valeurs déterminées par Arya et Paris pour chaque niveau de site sont pratiquement constantes. Cela atteste de la logique de cette méthode. En effet ayant utilisée la même granulométrie pour chaque niveau et étant donnée la faible amplitude de variation des densités apparentes, un résultat contraire à ce qui est observé aurait paru illogique.

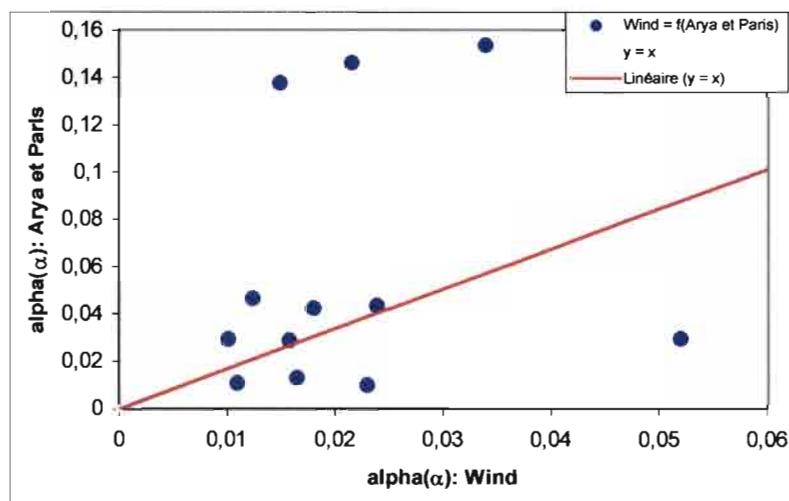


Figure 25 : Comparaison des valeurs de alpha (α) : Arya & Paris = f (Wind)

Cette représentation met en évidence :

- une distribution des points de part et d'autre de la droite d'équation $y = x$ signifiant qu'il n'existe pas à ce niveau de supériorité unilatérale.
- le décalage très net vers la gauche de la droite d'équation $y = x$ de trois points correspondant aux échantillons S₂E_{1S}, S₂E_{2S} et S₂E_{3S}, traduit une nette supériorité des valeurs de α déterminées par Arya et Paris à celles de Wind. En effet un facteur de 10 existe entre ces valeurs et celles des autres.

➤ FACTEUR DE FORME n

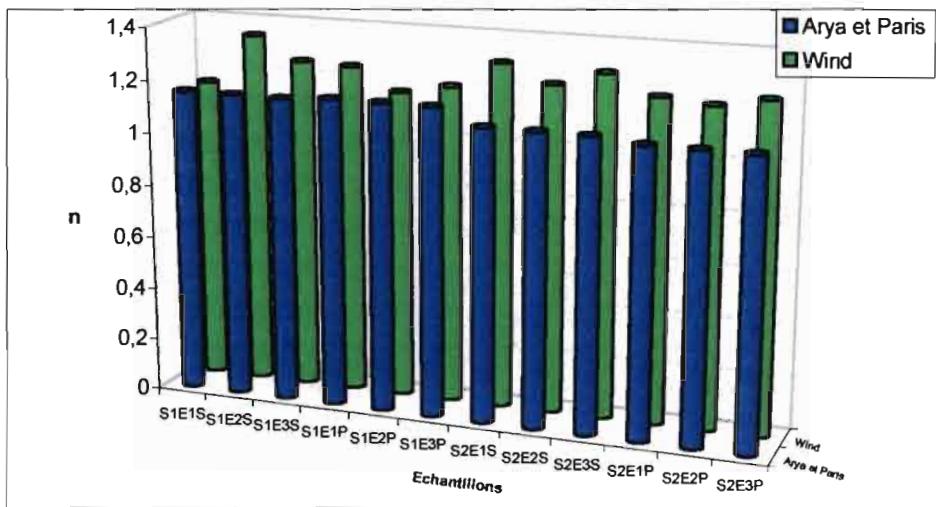


Figure 26 : Comparaison des valeurs de n déterminées par Wind et Arya et Paris

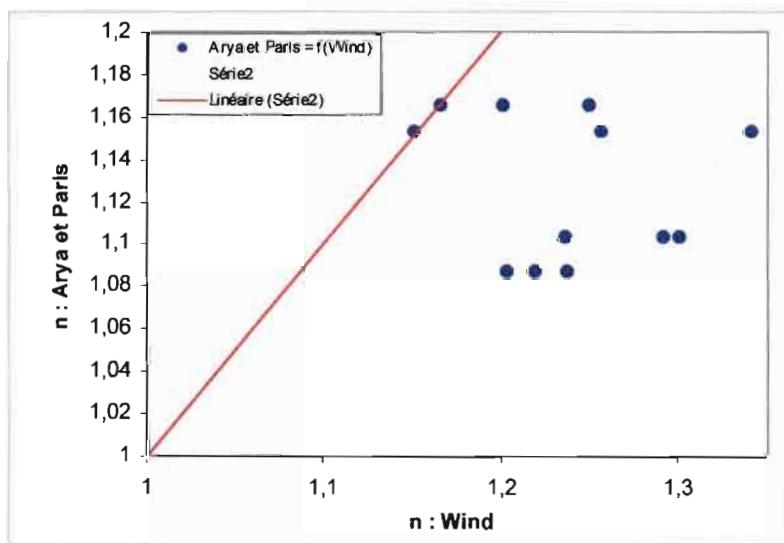


Figure 27 : Comparaison des valeurs de n : Arya et Paris = f (Wind)

Les mêmes représentations que celles effectuées précédemment nous permettent de dégager les remarques suivantes :

- une faible amplitude de variation des valeurs déterminées par chacune des deux méthodes. En effet elles varient de 1.15-1.134 avec une moyenne de 1.23 pour la méthode de Wind et de 1-1.16 avec une moyenne de 1.12 pour celle de Arya et Paris;

L'alignement horizontal des points par groupes de trois montre qu'on a une valeur constante déterminée par Arya et paris pour chaque niveau. Ceci à déjà été constaté pour les valeurs de α ;

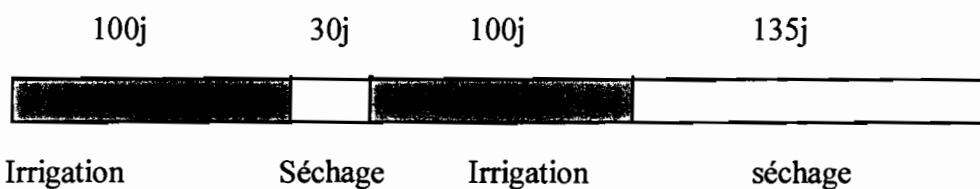
- des valeurs supérieures données par la méthode de Wind, se traduisant par le positionnement des points à droite de la droite d'équation $y = x$.

I.4. RESULTATS DE LA SIMULATION DU NIVEAU DE LA NAPPE DANS LE NGALENKA

Cette partie présente une étude exploratoire permettant de voir les grandes tendances de l'évolution du niveau de la nappe suivant une double riziculture et un type de sol sur une durée de six (6) ans.

I.4.1. STRUCTURE DU DOMAINE ET HYPOTHESE DE SIMULATION

Dans l'ensemble de la simulation, nous supposons un domaine constitué d'une parcelle dans laquelle est pratiquée une double riziculture suivant le schéma ci-dessous :



Le sol au niveau du périmètre est considéré comme composé de deux matériaux de propriétés hydrodynamiques différentes. Un premier qui s'étend sur environ 2 m de profondeur et un second qui va jusqu'au substratum de la nappe supposé situé à 12 m de la surface du sol. La nappe est placée 10m de profondeur. Les valeurs des paramètres hydrodynamiques sont reportées dans le tableau ci-dessous

Tableau 7 : Caractéristiques hydrodynamiques des deux niveaux

SOLS	θ_r ($\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$)	θ_s ($\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$)	$\alpha(\text{m}^{-1})$	n	k_s (cm j^{-1})
1	0.1955	0.29963	0.01009	1.73653	0.27
2	0	0.38	0.018	1.63625	0.8

I.4.2. CONDITIONS AUX LIMITES

Le logiciel Unsatchem utilisé stimule en assimilant la parcelle à une colonne de sol.

A. LIMITES SUPERIEURES DU DOMAINE

La culture du riz dans la parcelle se fait par submersion. Pour les limites supérieures de l'ensemble de la simulation, nous avons une condition de pression imposée au niveau de la parcelle à chaque fois qu'il y a irrigation. Cette pression est égale à la lame d'eau dans la parcelle supposée égale à 15 cm.

Pour tenir compte de l'évapotranspiration, nous considérons un flux quittant le domaine égale à 1.2cm/j.

B. LIMITES INFÉRIEURES DU DOMAINE

La limite inférieure est considérée comme étant le substratum de l'aquifère au niveau duquel nous considérons qu'il n'y a aucunes pertes tout au long de la simulation.

C. LIMITES LATÉRALES DU DOMAINE

S'agissant des limites latérales, nous supposons qu'il n'y a pas de transferts latéraux.

Nous présentons à travers la figure ci-dessous le résultat de la simulation pour une double riziculture sur le sol du site étudié. Elle montre l'évolution de la nappe au fil des années et peut être diviser en trois (3) grande parties :

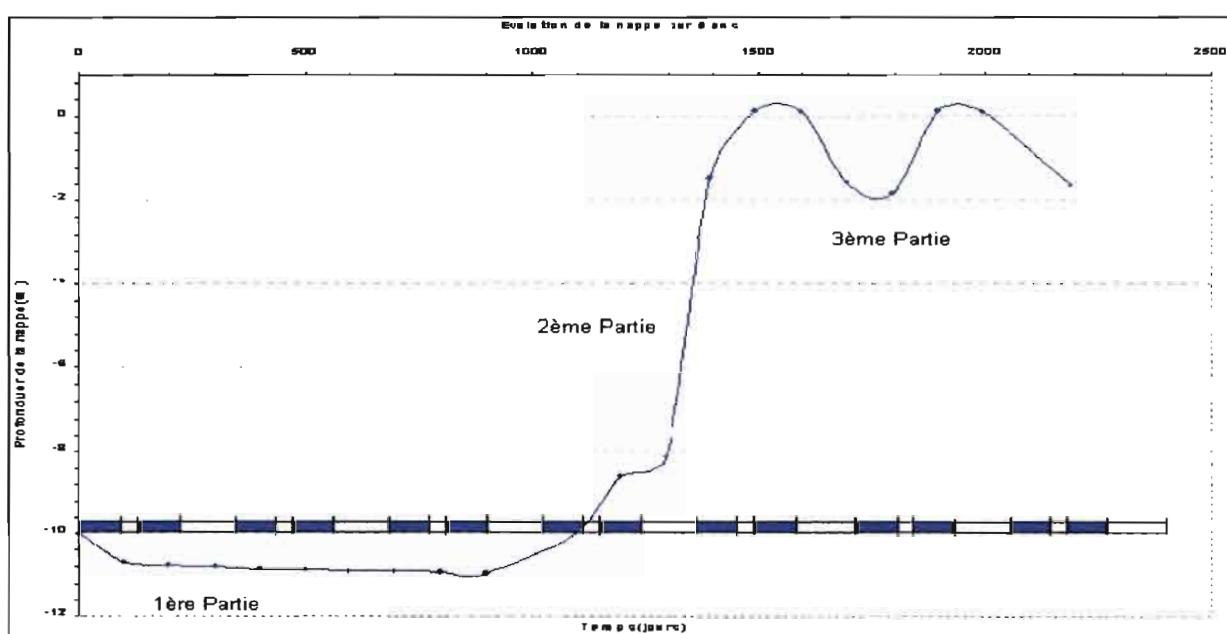


Figure 28 : Simulation de l'évolution de la nappe sur six(6) ans de double riziculture

1^{ère} partie : [0 – 1000jours] soit deux ans et demi

nous remarquons une baisse du niveau de la nappe d'environ 105cm malgré les différentes phases d'irrigation.

Ceci peut s'expliquer par le fait qu'ayant des conductivités hydrauliques faibles (0.27 et 0.8cm/j) , l'eau d'irrigation met du temps pour atteindre la nappe alors que cette dernière en perd par remonté capillaire.

2^{ème} partie : [1000-1600]

nous observons une remontée du niveau de la nappe qui dépasse son niveau initial et finit par affleurer à 11.89 ≈ 12 cm au bout du 1500^e jour (4 ans) , malgré les phases de drainage entre 960-1095j (135j) , 1195-1225^e j (30j) et 1325-1460^e j (135jours) .

Ce phénomène peut s'expliquer par une alimentation de la nappe avec l'eau des phases d'irrigation antérieures s'étant infiltrée et accumulée dans le profil.

La continuité observée dans la remontée sur cette période est due à l'intervention de nouvelles séquences d'irrigation sur un profil déjà saturé.

3^{ème} partie : [1600-2190]

nuos notons un battement de la nappe sur une amplitude de 2 m. Les baisses sont engendrés par l'effet cumulative des drainage et de l'évapotranspiration, tandis que les remontées sont dues à l'effet de nouvelles phases d'irrigation.

CHAPITRE II : DISCUSSION

II.1. DETERMINATION DES CARACTERISTIQUES HYDRO-DYNAMIQUES DU SOL

Les résultats obtenus au terme de cette étude ont mis en évidence une assez bonne estimation des caractéristiques hydrodynamiques de nos sols par la méthode de Arya et Paris, même si ces dernières sont légèrement inférieures à celles de Wind.

Le résultat de l'estimation des facteurs α et n de forme est moins satisfaisant, en effet, les écarts observés sont par moment assez importants surtout au niveau des valeurs de α : 0.2 en moyenne entre les échantillons S_2E_{1p} , S_2E_{2p} et S_2E_{3p} .

Le facteur 10 constater au niveau des échantillons S_2E_{1s} , S_2E_{2s} et S_2E_{3s} est certainement dues à des artefacts de mesures au niveau de la granulométrie quand on sait la nature délicate des manipulations.

Plusieurs raisons peuvent expliquer ces différences constater entre les valeurs surtout au niveau des facteurs de forme :

- Les méthodes sont basées sur des principes différents :
 - La méthode de Wind procède par mesure directe sur échantillon de sol non remanié ;
 - Alors que celle de Arya et Paris s'appuie sur les résultats de l'analyse granulométrique, faisant une étroite similitude entre forme, dimension des particules et courbe de rétention. On a une image du sol à l'état sec, ce qui, alors peut entraîner des erreurs d'estimation sur la courbe de rétention.
- L'influence de la rétention en eau du sol par d'autres facteurs telles que : les caractéristiques chimiques des surfaces solides, la teneur en matière organique, les propriétés du fluide et l'occlusion d'air;
- La pression matricielle ne dépend pas seulement de la taille des pores mais est également affectée par la matière organique, les corps dissous et les propriétés électroniques des surfaces solides (Arya et Paris, 1981) ;
- La présence d'argile en proportion assez importante favorisant la formation dans la matrice solide d'un réseau complexe de cavités interagrégats et intra-agrégats qui varient de taille, de forme, de tortuosité. Dès lors, une quantification précise de ces caractéristiques de pores des sols est quasi impossible due à leur nature extrêmement compliquée ;

- La structure cristalline des minéraux argileux, leur confère une forme aplatie et allongée. Il devient par conséquent très difficile de les assimiler à des particules sphériques;
- La présence d'argile en proportion assez importante favorise la formation dans la matrice solide un réseau complexe de cavités interagrégats et intra-agrégats qui varient de taille, de forme, de tortuosité et de continuité. Dès lors, une quantification précise de ces caractéristiques de pores des sols est quasi impossible due à leur nature extrêmement compliquée;
- Les différentes approximations et erreurs de mesure effectuées tout au long du protocole expérimental..

II.2 : SIMULATION DU MOUVEMENT DE LA NAPPE

Les résultats de la simulation sur 6 ans montre une baisse de 1,05m du niveau de la nappe au cours des trois (3) premières années, ensuite une remontée de pratiquement 10m et affleurement d'environ 12 cm en début de la 4ème année, et enfin un mouvement sinusoïdal sur une amplitude de 2m.

Cette remontée et affleurement au bout de 4 ans peuvent paraître précoce et poser le problème de la non maîtrise par le modèle de l'ensemble des facteurs intervenant dans la dynamique hydrique au sein de la parcelle. Nous noterons dans cette catégorie :

- La simulation monodimensionnelle ne tenant pas compte des pertes par transferts latéraux ;
- La difficulté d'avoir des caractéristiques physiques correctes du sol. En effet, la détermination de la fonctionnelle $h(\theta)$ qui permet de caractériser nos sols a été faite avec la méthode de Wind, qui comme toute méthode de laboratoire gagne en précision mais perd en représentativité.

Ces constats ne doivent pas pour autant biaiser nos résultats car, si l'on ne tient pas compte de tous ces phénomènes se produisant dans la zone et qui contribuent à atténuer l'ampleur de la remontée de la nappe, il est à remarquer que non plus l'on ne tient compte de certains facteurs agissant dans le sens d'un approvisionnement en eau de la nappe, en l'occurrence :

- ❖ les apports latéraux très importants dans cette zone et qui sont essentiellement dus au marigot Ngalenka, surtout pendant les périodes de crue ;
- ❖ l'engorgement des sols largement favorisé par l'irrigation gravitaire depuis des

canaux en terre.

Au vu de toutes ces remarques, on peut dire que d'un point de vue purement hydrodynamique, l'influence de l'irrigation sur la remontée de la nappe même s'il n'est pas si aigu en réalité est certaine étant entendu que des résultats similaires ont été obtenus par Diaw (1996) et que l'affleurement de la nappe a été constaté à Donaye lors de nos sorties sur le terrain.

CONCLUSION ET RECOMMANDATION

I. CONCLUSION

Dans le monde scientifique la simulation des transferts hydriques est devenue un outil très précieux dans la prédition et la recherche de solutions contre la dégradation des sols sous culture. Mais simuler sous entend une caractérisation physique du sol fiable. Plusieurs méthodes de caractérisation sont connus mais ils sont pour la plupart coûteux et difficile à mettre en œuvre. Dès lors, une méthode moins contraignant et accessible à tous qui donnerait une bonne caractérisation physique du sol serait d'un très grand apport.

C'est dans ce sens que notre travail s'était fixé comme objectif de comparer le modèle de Arya et Paris basé essentiellement sur l'analyse granulométrique à la méthode de Wind en vue de voir sa fiabilité et son applicabilité sur les sols des nouveaux aménagements du Ngalenka.

La détermination des caractéristiques hydrodynamiques (teneur en eau à saturation θ_s , teneur en eau résiduelle θ_r , facteur de forme α et n) par le modèle de Arya et Paris a donné des résultats satisfaisants sauf pour trois valeurs de α . Ceci est très certainement dû à des artefacts de mesures.

Il ressort de cette étude que le modèle de Arya et Paris donne des résultats corrects dans la détermination des caractéristiques hydrodynamiques des sols de notre zone d'étude, si les paramètres sur lesquels il repose à savoir la granulométrie et les différentes densités sont déterminées avec rigueur.

L'utilisation de ces types de modèle dans des études de caractérisation physique des sols à plusieurs avantages(van Genuchten et Leij, 1991):

- ils permettent une représentation plus efficient, et une comparaison des propriétés hydrodynamiques de différents sols et d'horizon de sols;
- ils sont également plus faciles à utiliser dans les procédures de graduation pour la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques du sol sur le plan horizontal;
- et s'il sont physiquement réalistes sur un intervalle de teneur en eau, les expressions analytiques fournissent une méthode pour interpoler sur les parties des courbes de teneurs en eau ou de conductivité hydrauliques pour lesquelles peu ou pas de données sont disponibles;
- ils sont simple et facile d'utilisation.

En raison de la longue durée de mesure directe sur le terrain, et en raison du problème de variabilité spatiale au champ, il s'avère probable que les méthodes comme celles de Arya et Paris deviennent le seul moyen fiable pour caractériser les propriétés hydrodynamiques dans une large surface de terre; tandis que la mesure directe peut s'avérer rentable seulement pour des problèmes d'un site spécifique(Wösten et van Genuchten, 1988).

La simulation effectué sur le mouvement de la nappe a montré une remontée et affleurement de la nappe au bout de 4 ans.

Même si elle est basée sur des hypothèses trop simplistes, la simulation représente un outil prévisionnel pour une gestion rationnel. Elle permet de voir les grands tendances et la direction vers laquelle on doit concentrer nos efforts.

De ce fait, tenant compte:

- du fait que la recharge de la nappe s'accompagne systématiquement de remontée saline;
- du chimisme de l'eau d'irrigation(15.000 à 18.000 m³/ha/campagne) qui apporte 500Kg de sel / ha / cycle de riz(Salvignol, 1993);
- de la salinité des PIV de la région de Podor qui a été multipliée par un facteur de 7 à 10 en moins de 10 ans, indépendamment du type de sol(de Poitevin, 1995).

Et en intégrant cette tendance de remonté mise en évidence par la simulation, nous voyons que la réflexion doit être orientée non pas sur la pertinence du modèle mais plutôt sur les voix et moyens à mettre en œuvre pour renverser cette tendance qui constitue une réelle menace pour une agriculture irriguée durable chère à tous les intervenants de cette zone.

II. RECOMMANDATIONS

Cette étude nous a permis de découvrir une méthode indirecte de caractérisation physique d'un sol, l'intérêt que présente leur connaissance et leurs applications. Il permet aussi et surtout à travers les résultats de la simulation de tirer la sonnette d'alarme sur la dégradation de ces sols.

Je ne saurais en ma qualité de future ingénieur agronome terminer ce travail sans pour autant essayer de trouver des solutions contre cette dégradation de ces terres qui rappelons le constituent un emprunt à nos enfants.

Ainsi, nous recommandons:

- ❖ la mise en place de drains pour non seulement éviter la remontée de la nappe, mais

aussi l'accumulation de sels;

❖ l'introduction d'arbres dont les racines pourront pomper dans la nappe.

Pour la recherche, il nous semble souhaitable de l'orienter vers la recherches de solutions attractives pour les exploitants.

Plus généralement, il apparaît qu'un observatoire des sols cultivés est indispensable et que les bailleurs de fonds qui n'hésitent pas à financer des aménagements forts coûteux devraient envisager quelques modestes dépenses pour des études d'impact et la recherche de mesure conservatoires applicables.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ADRAO.** Avril 1975 : *Atelier international sur le riz irrigué au Sahel*
- Arya, L.M & al.** 1999. *Scaling parameter to Predict the Soil Characteristic from Particle-Size Distribution Data*. Soil Sci. Soc. Am. J. 63 : 510-519
- Arya et Paris** 1981 : *A physical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data* : Soil Sci. Soc. Am. J. 45 : 1023-1030
- Baize, B.** 2000. *Guide des analyses en pédologie*. Ed. INRA. 253p.
- Bear, J.** 1972. *Dynamics of fluids in Porous Media*. American Elsevier, New-York, 764p.
- Boivin et al** 1995b *les sols argileux de la région de Nianga-pdor : répartition, caractéristiques, aptitudes et risques de dégradation sous irrigation*, dans "Nianga Laboratoire de culture irriguée dans la moyenne vallée du fleuve Sénégal", Ed. ORSTOM Paris, Collection Colloques et Séminaires.
- Chamayou, H. & Legros, J.P.** 1989. *Les bases physiques chimiques et minéralogiques de la physique du sol*. Presse universitaires de France, Paris.
- C. Pieri** 1991 : Préface de *Savanes d'Afrique, terres fertiles*. CIRAD. page 3
- Darcy, H.** 1856. *Les fontaines publiques de la ville de Dijon*. Dalmont, Paris.
- De Luca** 1996. *Caractérisation physique des sols alluviaux de la moyenne vallée du fleuve Sénégal. Travail pratique de diplôme* ; IATE-Pédologie, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausane, 33p.
- De Marsely, G.** 1981. *Hydrologie quantitative*, Collection Sciences de la terre, Masson, Paris, 215p.
- Diaw, B.** 1996. *Modélisation du transfert d'eau en milieu poreux non saturé : application à l'étude de la recharge des nappes d'eaux souterraines en région soudano-sahélienne*. Thèse. Université Louis Pasteur de Strasbourg. 239p.
- Equesen, Projet** 1993 : *Environnement et qualité des eaux du fleuve Sénégal*. Projet CEE TS 01198 F EDB, 6 tomes
- Haverkamp, R., et J. Y. Parlange.** 1986. *Predicting the water-retention curve from particle-size distribution : I. Sandy soils whithout organic matter*. Soil.Sci. 142 : 325-339
- Hillel, D.** 1974. *L'eau et le sol. Principes et processus physiques*. Vander, Louvain
- Hillel, D.** 1980. *Fundamentals of soil physics*. Acad. Press, New York.

Hillel, D. 1988. *L'eau eu le sol : principes et processus physiques*. Ed. Vander, Bruxelles, 288p.

Michel, P. 1984. *Les variations du climat au quaternaire récent dans le Sahel d'Afrique occidentale et leurs conséquences sur les formations superficielles, l'hydrographie et la pédologie*. Bulletin de la Société Languedocienne de géographie, n° 3-4, p. 125-137.

Michel, P., 1973, *Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie, étude géomorphologique*, mémoires ORSTOM, 3 tomes, ed. ORSTOM Paris.

Memento de l'Agronome.1991. Quatrième édition. Collection : techniques rurales en Afrique.

Musy, A., Soutter, M. 1991. *Physique du sol*. Presses Polytechniques Romandes, 335 p.

Salvignol, C., 1993, *Gestion de l'eau en riziculture dans la moyenne vallée du fleuve Sénégal. essai de bilan hydrique et salin*. Mémoire de fin d'étude d'ingénieur Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne 43p. et annexes.

Seguis, L. 1993. *Modélisation de la signature spectrale d'eau continentale par prise en compte de l'épaisseur de la tranche d'eau, de la nature du fond et de la concentration de matière en suspension. Exemple du Sénégal*. Tunis, cinquième journée scientifique du réseau Télédétection de l'UREF, 14p.

van Genuchten, M.Th.1978. *Calculating the unsaturated hydraulic conductivity with a new closed-form analytical model*. Research Report 78-WR-08. Dept. of Civil Engineering, Princeton Univ., Princeton, New Jersey. 63p.

van Genuchten, M. Th., F. J. Leij, and L. J. Lund (eds). 1991. Proc. Int. Workshop, *Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*. Univ. California, Riverside (in press)

ANNEXE I : SIGLES ET ABREVIATIONS

ADRAO	Association pour le Développement de la Riziculture en Afrique de l'Ouest
ENSA	Ecole Nationale Supérieure d'Agriculture
IRD	Institut de Recherche pour le Développement
ISO	International Organisation for Standardisation
PIV	Périmètre irrigué villageois
SAED	Société d'Aménagement et d'Exploitation des terres du Delta

ANNEXE II : LISTES DES TABLEAUX - FIGURES ET CARTES

DESIGNATION	TITRE	PAGE
Figure n° 1	Précipitation dans la vallée en hivernage 1999	17
Figure n° 2	Coupe schématique de la vallée du fleuve Sénégal	19
Figure n° 3	Schéma des conséquences de l'irrigation et des pratiques culturelles sur le sol	23
Figure n° 4	Diagramme schématique du système à 3 phases	25
Figure n° 5	Porosité texturale et porosité structurale	32
Figure n° 6	Influence de la texture et de la structure sur la relation $h(\theta)$	37
Figure n° 7	Effet d'hystérèse : branches principales et courbes de passage	39
Figure n° 8	Mode d'acquisition et de traitement des données de Wind	44
Figure n° 9	Comparaison par fractions granulométriques des différents prélèvements	50
Figure n° 10	Granulométrie 5 fractions des différents prélèvements	50
Figure n° 11	Courbes granulométriques des sols au niveau des deux sites	52
Figure n° 12	"Squelettes granulométriques" des sols au niveau des deux sites	53
Figure n° 13	Densités apparentes des différents échantillons du dol	54
Figure n° 14	Teneur en eau à saturation des échantillons	55
Figure n° 15	Courbes $\theta(h)$ des échantillons déterminées avec Arya et Paris	56
Figure n° 16	Courbes $\theta(h)$ du site 1 ajustées au modèle van Genuchten-Mualem	57
Figure n° 17	Courbes $\theta(h)$ du site 2 ajustées au modèle van Genuchten-Mualem	58
Figure n° 18	Courbes d'évolution des tensiomètres du sites 1	61
Figure n° 19	Courbes d'évolution des tensiomètres du sites 2	61
Figure n° 20	Courbes $\theta(h)$ du site 1 ajustées au modèle van Genuchten-Mualem	62
Figure n° 21	Courbes $\theta(h)$ du site 2 ajustées au modèle van Genuchten-Mualem	63
Figure n° 22	Comparaison des teneurs en eau à saturation	64
Figure n° 23	Comparaison des teneurs en eau à saturation : A & P = f(Wind)	65
Figure n° 24	Comparaison des valeurs de α	65
Figure n° 25	Comparaison des valeurs de α A & P = f(Wind)	66
Figure n° 26	Comparaison des valeurs de n	67
Figure n° 27	Comparaison des valeurs de n A & P = f(Wind)	67
Figure n° 28	Simulation de l'évolution de la nappe sur 6 ans	69
Tableau n° 1	Texture des sols et taille des particules	27
Tableau n° 2	Ordre de grandeur de la conductivité hydraulique dans les divers sols	40
Tableau n° 3	Densités apparentes des échantillons déterminées avec la méthode des sachets	54
Tableau n° 4	Teneur en eau à saturation des échantillons	54
Tableau n° 5	Caractéristiques hydrodynamiques déterminées avec la méthode de Arya & Paris	59
Tableau n° 6	Caractéristiques hydrodynamiques déterminées avec la méthode de Wind	64
Tableau n° 7	Caractéristiques hydrodynamiques des deux niveaux	68
Carte	Carte de localisation de la zone	15

ANNEXE III : SYMBOLES ET UNITES

SYMBOLES	DESIGNATION	UNITES
e	Indice des vides	[-]
ϕ	Porosité	[-]
g	Accélération terrestre	m s^{-2}
h	Charge de pression	m
$K, K(\theta), K(h)$	Conductivité hydraulique	m s^{-1}
K_s	Conductivité hydraulique à saturation	m s^{-1}
M_s	Masse de la phase solide	g
t	Temps	s
V	Volume	m^3
V_s	Volume de la phase solide	m^3
V_t	Volume total apparent	m^3
θ	Teneur en eau	[-]
θ_r	Teneur en eau résiduelle	[-]
θ_s	Teneur en eau à saturation	[-]
ρ_s	Densité réelle	g m^{-3}
ρ_b	Densité apparente	g m^{-3}
σ	Tension superficielle	N m^{-1}
n	Facteur de forme	[-]
α	Facteur de forme	m^{-1}

ANNEXE IV : RESULTATS GRANULOMETRIQUES

GRANULOMETRIE 5 FRACTIONS						
Référence	argile	limon	limon	sable	sable	
échantillon	%	%	%	%	%	%
I 0-10	25.8	9.6	15.4	46.2	2	99
I 10-20	24.8	10	17.4	44.7	1.9	98.8
I 20-30	25.5	10.1	21.3	40.3	1.4	98.6
I 30-40	24.9	10.4	23.4	39	1.6	99.3
I 40-50	22.2	9	20.3	46.1	1.2	98.8
I 50-60	21.4	9.8	22.1	45.1	0.8	99.2
I 60-70	18.6	8.3	16.9	54.4	1	99.2
I 70-80	15.9	7	16	59.7	1	99.6
I 80-90	16.2	7.1	16.4	58.1	1	98.8
I 90-100	14.3	6.9	17	59.9	1.2	99.3
II 0-10	28.1	14.5	16.5	38.1	2.4	99.6
II 10-20	33.1	16.5	16.2	30.3	2.1	98.2
II 20-30	35.7	18	18.2	25.9	1.6	99.4
II 30-40	34.2	17.3	17.9	28.7	1.7	99.8
II 40-50	31.8	16.7	19.8	29	1.9	99.2
II 50-60	34.1	18.1	28	18.3	1.1	99.6
II 60-70	30.7	15.4	25.5	26.9	1.2	99.7
II 70-80	26.8	13.3	25.7	32.3	1.2	99.3
II 80-90	19	8.5	19.2	51.3	1.6	99.6
II 90-100	16.8	6.8	17.8	56.3	1.6	99.3

	GRANULOMETRIE DES SABLES								
	taille des tamis en mm								
Référence	2.000	1.600	1.250	1.000	0.800	0.630	0.500	0.400	0.315
échantillon	%	%	%	%	%	%	%	%	%
I 0-10	0.02	2.87	5.01	2.79	3.04	2.76	4.03	3.65	3.03
I 10-20	0.07	2.89	4.42	2.37	2.82	2.66	3.32	2.99	2.39
I 20-30	0.04	2.4	4.15	2.04	2.61	2.43	3.26	3.01	2.35
I 30-40	0.04	2.04	4.07	2.23	2.33	2.62	3.32	2.62	2.12
I 40-50	0.08	1.96	3.4	1.59	1.88	2.13	2.34	2.04	1.68
I 50-60	0.08	2.03	3.67	2.1	2.44	2.66	2.92	2.5	1.8
I 60-70	0	0.52	1.76	0.98	1.32	1.38	1.87	1.49	1.16
I 70-80	0.03	2.57	3.6	1.98	2.34	1.9	2.3	1.69	1.41
I 80-90	0.02	1.2	2.04	1.15	1.42	1.13	1.33	1.07	0.8
I 90-100	0	0.62	1.11	0.84	1.04	1.04	1.13	0.93	0.65
II 0-10	0.16	7.25	9.34	4.82	4.76	4.64	5.37	4.91	4.02
II 10-20	0.19	10.22	12.29	5.98	5.48	5.02	5.89	4.74	3.93
II 20-30	0	3.88	8.43	4.3	5.02	5.24	6.32	5.47	4.41
II 30-40	0	3.06	6.6	4	4.39	4.11	5.87	5.09	4.29
II 40-50	0.07	3.27	6.48	3.29	4.35	3.9	5.19	4.85	3.59
II 50-60	0.04	3.48	6.44	3.62	4.22	5.11	6.13	5.6	4.13
II 60-70	0.08	2.44	4.84	2.7	3.83	3.63	4.7	4.65	3.15
II 70-80	0.04	2.64	4.29	2.37	3.1	3.12	3.84	3.43	2.52
II 80-90	0.04	1.39	2.38	1.51	1.68	2.04	2.39	1.98	1.5
II 90-100	0	0.82	2.01	1.29	1.46	1.55	1.66	1.38	0.96
GRANULOMETRIE DES SABLES									
taille des tamis en mm									
Référence	0.250	0.200	0.160	0.125	0.100	0.080	0.063	0.050	total
échantillon	%	%	%	%	%	%	%	%	%
I 0-10	3.87	4.89	8.68	13.99	1.49	15.38	10.03	13.2	98.73
I 10-20	3.14	3.52	8.35	11.73	1.02	16.13	8.05	22.47	98.34
I 20-30	2.75	3.95	8.44	11.06	1.29	14.42	4.23	29.58	98.01
I 30-40	3.31	5.71	14.89	12.49	7.86	8.94	5.92	18.24	98.75
I 40-50	2.05	2.44	6.42	14.04	8.18	13.34	9.1	25.26	97.93
I 50-60	2.06	1.93	4.35	15.99	5.59	12.9	14.38	20.95	98.35
I 60-70	1.34	1.77	5.61	14.41	6.9	19.69	11.27	27.32	98.79
I 70-80	1.67	2.49	7.19	15.99	11.09	12.56	7.94	21.91	98.66
I 80-90	1.1	1.51	6.48	16.71	7.77	19.84	10.38	24.34	98.29
I 90-100	0.94	1.51	8.46	20.66	7.4	20.68	4.35	27.29	98.65
II 0-10	5.47	6.46	8.09	9.17	4.4	5.74	2.78	11.36	98.74
II 10-20	5.1	5.03	6.9	6.76	3.04	5.15	2.35	10.25	98.32
II 20-30	5.32	6.04	8.04	8.01	0.78	8.49	3.56	14.32	97.63
II 30-40	5.29	5.85	8.24	9.49	1.58	4.9	6.85	17.7	97.31
II 40-50	4.51	5.27	7.46	9.66	3.13	5.2	7.32	19.32	96.86
II 50-60	4.74	4.33	6.93	8.05	4.6	6.75	6.37	16.42	96.96
II 60-70	3.71	3.54	4.49	5.49	3.25	6.89	7.44	33.74	98.57
II 70-80	2.9	5.46	8.43	17.63	1.79	10.59	5.95	20.96	99.06
II 80-90	1.71	2.39	9.9	18.84	6.99	19.42	11.24	13.55	98.95
II 90-100	1.23	1.95	11.33	15.88	1.12	17.38	9.39	29.18	98.59

ANNEXE V : PROTOCOLE EXPERIMENTAL DE ARYA ET PARIS - COUPLES h - θ DES ECHANTILLONS

■ RELATIONS DE BASE

le volume de pore V_{pi} ($\text{cm}^3 \text{ g}^{-1}$), associé à la masse solide dans la i^{eme} fraction granulométrique, est représenté comme un tube capillaire cylindrique simple, et est donné par :

$$V_{pi} = \frac{wi}{\rho_s} * e = \pi * r_i^2 * l_i \quad (1)$$

w_i : la masse solide d'une fraction [M],

ρ_s : la densité des particules [M.L^{-3}],

e : l'indice des vides,

r_i : le rayon des pores [L],

l_i : la longueur des pores [L.M^{-1}].

L'indice des vides, e , représente le volume relatif des espaces vides, c'est - à - dire le volume des vides par rapport au volume des particules. Ce qui revient à :

$$e = \frac{\text{Volume total} - \text{Volume des particules}}{\text{Volume des particules}}$$

Il est généralement compris entre 0,3 et 2,0 et s'exprime par la relation suivante :

$$e = \frac{\rho_s - \rho_b}{\rho_b} \quad (2)$$

ρ_b : la densité du solide [M.L^{-3}] qui peut varier de 1,5 à 1,8.

La teneur en eau, θ_i [$\text{L}^3 \text{L}^{-3}$], est obtenue par additions successives du volume des pores supposés remplis d'eau, soit :

$$\theta_i = \phi * S_w * \sum_{j=1}^{j=i} w_j \quad (3)$$

S_w : un facteur correctif dans le cas où la porosité calculée par les densités serait différentes de celle mesurée par une autre méthode (saturation en eau),

$i = 1, 2, \dots, n$,

ϕ : la porosité totale [$L^3 \cdot L^{-3}$].

Elle est constituée par l'ensemble des vides contenus dans une roche, et elle est mesurée en % du volume total de la roche. Soit :

$$\phi = \frac{\text{Volume total} - \text{Volume des particules}}{\text{Volume total}} = \frac{\rho_s - \rho_b}{\rho_s}$$

Le nombre de particules sphériques, $n_i(g^{-1})$, pour chaque fraction de la courbe de la répartition de la taille des particules, est calculé de la manière suivante :

$$n_i = \frac{3 * w_i}{4 * \pi * \rho_s * R_i^3} \quad (4)$$

$R_i(cm)$: le rayon des particules moyennes pour les i fractions de taille de particules.

Pour un sol idéal constitué de particules sphériques de taille uniforme assemblées de manière cubique, l_i , peut être estimée par $l_i = 2 * n_i * R_i$, sachant que le rayon des pores est relié au rayon des particules par :

$$r_i = 0.816 * R_i * \sqrt{e} \quad (5)$$

Pour un sol naturel constitué de la même masse solide, mais composé de particules non sphériques arrangées au hasard, on introduit un terme correctif empirique α , tel que :

$$l_i = 2 * n_i^\alpha * R_i .$$

En combinant l'équation (1) et (4), $\frac{r_i^2}{R_i^3} = \frac{4 * n_i * e}{3 * l}$, le rayon des pores est relié au rayon des particules par :

$$r_i = 0.816 R_i \sqrt{e n_i^{(1-\alpha)}} \quad (6)$$

$n_i^{(1-\alpha)}$: le nombre de particules [sans dimension],

α : un paramètre empirique, qui peut varier de 1,35 à 1,7.

Par analogie entre la taille des grains et celle des pores, les grains sont assimilés aux pores, donc on peut obtenir l'espace vide. Le paramètre α essaie de rendre compte de la tortuosité du réseau poreux sans préjuger du type d'empilement.

Remarque : dans l'article de 1999 (b), ARYA donne une méthode pour déterminer α , qui plus est, n'est pas constant sur toute la courbe de rétention. En effet, il varie d'une fraction à l'autre :

$$\alpha = \frac{a + b * \log\left(\frac{w_i}{R_i^3}\right)}{\log\left(\frac{3 * w_i}{4 * \pi * \rho_s * R_i^3}\right)} \quad (7)$$

Une fois le rayon des pores déterminé, sur la base de l'équation de Laplace, il est possible de calculer la pression capillaire associée à chaque taille de pore, selon la relation suivante :

$$h_i = \frac{2 * \gamma * \cos\theta}{\rho_w * g * r_i} \quad (8)$$

γ : la tension interfaciale air-eau [M.T⁻²],

θ : l'angle de contact entre l'eau et le solide [°],

ρ_w : la densité de l'eau [M.L⁻³],

g : l'accélération de la pesanteur [L.T⁻²].

Remarque : en général, sur les minéraux, on considère une parfaite mouillabilité de l'eau tel que $\theta=0^\circ$ à 25°C. En conséquence, $\cos \theta = 1$, donc il sera négligé dans les autres équations.

Les pressions calculées sont couplées avec les teneurs en eau calculées afin d'obtenir la courbe de rétention du sol étudié. Cette courbe ainsi obtenue correspond à celle d'une matrice idéale qui indique que sa géométrie est bien définie. Ses propriétés peuvent être utilisées comme base pour caractériser les déviations entre la courbe de rétention expérimentale et celle idéale. Elle donne un indice sur l'hétérogénéité du sol.

EXEMPLE DE CALCUL

S1E1S

PARTICULES

		rayon (cm)	fraction (%)			
argiles	0-2 μ	1	0.00005	25.8	ρ_s	2.65
limons fins	2-20 μ	11	0.00055	9.6	ρ_b	1.682
limons gros.	20-50 μ	35	0.00175	15.4	e	0.57550535
Sable	50-63 μ	56.5	0.002825	6.44424187	porosité	0.36528302
	63-80 μ	71.5	0.003575	4.89664742	c	443.608644
	80-100 μ	90	0.0045	7.50851818	x	4.258
	100-125 μ	112.5	0.005625	0.72741821	θ_s	0.36613144
	125-160 μ	142.5	0.007125	6.82991998	Sw	1
	160-200 μ	180	0.009	4.23757723		
	200-250 μ	225	0.01125	2.38729869		
	250-315 μ	282.5	0.014125	1.88933455		
	315-400 μ	357.5	0.017875	1.47924643		
	400-500 μ	450	0.0225	1.78193052		
	500-630 μ	565	0.02825	1.96744657		
	630-800 μ	715	0.03575	1.34743239		
	800-1000 μ	900	0.045	1.48412843		
	1000-1250 μ	1125	0.05625	1.3620784		
	1250-1600 μ	1425	0.07125	2.44588271		
	1600-2000 μ	1800	0.09	1.41089841		
	>2000 μ			0.009764		

PORES

α	nb particules	θ	r pores (cm)	h (hPa)
1.3752333	1.8594E+11	0.09424302	2.3788E-07	643174.757
1.36612976	51981484.9	0.12931019	1.317E-05	11617.5571
1.36026495	2588642.59	0.18556377	7.5779E-05	2019.02214
1.35383065	257502.822	0.20910349	0.00019297	792.881679
1.3503119	96546.4284	0.22699012	0.0002964	516.186625
1.34926452	74230.4703	0.25441746	0.00039298	389.33627
1.33253414	3681.98577	0.25707459	0.00088903	172.098102
1.34234748	17010.87	0.28202313	0.00083236	183.815027
1.33510351	5236.67492	0.29750228	0.00132685	115.31037
1.32493068	1510.47906	0.30622268	0.00212017	72.1639046
1.31490015	603.961165	0.3131241	0.00319031	47.9576855
1.30092846	233.328557	0.31852753	0.00487154	31.4068948
1.29134365	140.931712	0.32503662	0.00677403	22.5862482
1.27748122	78.6163918	0.33222337	0.0095444	16.0303416
1.23860636	26.5671129	0.33714531	0.0149645	10.2242005
1.20403686	14.6723426	0.34256658	0.02117985	7.22384669
1.12933705	6.8944566	0.34754202	0.03073356	4.97827201
1.11113969	6.09181264	0.35647642	0.03989252	3.8353055
0.47235181	1.7435473	0.36163019	0.06451391	2.37158145

Couples (h, θ) des échantillons du site 1

S1E1S		S1E2S		S1E3S	
θ	h (hPa)	θ	h (hPa)	θ	h (hPa)
0.09424302	643174.757	0.09336679	647912.224	0.09151698	658093.804
0.12931019	11617.5571	0.12810792	11703.1292	0.12556981	11887.0374
0.18556377	2019.02214	0.18383849	2033.89376	0.18019623	2065.85527
0.20910349	792.881679	0.20715935	798.721851	0.20305505	811.27332
0.22699012	516.186625	0.22487967	519.988729	0.22042429	528.160062
0.25441746	389.33627	0.25205201	392.204026	0.24705828	398.367294
0.25707459	172.098102	0.25468444	173.365734	0.24963855	176.09008
0.28202313	183.815027	0.27940102	185.168963	0.27386544	188.07879
0.29750228	115.31037	0.29473625	116.159718	0.28889684	117.985103
0.30622268	72.1639046	0.30337557	72.6954463	0.297365	73.8378147
0.3131241	47.9576855	0.31021282	48.31093	0.30406679	49.0701094
0.31852753	31.4068948	0.31556602	31.6382303	0.30931393	32.1354075
0.32503662	22.5862482	0.32201459	22.752613	0.31563474	23.1101577
0.33222337	16.0303416	0.32913452	16.1484172	0.3226136	16.4021806
0.33714531	10.2242005	0.3340107	10.2995094	0.32739317	10.4613605
0.34256658	7.22384669	0.33938156	7.27705578	0.33265763	7.39141066
0.34754202	4.97827201	0.34431074	5.01494075	0.33748915	5.09374775
0.35647642	3.8353055	0.35316207	3.86355543	0.34616512	3.92426905
0.36163019	2.37158145	0.35826792	2.38904993	0.35116981	2.42659252

S1E1P		S1E2P		S1E3P	
θ	h (hPa)	θ	h (hPa)	θ	h (hPa)
0.09083774	654416.113	0.08381321	695711.791	0.1173	527434.375
0.1268166	11967.3479	0.11700981	12722.5246	0.16376	9645.22506
0.20269283	2195.27489	0.18701849	2333.80351	0.26174	1769.30766
0.24752502	922.886413	0.22838378	981.123397	0.31963241	743.811177
0.25393611	431.999375	0.23429911	459.25987	0.32791115	348.174985
0.27579143	381.529137	0.25446434	405.604804	0.35613321	307.497902
0.27774658	166.013858	0.2562683	176.489846	0.35865793	133.800825
0.2945094	174.162533	0.27173484	185.152727	0.38030398	140.368346
0.30730127	113.813672	0.28353751	120.995666	0.3968223	91.7294699
0.31328799	68.6658078	0.28906127	72.9988324	0.40455303	55.3420167
0.31745596	44.4922726	0.29290693	47.2998724	0.40993519	35.8590712
0.32101768	29.645383	0.29619322	31.5160983	0.41453448	23.8930457
0.32557971	21.5793929	0.30040247	22.9411192	0.4204255	17.3921659
0.33052065	15.2576128	0.30496132	16.2204153	0.4268058	12.2970528
0.33420362	9.89550892	0.30835948	10.5199461	0.43156167	7.97540199
0.3381594	6.95694502	0.31200936	7.39594974	0.43666982	5.60703179
0.34125128	4.64466968	0.31486214	4.93776269	0.4406624	3.74342625
0.34754112	3.6675631	0.32066559	3.89899766	0.44878456	2.95591569
0.35123925	2.27641424	0.32407774	2.42006301	0.45356	1.83470287

Couples (h, θ) des échantillons du site 2

S2E1S		S2E2S		S2E3S	
θ	h (hPa)	θ	h (hPa)	θ	h (hPa)
0.09769837	592721.509	0.10126604	661091.305	0.10911283	622819.354
0.14811212	11420.4579	0.15352075	12737.7956	0.1654166	12000.3781
0.20547949	1854.62414	0.21298302	2068.55306	0.22948642	1948.80022
0.22167973	673.893445	0.22977484	751.626338	0.24757938	708.113125
0.22564422	350.758045	0.2338841	391.217612	0.25200706	368.569211
0.2338299	280.572478	0.2423687	312.936215	0.2611491	294.819686
0.24010464	186.600425	0.24887257	208.124586	0.26815694	196.075821
0.25318176	148.050179	0.26242723	165.12761	0.28276191	155.568029
0.26471872	99.5610649	0.27438549	111.045328	0.29564678	104.616683
0.27393118	66.7515611	0.28393436	74.4512827	0.30593556	70.1411431
0.28173182	44.9569434	0.29201986	50.1426791	0.31464757	47.2398151
0.28746465	29.0759362	0.29796203	32.4298145	0.32105019	30.5523851
0.29446668	20.9671224	0.30521976	23.3856577	0.3288703	22.0318133
0.30212471	14.8533335	0.31315745	16.5666498	0.33742305	15.6075719
0.30874171	9.91850221	0.32001608	11.0625909	0.34481313	10.4221545
0.31552984	6.91014788	0.32705208	7.70722609	0.35239434	7.26103874
0.32240353	4.85548439	0.33417678	5.41555936	0.36007111	5.10204136
0.33572308	3.79738387	0.34798273	4.23540806	0.37494684	3.99021148
0.34629031	2.50068389	0.35893585	2.78913512	0.38674868	2.62766629

S2E1P		S2E2P		S2E3P	
θ	h (hPa)	θ	h (hPa)	θ	h (hPa)
0.14253057	638174.508	0.13161849	680787.296	0.12730755	698806.67
0.21439472	12240.1277	0.19798075	13057.437	0.19149623	13403.0469
0.28705736	1941.88371	0.26508038	2071.54899	0.25639811	2126.37965
0.3031613	672.627439	0.27995141	717.540751	0.27078207	736.532931
0.3071648	351.189878	0.2836484	374.639858	0.27435797	384.555989
0.31671245	289.02876	0.29246509	308.32806	0.28288589	316.489021
0.31758962	126.427421	0.29327511	134.869352	0.28366937	138.439133
0.32659749	137.445409	0.30159333	146.623043	0.29171515	150.503925
0.33563909	94.8155551	0.30994271	101.146669	0.29979105	103.823863
0.34243153	62.8083121	0.31621513	67.0022078	0.30585803	68.7756513
0.34841428	42.631798	0.32173984	45.4784485	0.31120179	46.6821918
0.35337366	28.2356315	0.32631954	30.1210076	0.31563149	30.9182635
0.3595251	20.423236	0.33200002	21.7869555	0.32112592	22.3636221
0.36663243	14.6257268	0.33856321	15.6023296	0.32747414	16.0152988
0.37252521	9.68720621	0.34400485	10.3340494	0.33273755	10.6075756
0.37817059	6.6584137	0.34921802	7.10301556	0.33777997	7.29102126
0.38300627	4.52650094	0.35368348	4.82874872	0.34209917	4.95655814
0.39248645	3.54824632	0.36243787	3.78517316	0.35056682	3.88536077
0.39684981	2.09838797	0.36646717	2.23850351	0.35446415	2.29775319

ANNEXE VI PROTOCOLE EXPERIMENTAL DE WIND

Ce protocole est basé sur la norme ISO (The International Organisation for Standardisation) qui est une norme internationale indiquant une méthode de laboratoire pour la détermination simultanée de la conductivité hydraulique et des propriétés de rétention du sol. Elle est applicable seulement pour la mesure de la courbe de désorption. L'application de cette méthode est réservée aux échantillons de sol qui présentent une très grande homogénéité.

La méthode n'est pas applicable aux sols qui se rétractent dans l'intervalle de potentiel matriciel allant de $h_m = -0 \text{ cm}$ à $h_m = -800 \text{ cm}$. L'intervalle de la détermination de la conductivité hydraulique dépend du type de sol. Il est compris approximativement entre les valeurs de pressions matricielles allant de $h_m = -50 \text{ cm}$ à $h_m = -700 \text{ cm}$. Quant à celui de la détermination des propriétés de rétention de l'eau du sol, il se situe approximativement entre les valeurs $h_m = -0 \text{ cm}$ à $h_m = -800 \text{ cm}$.

❖ *Appareil :*

• *Equipement pour le prélèvement des échantillons :*

- Généralement, on utilise des cylindres en PVC de dimensions connues que l'on joint à un équipement d'enfoncement de ces cylindres dans le sol. D'ordinaire ces cylindres de prélèvement permettent de retenir l'échantillon tout le long de l'expérience et donc, d'y faire des trous pour l'enfoncement des tensiomètres. Les dimensions des échantillons de sol dépendent du type de sol et du but de la recherche. La hauteur des échantillons sera inférieur ou égale au diamètre, pour éviter l'acquisition de données superflues. Dans la plupart des cas, une hauteur de 8 cm et un diamètre de 10 cm sont convenables pour les sols non poreux. Il faudra tenir compte du phénomène de gonflement qui peut se produire durant la phase de saturation. Pour cela, prévoir quelques cm de plus sur la hauteur des tubes.

- Un récipient et de la maille de polyamide pour saturer les échantillons de sol
- Une balance, capable de peser la masse de l'échantillon de sol avec une précision de $\pm 0,1\%$

Une balance pour un échantillon pendant la durée de l'expérience est préférable afin de minimiser les risques d'erreurs

- Un système de tensiomètres, capable de mesurer les potentiels avec une précision supérieur à 1cm. Les longueurs des tensiomètres seront inférieurs à la moitié du diamètre de

l'échantillon. les diamètres des tensiomètres seront inférieurs à 0,1 fois la hauteur de l'échantillon.

- Equipement pour installer les tensiomètres : une tarière, ou bien un dispositif similaire, de dimensions convenables pour forer les trous auxquels les tensiomètres s'adaptent parfaitement, et des matériaux pour bien sceller le cylindre et le tensiomètre.
- Une étuve, capable de maintenir une température de $105 \pm 2^\circ\text{C}$.

❖ *prélèvement des échantillon :*

Il est essentiel d'utiliser que des échantillons de sol non remaniés, étant donné que la structure du sol a une forte influence sur ses propriétés hydrodynamiques. Utiliser un anneau tranchant au bord si des cylindres sont utilisés. Le cylindre est enfoncé dans le sol en frappant sur la plaque martyre (photo n°). Parfois il peut s'avérer nécessaire d'humidifier le sol avant le prélèvement pour faciliter l'enfoncement. recueillir soigneusement l'échantillon et éliminer le sol superflu. Le prélèvement doit être effectué avec beaucoup de soin afin de maintenir le caractère non remanié des sols



Photo n°1 Prélèvement des échantillons

❖ *préparation des l'échantillons :*

- séchage des échantillons à l'étuve à 105°C jusqu'à stabilisation du poids (24 heures minimum) ;

- mise en place des échantillons sortis de l'étuve dans un dessiccateur pour abaisser leur température à l'abri de l'humidité de l'air ;
- les tubes seront par la suite percés de trois trous de 5mm de diamètre. Ils seront placés sur une ligne verticale et disposés suivant la hauteur du tube.

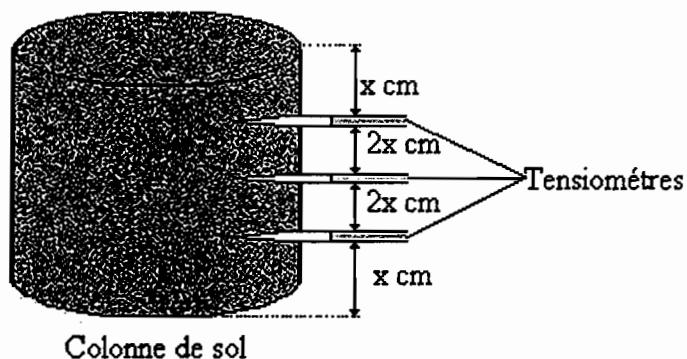


Figure n°1 disposition des tensiomètres

- détermination par pesée du poids sec de chaque échantillon après perçage des trous ; ces informations sont notées et seront utilisées pour les calculs.
- Phase de saturation des échantillons : pendant cette phase, l'échantillon est mis en contact à sa base avec une plaque poreuse placée au fond d'un plateau. Celui-ci est rempli d'eau déminéralisée jusqu'à 0,5 cm au dessus la base de la plaque poreuse. L'échantillon est par la suite couvert d'une plaque en verre pour diminuer l'évaporation. ce dispositif permet ainsi l'humectation des échantillons par capillarité jusqu'à l'état de saturation.

❖ *Préparation des tensiomètres :*

- Collage des bougies

Les tensiomètres utilisés sont constitués d'une bougie en céramique poreuse (de diamètre $\phi = 2\text{mm}$ et 15 mm de longueur) reliée à un capillaire en plastique. Pour assurer une bonne adhérence entre la bougie et le capillaire, on prendra soin d'utiliser une colle spéciale ; le temps de séchage est d'une journée ;

- Dégazage de l'eau

Pour éviter l'apparition de bulles d'air pouvant affecter le fonctionnement de l'appareil, il faut prendre soin de bien dégazer l'eau qui sera par la suite introduite dans les capillaires.

- Méthode de dégazage de l'eau :

L'eau est d'abord bouillie pendant une heure puis refroidie dans un récipient fermé, avant d'être introduite dans une bouteille pour être dégazée.

Cette bouteille est placée sur un agitateur et reliée à une pompe à vide afin d'extraire le maximum d'air. cette opération dure une dizaine d'heure.

- Saturation des bougies

- Méthode de saturation des bougies :

Les bougies sont placées dans la bouteille d'eau au moment où elle est mise en place sur l'agitateur. elles sont suspendues par un fil afin de ne pas toucher le fond de la bouteille ni le barreau qui est en mouvement. Cette opération a pour but de maximiser la sensibilité des bougies en éliminant les éventuelles bulles d'air contenues dans leurs pores.

NB Il est conseillé avant d'introduire les tensiomètres dans le sol de s'assurer de l'absence de bulles d'air à l'intérieur des capillaires. En effet la présence de bulles provoque le décrochement¹ prématûre des capteurs.

❖ *Etalonnage des capteurs :*

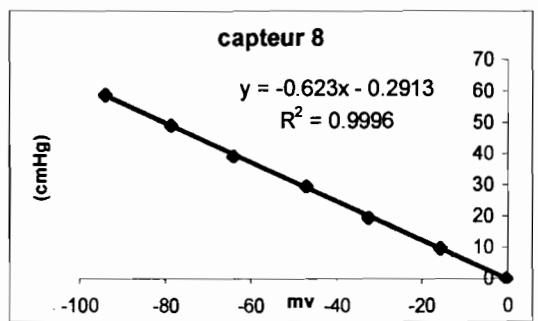
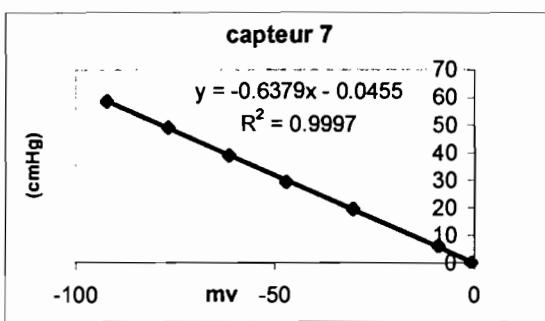
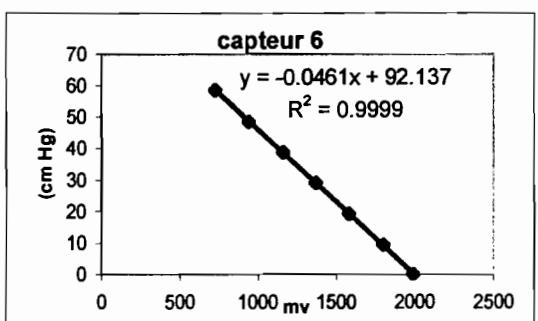
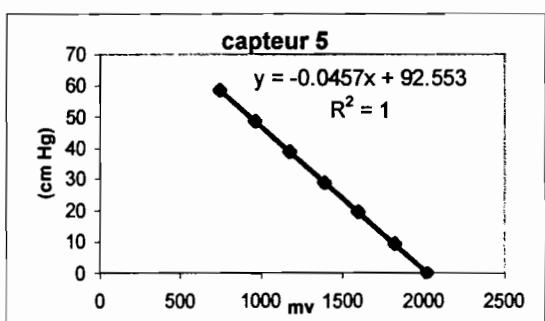
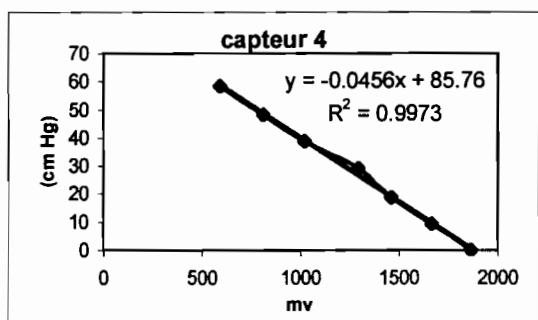
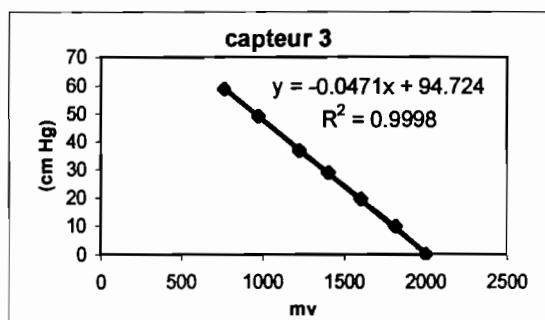
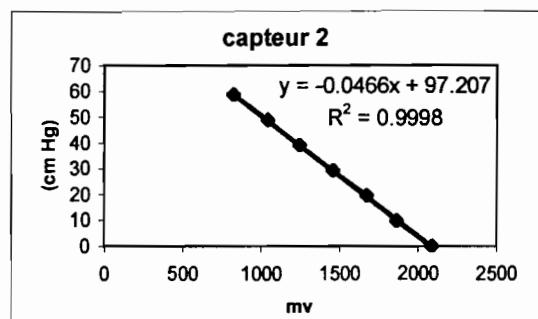
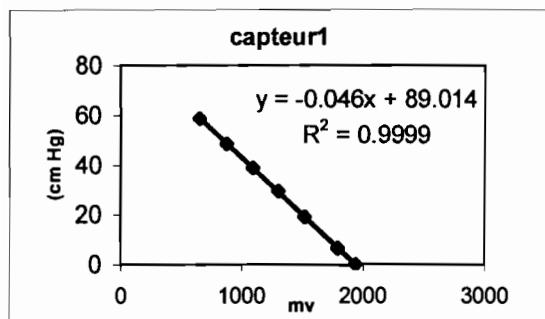
Cette opération doit être répétée régulièrement afin de contrôler les éventuelles dérives des capteurs de pression. Elle s'effectue dans les mêmes conditions de température que pour les mesures sur les échantillons et avec les portes de l'étuve fermées. Dans notre cas la température d'étalonnage est de 25°C.

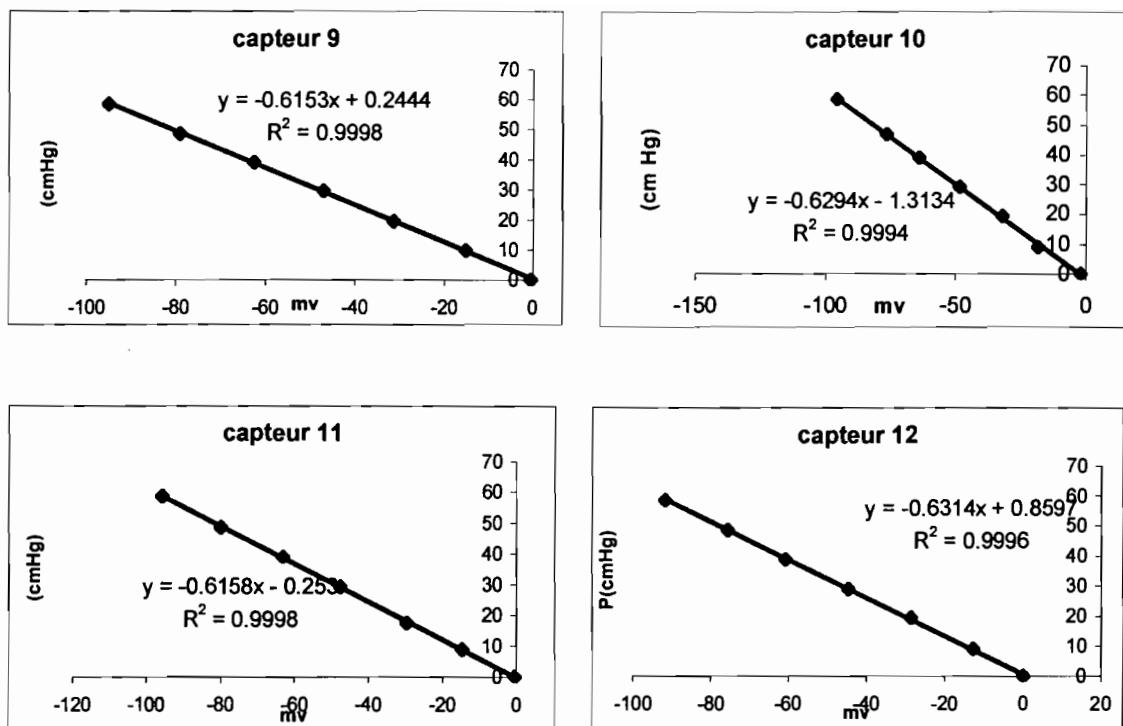
Cette opération permet de vérifier l'efficacité des capteurs utilisés et d'établir une relation mathématique entre les dépressions en cm de mercure (converties en mbar) et les tensions de sortie des capteurs en mV. Pour effectuer l'étalonnage des capteurs, nous utilisons le programme ETPRJL.

La procédure consiste à créer une dépression à l'aide d'une pompe à vide dans un manomètre à mercure et de noter la valeur correspondante en tension électrique. Ainsi, en variant la dépression, nous obtenons une série de données qui nous permettent de tracer les courbes d'étalonnage caractéristiques de chaque capteur.

¹ Décrochement : coupure de la liaison physique établie par l'eau entre le sol via le tensiomètre et la membrane du capteur électronique de tension

COURBES D'ETALONNAGE DES CAPTEURS DE TENSION





❖ *Mise en place des échantillons*

Après saturation, les échantillons sont placés sur leur balance respective afin de relever le poids à saturation avant la mise en place des tensiomètres dans l'échantillon. Ce poids sera utilisé dans les calculs qui suivront les mesures.

- Saturation des capillaires

Au moment de sa mise en place, le remplissage du capillaire est réalisé en aspirant l'eau dégazée avec une seringue. L'opération est complétée en chassant les éventuelles bulles d'air encore présentent avec un capillaire très fin introduit dans le capillaire qui est relié à la bougie.

- Introduction des tensiomètres dans les échantillons

Les tensiomètres sont mis en place dans les trous préalablement effectués dans les PVC de prélèvement. Ceux-ci sont enfoncés par pression jusqu'à pénétration totale du tensiomètre dans le sol.

- A l'étuve

L'étuve est réglé à 32°C afin d'assurer un séchage correct et progressif. Cette température doit rester constante afin de ne pas occasionner de biais sur le fonctionnement des capteurs qui sont très sensibles.

Les capteurs de pression sont alimentés en 10 mV continu. Les tubes de liaison des capteurs avec les capillaires des tensiomètres doivent être remplis d'eau dégazée. Ensuite, il est nécessaire de laisser un temps « d'équilibrage » entre les tensiomètres et le sol avant de faire démarrer le programme d'acquisition. nous avons pris un temps de 30 mn.



Photo 2 : Vue du dispositif expérimental

NB Durant toute cette opération, les échantillons doivent rester couvert jusqu'au démarrage.

❖ *Méthode de mesure*

Pour faire l'enregistrement, nous utilisons le programme WINDJL7 avec le logiciel Notebook. Les enregistrements de poids et de tensions sont effectués toutes les 15 minutes.

Le contact mécanique entre les équipements de la balance et les autres parties de l'appareil (par exemple tubage et balance) influe sur les mesures de poids de l'échantillon. il faut veiller à ce que ce contact mécanique soit le plus faible possible et invariable durant l'expérience.

L'acquisition des données doit se poursuivre tant que l'échantillon perd du poids ou que les tensiomètres ne sont pas « décrochés ».

Généralement le décrochement se produit entre $h = -800\text{cm}$ et -900cm

NB l'expérience dure plus longtemps pour les sables du fait de la plus grande quantité d'eau qui doit être évaporée avant d'atteindre un potentiel de pression de -800 cm .

Avant toute relance du programme pour une nouvelle phase d'acquisition, il faut impérativement relancer l'ordinateur pour éviter que le programme Notebook ne s'arrête pendant les mesures.

Il est également nécessaire de renommer les fichier de données afin d'assurer leurs classements et pour éviter qu'ils soient écrasés lors d'une nouvelle phase de mesure.

❖ *Traitement des données*

- Calculer la teneur en eau moyenne de la fraction de volume de l'échantillon de sol entier en utilisant l'équation :

$$\bar{\theta}_j = \frac{m_j - m_e}{\rho_w V} + \bar{\theta}_e \quad (9)$$

$\bar{\theta}_j$: est la teneur en eau moyenne dans la fraction de volume de l'échantillon de sol à la mesure j ;

$\bar{\theta}_e$: est la teneur en eau moyenne dans la fraction de volume de l'échantillon de sol à la fin de l'expérience ;

m_j : est la masse de l'échantillon de sol à la mesure j en kg ;

m_e : est la masse de l'échantillon de sol à la fin de l'expérience en kg ;

ρ_w : est la densité de l'eau en kg m^{-3} ;

V : est le volume de l'échantillon du sol en m^{-3}

On calcule ainsi la teneur en eau pour toutes les mesures.

- Calculer du potentiel de pression moyen dans l'échantillon de sol en utilisant l'équation :

$$\bar{h}_j = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n h_{ij} \quad (10)$$

\bar{h}_j : est le potentiel de pression moyen dans l'échantillon de sol à la mesure j en cm ;

h_{ij} : est le potentiel de pression du tensiomètre i de la mesure j en cm ;

n : est le nombre de tensiomètre ;

On calcule ainsi les potentiels de pression pour toutes les mesures.

- Etablir la courbe de continuité à partir des couples \bar{h}_j et $\bar{\theta}_j$ pour approximer la capacité de rétention.

- Calculer la teneur en eau estimé $\hat{\theta}_{ij}$ de la mesure j et du compartiment i, en utilisant le potentiel de pression mesuré h_{ij} et la capacité de rétention estimée.

Calculer cette dernière pour tous les compartiments.

- Calculer la teneur en eau moyenne estimée à la mesure j en utilisant l'équation :

$$\bar{\hat{\theta}}_j = \frac{1}{a} \sum a_i \hat{\theta}_{ij} \quad (11)$$

$\bar{\hat{\theta}}_{ij}^*$: est la teneur en eau moyenne estimée de l'échantillon j ;

$\hat{\theta}_{ij}$: est la teneur en eau estimée du compartiment i de la mesure j ;

a : est la hauteur totale de l'échantillon de sol, en cm

a_i : est la hauteur du compartiment i, en cm ;

Corriger $\hat{\theta}_{ij}$ de chaque compartiment en utilisant l'équation :

$$\hat{\theta}_{ij}^* = \frac{\bar{\hat{\theta}}_j}{\hat{\theta}_{ij}} * \hat{\theta}_{ij} \quad (12)$$

$\hat{\theta}_{ij}^*$: est la teneur en eau estimée corrigée du compartiment i à la mesure j ;

$\bar{\hat{\theta}}_j$: est la teneur en eau calculée en

On calcul ainsi $\bar{\hat{\theta}}_{ij}^*$ pour toutes les mesures

Etablir la courbe de continuité à partir du couple $(h_{ij}; \bar{\hat{\theta}}_{ij}^*)$ pour tous les compartiments et mesures, approximer la capacité de rétention .

- Repeter les calculs de jusqu'à ce l'amélioration ne soit significative. Les couples $(h_{ij}; \bar{\hat{\theta}}_{ij}^*)$ et la courbe de la dernière itération décrivent la capacité de rétention de la table et de la courbe respectivement.

- Calculer à la mesure j le gradient de potentiel de pression des compartiments adjacents i et $i+1$ en utilisant l'équation :

$$\frac{\Delta h}{\Delta z} = \frac{-\sqrt{(h_{i+1,j+1})(h_{i+1,j})} + \sqrt{(h_{i,j+1})(h_{i,j})}}{z_{i+1} - z_i} \quad (13)$$

$\frac{\Delta h}{\Delta z}$: est le gradient de potentiel de pression ;

z : est la coordonnée verticale en cm ;

z_i : est la position du tensiomètre dans le compartiment i en cm ;

z_{i+1} est la position du tensiomètre dans le compartiment $i+1$ en cm ;

$h_{i,j}$ est le potentiel de pression dans le compartiment i de la mesure j en cm ;

$h_{i,j+1}$ est le potentiel de pression dans le compartiment i de la mesure $j+1$ en cm

NB ne pas calculer une conductivité pour ces compartiments de la mesure j , si $\frac{\Delta h}{\Delta z}$ n'est pas de manière significative inférieur à -1.

Calculer les gradients pour les compartiments adjacents ($n-1$ fois).

- Calculer pour la mesure j , les densités de flux entre les compartiments adjacents i et $i+1$ en utilisant l'équation :

$$v_{i,j} = \frac{1}{t_{j+1} - t_j} \sum_{k=1}^i a_k (\hat{\theta}_{k,j} - \hat{\theta}_{k,j+1}) \quad (14)$$

$v_{i,j}$: est la densité de flux du compartiment i à $i+1$ entre les mesures j et $j+1$, en cm s^{-1}

t_j : durée de la mesure j , en s

a_k : est la taille du compartiment k ($k=1$ est le dernier compartiment), en cm ;

$\hat{\theta}_{k,j}$: est la teneur en eau estimée du compartiment k de la mesure j .

- Calculer la conductivité hydraulique en utilisant l'équation de Darcy :

$$K_{i,j}(\bar{h}_{i,j}) = -\frac{v_{i,j}}{\frac{\Delta h_h}{\Delta z}} = -\frac{v_{i,j}}{\frac{\Delta h}{\Delta z} + 1} \quad (15)$$

$K_{i,j}(\bar{h}_{i,j})$: est la conductivité à la pression $\bar{h}_{i,j}$, en cm s^{-1}

v_{ij} : est la densité de flux, calculée en cm s^{-1} ;

$\frac{\Delta h_h}{\Delta z}$ est le gradient de pression hydraulique;

$\frac{\Delta h}{\Delta z}$ est le gradient de pression, calculé en ;

Calculer la pression $\bar{h}_{i,j}$ en utilisant l'équation :

$$\bar{h}_{i,j} = -\sqrt[4]{(h_{i,j})(h_{i+1,j})(h_{i,j+1})(h_{i+1,j+1})} \quad (16)$$

Calculer la teneur en eau $\bar{\theta}_{i,j}$ en utilisant :

$$\bar{\theta}_{i,j} = \frac{1}{4}(\hat{\theta}_{i,j} + \hat{\theta}_{i+1,j} + \hat{\theta}_{i,j+1} + \hat{\theta}_{i+1,j+1}) \quad (17)$$

Répéter les calculs pour toutes les mesures (de 1 à j-1).

Remarques

Des conductivités ne peuvent pas être mesurées avec précision dans la partie humide de la caractéristique de conductivité, due à de petits gradients de potentiel de pression. les résultats obtenus avec cette norme peuvent être complétés avec des mesures de la conductivité à saturation et près de la saturation.

La précision dans la mesure des pressions a une grande influence sur le calcul de K à de petits gradients de pression (ou $dh/dz \approx 1$). Ceci peut mener à des résultats biaisés. Par conséquent, la conductivité peut être calculer seulement quand dh/dz est significativement différent de -1. Le calcul des propriétés de rétention n'est pas sensible à cette précision. Le type de courbe choisi pour les propriétés de rétention influence les résultats pour la teneur en eau et la conductivité hydraulique.