

ECOLE NATIONALE SUPERIEURE AGRONOMIQUE EL HARRACH
Thèse en vue de l'obtention du diplôme de Magister en Sciences Agronomiques
Spécialité : Science du sol
Option : Pédosphère

***PREDICTION DES PROPRIETES
HYDRIQUES DES SOLS D'ALGERIE PAR
LES FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT***

Présentée par : Melle DILMI AMAL
M. DRIDI B. Maître de conférence Directeur de thèse
Année Universitaire 2008/2009

Devant le jury composé de M. DAOUD Y. Professeur Président du Jury M. DJILI K. Professeur
Examineur M^{me} KOURGLI N. Chargée de cours Examinatrice

Table des matières

| | |
|--|----|
| Dédicace . . . | 5 |
| Remerciements . . . | 6 |
| Résumé . . . | 7 |
| Abstract . . . | 8 |
| Abréviations . . . | 9 |
| Introduction générale . . . | 10 |
| Partie I Synthèse bibliographique . . . | 12 |
| Chapitre I Fonctions de pédotransfert et estimation de la rétention en eau des sols . . . | 12 |
| Introduction . . . | 12 |
| 1. Estimation de la rétention en eau des sols . . . | 12 |
| 2. Modélisation des courbes de rétention en eau des sols . . . | 13 |
| 3. Etablissement des FPT à partir des caractéristiques du sol . . . | 18 |
| 4. Validation des FPT . . . | 20 |
| Conclusion . . . | 21 |
| Chapitre II Fonctionnement hydrique des sols . . . | 21 |
| Introduction . . . | 21 |
| I. L'eau dans le sol . . . | 22 |
| II. Utilisation de l'eau du sol par les plantes . . . | 28 |
| Conclusion . . . | 29 |
| Chapitre III Relation entre les caractéristiques du sol et la rétention en eau . . . | 30 |
| Introduction . . . | 30 |
| I. Relation entre les caractéristiques du sol et la rétention en eau . . . | 30 |
| Conclusion . . . | 40 |
| Partie II Matériel et méthodes . . . | 41 |
| Chapitre IV Matériel et méthodes . . . | 41 |
| I. Matériel d'étude . . . | 41 |
| II. Méthodes mises en oeuvre . . . | 42 |
| Partie III Résultats et discussions . . . | 51 |
| Chapitre V Analyse des résultats . . . | 51 |
| 1. Caractéristiques des sols . . . | 51 |
| 2. Variation des humidités caractéristiques sur l'ensemble des sols remaniés et non remaniés . . . | 52 |
| 3. Discussion . . . | 54 |
| Chapitre VI Relations sol-eau . . . | 54 |
| I. Courbes caractéristiques de rétention en eau . . . | 55 |
| II. Humidités caractéristiques des sols . . . | 66 |
| Chapitre VII Etablissement de fonctions de pédotransfert . . . | 69 |
| I. Fonctions de pédotransfert pour l'ensemble des sols . . . | 70 |
| Chapitre VIII Etablissement de fonctions de pédotransfert par texture . . . | 83 |
| 1. FPT pour les sols de texture argileuse ($A \geq 30\%$) . . . | 84 |

| | |
|---|-----|
| 2. FPT pour les de sols de texture non argileuse ($A \leq 30 \%$) . . | 85 |
| 3. Discussion . . | 87 |
| Chapitre X Prédiction de la réserve utile . . | 88 |
| 1. Réserve utile pour l'ensemble des sols . . | 89 |
| 2. Réserve utile par texture . . | 89 |
| 3. Discussion . . | 91 |
| Chapitre XI Validation des fonctions de pédotransfert établies . . | 92 |
| 1. Validation des FPT pour l'ensemble des sols . . | 93 |
| 2. Validation des FPT après une stratification texturale . . | 94 |
| 3. Validation des FPT pour la prédiction de la réserve utile . . | 94 |
| 4. Discussion . . | 95 |
| Chapitre XII Synthèse des résultats . . | 96 |
| 1. FPT établies pour l'ensemble des sols . . | 96 |
| 2. FPT établies pour les sols de texture argileuse . . | 97 |
| 3. FPT établies pour les sols de texture non argileuse . . | 98 |
| 4. FPT établies pour la prédiction de la réserve utile des sols . . | 99 |
| Conclusion générale . . | 100 |
| Références bibliographiques . . | 104 |
| Annexes . . | 110 |
| Annexe I Origines des échantillons de sols étudiés . . | 110 |
| Annexe II Teneurs en eau des sols à différents potentiels . . | 110 |
| Annexe III Validation des fonctions de pédotransfert . . | 113 |

Dédicace

*A mes parents A mes grands parents A mes frères et sœurs A toute ma famille Je dédie ce
modeste travail*

Remerciements

En tout premier lieu, je tiens à remercier vivement mon Directeur de thèse Monsieur B. Dridi Maître de conférence au Département de Science du Sol à l'Ecole Nationale Supérieure d'Agronomie (ENSA), pour avoir accepté de diriger cette thèse. Son dynamisme et ses compétences scientifiques ont largement contribué au travail effectué, il a toujours su se montrer très disponible. Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde gratitude.

Mes sincères remerciements vont également à Monsieur Y. Daoud Professeur au Département de Science du Sol à l'ENSA, pour l'honneur qu'il me fait en présidant le jury de soutenance, pour ses conseils et enseignements, je tiens à lui exprimer mon grand respect.

Mes plus vifs remerciements vont aussi :

A Monsieur K. Djili Professeur au Département de Science du Sol à l'ENSA, pour ses encouragements et pour avoir accepté de lire et de juger cette thèse.

A Madame N. Kourgli Chargée de cours au Département de Science du Sol à l'ENSA, pour ses conseils et ses encouragements et pour avoir accepté de lire et d'évaluer ce travail.

Mes remerciements vont aussi :

Au personnel du Département de science du sol de l'ENSA, pour leur aide et leurs encouragements.

Aux responsables de l'Institut National des Sols de l'Irrigation et du Drainage (INSID), pour leur aide.

A Monsieur K. Ouamer-Ali et Monsieur A. Kelou, pour leur aide précieuse et leurs conseils.

A tous mes enseignants qui m'ont transmis leur savoir et ont participé à ma formation.

A tous ceux qui ont contribué d'une manière ou d'une autre au bon déroulement de ma thèse.

J'aimerais remercier Samia et souheila pour leur aide, conseils, encouragements et soutien moral dans les moments les plus difficiles, qu'elles trouvent ici ma profonde reconnaissance.

Je remercie mes collègues et ami (es) : Zahida, Sonia, Ouiza, Faiza, Ouehab, Samir et Hakim, pour leurs aides et encouragements.

Je remercie aussi Monsieur A. Idir et Monsieur Y. Louadj pour leur aide

Enfin, Ma famille a été le milieu qui ma permis de mener à bien ce travail. Mes parents qui ont toujours suivi mon travail avec une grande affection, ils ne seront jamais assez remerciés.

Résumé

L'objectif principal de ce travail consiste à rechercher un modèle prédictif de rétention en eau des sols à différents potentiels par la mise en corrélation des caractéristiques des sols et de leurs propriétés hydriques.

Les principaux résultats ont révélé que les sols selon qu'ils soient remaniés ou non remaniés, présentent des teneurs en eau différentes particulièrement aux hauts potentiels. Le remaniement des sols modifie les résultats de façon importante et mène ainsi à une surestimation des teneurs en eau des sols à différents potentiels.

L'analyse par régressions multiples pour l'établissement des FPT à neuf valeurs de potentiel, montre que la qualité de la prédiction de la rétention en eau à différents potentiels, est améliorée avec l'introduction successive des caractéristiques du sol dans les équations de régressions et une classification par texture des sols. Les caractéristiques du sol ont des effets variables sur la teneur en eau selon le niveau du potentiel de l'eau. La densité apparente améliore la qualité de la prédiction alors que l'argile et la matière organique constituent les facteurs les plus importants de la rétention en eau. Cependant, l'introduction de la CEC dans les équations de régressions n'améliore pas l'estimation de la rétention en eau des sols.

De ce travail, il ressort que la prédiction des principales caractéristiques hydriques des sols d'Algérie peut être réalisée grâce à des relations statistiques à partir de leur composition granulométrique (argile, limon, sable), du taux de matière organique et de la densité apparente.

Mots clé : eau, fonctions de pédotransfert, texture, rétention en eau, potentiel, densité apparente.

Abstract

The principal aim of this work is to search a predictif model of soil water retention at differents potentials by the correlation between the soils characteristics and their hydric proprieties.

The main results revealed that soil depending on whether disturbed or not disturbed, shows a differents water contents especially in high potential. The disturbed soil changes significantly the results and lead to an overestimation of water contents at differents potentials.

The multiple regression analysis for the establishment of FPT at nine potential level, show that the quality of prediction of soil water retention at differents potentials was improved by the insertion of soil characteristics into the regression equations and soil textural classification. The soil characteristics had a variable effect upon the water contents depending in the level of water potential. In addition, the bulk density improve the quality of the prédiction while the clay and organic matter constitute the most important factor in the soil water retention, however, this work show that the insertion of the CEC into the regression equations don't improve the estimation of soils water retention.

From this work, it appears that the prediction of the principal hydric characteristics of soils in Algeria may be realized in sush a satisfactory way due to a statistical relationships from its textural fractions (clay, silt, sand), the rate of organic matter and the bulk density.

Keywords : water, pedotransfert functions, texture, water retention, potential, bulk density.

Abréviations

- A : Argile
- AL : Argilo-limoneux
- CEC : Capacité d'échange cationique
- CPT : Classes de pédotransfert
- CR : Capacité de rétention
- da : Densité apparente
- EMP : Erreur moyenne de prédiction
- ETP : Erreur type de prédiction
- FPT : Fonction de pédotransfert
- hPa : hecto-pascal
- L : Limoneux
- LA Limono-argileux
- LAS: Limo-argilo-sableux
- LF : Limon fin
- LG : Limon grossier
- LS : Limono-sableux
- MO : Matière organique
- NR : Non remaniés
- pfp : Point de flétrissement permanent
- R : Remaniés
- R^2 : Coefficient de détermination
- r : Coefficient de corrélation
- RU : Réserve utile
- W : Humidité pondérale
- $W_{4,2}$: Humidité au point de flétrissement permanent
- Wcr : Humidité à la capacité de rétention
- Wm : Humidité pondérale mesurée
- Wp : Humidité pondérale prédite

Introduction générale

Dans les régions arides et semi-arides, l'eau est le premier facteur limitant de la production agricole (Li *et al.*, 2007), par conséquent, les potentialités agricoles de ces régions sont limitées et ne permettent pas de faire face à l'augmentation actuelle de la population et de ses besoins alimentaires (Halilat et Tessier, 2000). De ce fait, rationaliser l'utilisation de cette ressource est impératif notamment par la compréhension de l'alimentation en eau des plantes, la connaissance des réserves hydriques ainsi que la détermination des teneurs en eau du sol sous des tensions données (Cornet, 1980).

Malgré les exigences des protocoles de prélèvement (sol à une teneur en eau proche de la capacité au champ) et de conservation des échantillons (absence de perturbation mécanique pour travailler sur des échantillons non remaniés), les propriétés de rétention en eau ont fait l'objet d'un très grand nombre de travaux dans le monde durant ces dernières décennies (Bastet *et al.*, 1998 ; Bruand *et al.*, 2002 ; Morvan *et al.*, 2004). Par ailleurs, la lourdeur et le coût des mesures rendent ces propriétés contraignantes à mesurer au laboratoire, alors que sur le terrain, il est difficile d'obtenir des valeurs sur une gamme de potentiels assez large pour étudier le comportement hydrique des sols (Bigorre, 2000). De ce fait, lorsqu'il s'agit de grandes étendues, il est difficile, voir impossible de mesurer ces propriétés. Pour répondre à la nécessité de comprendre les propriétés hydriques des sols, des études ont eu pour objet l'établissement de relations permettant de les estimer à partir de caractéristiques du sol plus aisément accessibles. Ces relations nommées fonctions de pédotransfert (FPT) sont pour l'essentiel des relations statistiques qui lient des propriétés du sol difficilement accessibles à des caractéristiques du sol souvent disponibles lors d'inventaires de sols (composition granulométrique, densité apparente, teneur en carbone organique, etc.) et constituent alors un outil d'estimation des propriétés de rétention en eau des sols (Al Majou *et al.*, 2005 ; Li *et al.*, 2007).

Dans ce sens, de nombreuses fonctions de pédotransfert ont été proposées dans la littérature internationale notamment celles de Petersen *et al.* (1968, a et b) ; Hall *et al.* (1977) ; Jamagne *et al.* (1977) ; Rawls *et al.* (1982) ; Bruand (1990) ; Arruays et Jamagne (1993) cités par Morvan *et al.* (2004). Ces chercheurs ont privilégié les rôles de la texture, de la matière organique et de la densité apparente dans la rétention de l'eau. Dans cette même approche, Gupta et Larson (1979) ; Batjes *et al.* (1996) in Bigorre, 2000 et Bruand *et al.* (1996) ont étendu leurs mesures respectivement à douze, dix et huit points de potentiels, ce qui permet ainsi d'accéder à la courbe entière de rétention de l'eau.

Jamagne *et al.* (1977 cités par Bastet *et al.*, 1998) ont relié chaque classe de texture associée à une densité apparente, une valeur d'humidité à la capacité au champ, une autre au point de flétrissement ainsi qu'une réserve utile. Petersen *et al.* (1968 a, b ; Manrique *et al.* 1991 in Bigorre, 2000) ont travaillé sur des échantillonnages très importants, supérieurs à 1000 individus, afin d'obtenir une bonne qualité de prédiction.

Cependant de nombreuses études ont montré l'inadéquation des fonctions de pédotransfert déjà établies à prévoir les propriétés de rétention en eau en dehors des régions dans lesquelles elles sont établies (Arrouyas et Jamagne, 1993 ; Li *et al.*, 2007). De ce fait, les résultats

actuellement disponibles, issus de travaux réalisés en Europe ou aux Etats-Unis ne peuvent être extrapolés aux sols d'Algérie.

Ces dernières années plusieurs auteurs ont perfectionné les outils de prédiction de la rétention en eau des sols par l'emploi de classes de pédotransfert (CPT). Celles-ci permettent d'estimer les propriétés hydriques après avoir regroupé et classé les sols selon leurs caractéristiques (Bruand *et al.*, 2002). Ces chercheurs ont proposé des CPT pour les teneurs en eau volumiques à 7 potentiels de l'eau variant de -10 hPa (pF 1) à $-15\ 000$ hPa (pF 4,2) en fonction, soit du type d'horizon et de sa texture, soit du type d'horizon, de sa texture et de sa densité apparente. Dans ce second cas, la prédiction des teneurs en eau volumiques est supposée être moins biaisée et plus précise.

En Algérie, plusieurs auteurs (Gheyi et Halitim, 1976 ; Daoud, 1993 ; Djili et Daoud, 2000 ; Djili et Daoud, 2001) ont procédé à la mise en corrélation de différentes caractéristiques du sol par les fonctions de pédotransfert. Cependant, l'étude des propriétés de rétention en eau par ces dernières n'a pas fait l'objet de travaux. Les causes étant nombreuses, notamment l'impossibilité d'effectuer des mesures sur la totalité des sols de notre pays en raison de la diversité et de la complexité des systèmes pédologiques, et par conséquent de la lourdeur des moyens à mettre en œuvre pour ce type de mesures ainsi que les coûts engendrés. Ainsi, le recours à des méthodes palliatives se trouve nécessaire.

Ce travail a été entrepris afin d'établir des fonctions de pédotransfert qui permettent de prédire les teneurs en eau des sols d'Algérie à 9 valeurs de potentiel. Celles-ci sont établies à partir de données courantes (granulométrie matière organique et densité apparente). Les sols ont été échantillonnés sur un transect Nord-sud dans le but de couvrir une gamme variée de sols représentatifs du territoire national à partir desquels les FPT établies peuvent être généralisables. Ces dernières vont permettre, dans un premier temps, de répondre aux besoins urgents de données sur le comportement hydrique des sols face au peu de données mesurées, et par la suite, d'ouvrir la voie à d'éventuelles recherches plus orientées car localisées.

Le présent document s'organise en trois parties, la première est consacrée à une revue bibliographique qui fait le point sur l'état des connaissances actuelles dans ce domaine. La deuxième partie présente le matériel et les méthodes d'études utilisés. Les résultats obtenus et leur discussion font l'objet de la troisième partie, qui se termine par une conclusion générale.

Partie I Synthèse bibliographique

Chapitre I Fonctions de pédotransfert et estimation de la rétention en eau des sols

Introduction

La connaissance des caractéristiques hydriques des sols présente un grand intérêt dans la détermination des besoins en eau des cultures irriguées (Willaime *et al.*, 1971). En raison de développement important de l'agriculture, les propriétés de rétention en eau des sols cultivés ont fait l'objet d'un grand nombre d'études (Tietje et Tapkenhinrichs, 1993 ; Kern, 1995 ; Wösten *et al.*, 1995 cités par Bruand *et al.*, 2002 ; Bastet *et al.*, 1998). Toutefois, les mesures de ces propriétés étant coûteuses et difficile à mettre en œuvre, alors les recherches se sont orientées vers l'estimation de la rétention en eau à partir des paramètres plus accessibles (Quentin *et a.*, 2001 ; Bruand *et al.*, 2002 ; Li *et al.*, 2007).

Au départ, il s'agissait surtout d'estimer les paramètres nécessaires au calcul de la réserve utile. Au cours des années 80, et face au progrès de la modélisation des transferts d'eau dans le sol, les exigences en précision des calculs sont devenues plus élevées, l'attention s'est alors portée sur l'ensemble de la courbe de rétention d'eau (Bigorre, 2000).

De ce fait, parmi les nombreuses études portant sur l'estimation des propriétés de rétention en eau des sols, beaucoup ont eu pour objectif l'établissement de fonctions de pédotransfert (Bruand *et al.*, 2002). Le terme de fonctions de pédotransfert (FPT) proposé par Bouma en 1989 a été adopté par la communauté spécialisée en science du sol (Bigorre, 2000).

Les fonctions de pédotransfert sont basées sur la recherche de relations mathématiques permettant de déduire les propriétés hydriques des sols à partir des caractéristiques connues ou aisément mesurables des sols (King *et al.*, 2003).

D'après Vauclin et Vachaud (1991), l'aptitude à décrire et prévoir quantitativement les transferts dans les couches superficielles du sol représente un objectif d'importance dans les domaines des sciences de l'environnement, de l'agronomie, de l'hydrogéologie, du génie civil et sanitaire. C'est en effet dans cette zone que se situent les réserves en eau utilisables par les plantes et qu'a lieu, l'essentiel des transferts.

1. Estimation de la rétention en eau des sols

Pour pallier à une connaissance insuffisante des propriétés de rétention en eau des sols, l'estimation de ces propriétés a fait l'objet de très nombreux travaux depuis plusieurs années (Bruand *et al.*, 2002). Ainsi, un grand nombre de méthodes ont été développées par de nombreuses équipes de recherches de part le monde. De nos jours, la modélisation des courbes de rétention en eau en utilisant plusieurs types de modèles, suivant l'objectif et le domaine d'application, constitue un des outils les plus utilisés.

2. Modélisation des courbes de rétention en eau des sols

Afin de modéliser les courbes de rétention en eau en fonction du potentiel matriciel, trois grands types d'approches ont été développées : les modèles mathématiques empiriques, les modèles structuraux fractals et les fonctions de pédotransfert (Gomendy *et al.*, 1996).

2.1. Les modèles mathématiques empiriques

Cette approche consiste à sélectionner une fonction mathématique dont les valeurs des paramètres sont déterminées par régression non-linéaire sur les données étudiées (Brooks et Corey, 1964 ; Campbell, 1974 ; Van Genuchten, 1980 ; De Jong 1983 ; Saxton *et al.*, 1986 ; Sala et Tessier, 1994 in Bigorre, 2000).

D'après plusieurs auteurs (Gomendy *et al.*, 1996 ; Medina *et al.*, 2002 ; Haverkamp *et al.*, 2005), les fonctions mathématiques les plus largement utilisées sont celles de Brooks et Corey (1964) et de Van Genuchten (1980).

Brooks et Corey (1964) cité par Gomendy *et al.* (1996), ont proposé de scinder la courbe en deux parties. De la saturation jusqu'au point d'entrée d'air, la teneur en eau est supposée constante. Au-delà du point d'entrée d'air, la teneur en eau est donnée par une fonction puissance :

$$\begin{aligned} \theta(h) &= \theta_s & h_a/h < 1 \\ (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) &= (h_a/h)^\lambda = S_e & h_a/h \geq 1 \end{aligned} \quad (1)$$

Où :

θ (mesurée), θ_s et θ_r (déterminés par ajustement de la courbe de rétention d'eau) sont les teneurs volumiques de l'eau du sol correspondant à un potentiel matriciel (h) à la saturation et à la saturation résiduelle (souvent prise égale à 0),

h_a = potentiel au point d'entrée d'air,

S_e = taux de saturation effectif,

λ = varie selon la texture et permet de rendre compte de la distribution de la taille des pores.

L'inconvénient de ce modèle est qu'il présente une discontinuité lorsque $h = h_a$, c'est à dire, une rupture de pente brusque située au niveau du point d'entrée d'air. Ceci empêche parfois une convergence rapide des schémas de résolution numérique (Paris, 2004).

Selon plusieurs auteurs (Haverkamp *et al.*, 2005 ; Li *et al.*, 2007), le modèle de Van Genuchten (1980) est le plus couramment utilisé de part sa simplicité et la possibilité de dériver l'équation pour le calcul de la conductivité hydraulique :

$$(\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) = (1 + \alpha h)^{-n} \quad (2)$$

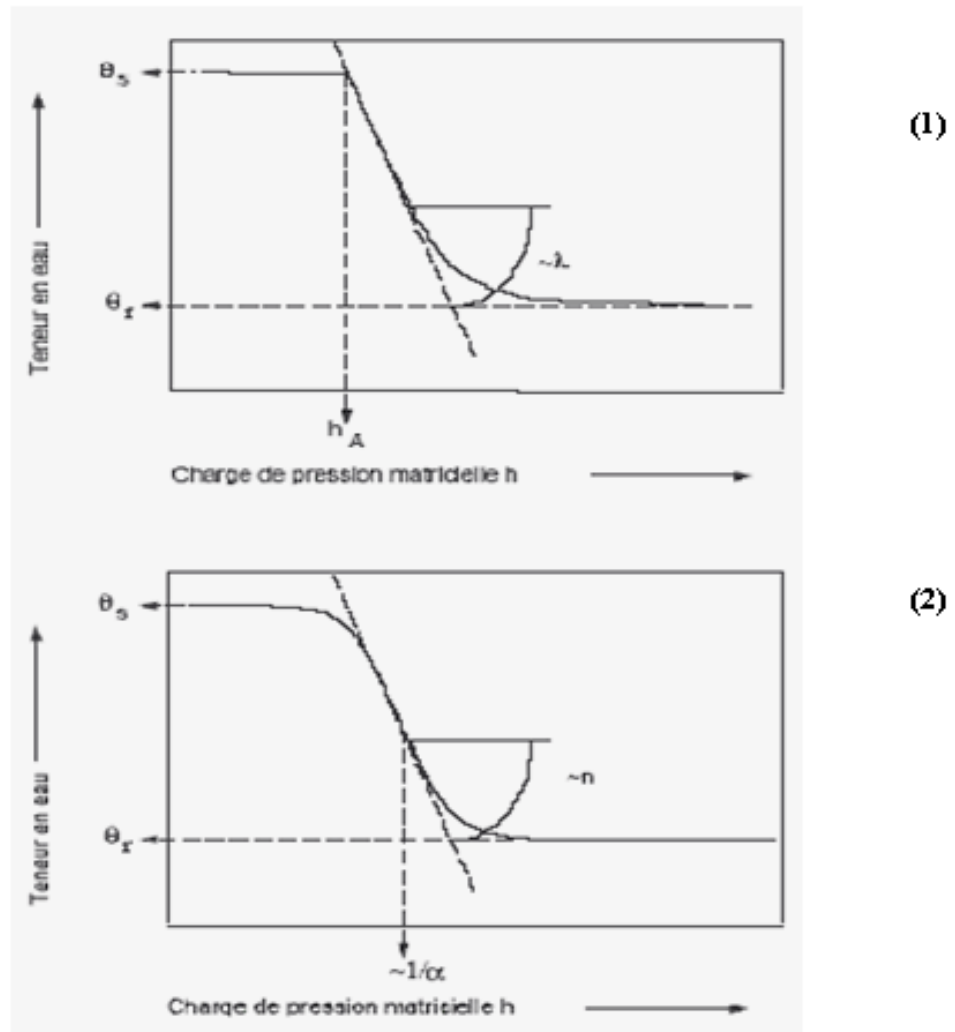
Où :

α , n et m sont des paramètres d'ajustement des courbes de rétention d'eau.

La forme analytique de ce modèle permet de mieux rendre compte de l'existence du point d'inflexion sur les courbes h (θ) et des changements de pente autour de celui-

ci (Bastet, *et al.*, 1998). Néanmoins, ce modèle a été testé essentiellement avec des échantillons de texture grossière et moyenne, mais il reste à valider le modèle pour des sols de texture fine. Ainsi, à de faibles teneurs en eau du sol, les résultats obtenus ne sont pas satisfaisants (Assouline, 1998 in Paris, 2004).

Ces auteurs associent la courbe de rétention d'eau à une courbe mathématique par ajustement de 3 ou 4 paramètres (Figure 1). La courbe de rétention d'eau prend généralement la forme d'une sigmoïde, dont les paramètres de forme évoluent en fonction de la texture et de la structure du sol (Bigorre, 2000).



(1) Model de Brooks et Corey (1964)
 (2) Model de Van Genuchten (1980)

Figure 1. Models de la rétention en eau

(Vanclouster, 2003)

Selon Bigorre (2000), de nombreux modèles ont été proposés par plusieurs auteurs notamment, Campbell (1974) ; De Jong (1983) ; Saxton *et al.* (1986). Des fonctions continues dérivables sur l'ensemble du domaine de potentiel matriciel ont été proposées aussi (Sala et Tessier, 1994).

2.2. Les modèles structuraux fractals

L'approche fractale (Mandelbrot, 1982 ; Feder, 1988 ; Gouyet, 1992 cités par Gomendy *et al.*, 1996) permettrait de modéliser les courbes de rétention d'eau à l'aide d'invariants d'échelle : les dimensions fractales. Le principe de cette approche est basé sur la relation existante entre la distribution en taille cumulative des particules du sol et la dimension fractale de la distribution en taille des particules (Medina *et al.*, 2002). De façon pionnière, De Gennes (1985) cité par Gomendy *et al.*, (1996) avait simulé le remplissage par un liquide mouillant, deux familles différentes de milieux poreux modèles à interfaces solides-pores. Dans chaque cas, utilisant la loi de Laplace, il avait obtenu les proportionnalités suivantes :

$$S \propto P^{D_s - 3}$$

$$\theta(P) / \theta_s \propto (P_{\min}/P)^{3 - D_s}$$

Où

S : $\theta(P)/\theta_s$ est le taux de saturation ,

D_s : est la dimension fractale de l'interface solides-pores,

P : le potentiel matriciel,

P_{\min} : la pression d'entrée d'air.

Un autre modèle fractal des courbes de rétention d'eau est le modèle fractal de fragmentation incomplète de Rieu et Sposito (1991a, b) cités par Bird et Perrier (2003), dans lequel D_r est une dimension fractale de masse solide (Bird et Perrier, 2003) :

$$\theta = \theta_s - 1 + (h / h_{\min})^{D-3}$$

Ce modèle a été validé sur une gamme de données structurales et hydriques obtenues sur un seul sol limoneux (Rieu et Sposito, 1991b cités par Bird et Perrier, 2003) ainsi que par des simulations numériques de drainage d'un liquide mouillant dans des réseaux fissurés connectés fractals (Perrier, 1994 cité par Gomendy *et al.*, 1996).

D'autres modèles utilisant cette approche ont été développés par plusieurs auteurs, par exemple Bird et Perrier (2003) ont développé l'approche fractale pour modéliser les variations de porosité et de densité apparente dans le sol en fonction de la dimension fractale de masse solide.

De nombreux modèles ont été aussi développés afin d'assimiler le sol à un milieu fragmenté, dont les propriétés hydriques et hydrodynamiques sont régies par une géométrie à caractère fractal (Tyler et Wheatcraft, 1989 ; Perfect et Kay, 1991 ; Rieu et Sposito, 1991 a, b ; Comegna *et al.*, 1998 in Bigorre, 2000).

La difficulté est cependant de rendre compte des changements dans le volume poral liés au retrait-gonflement. Ainsi, les fractales restent trop souvent un mode de représentation statique du sol (Bigorre, 2000).

2.3. Les fonctions de pédotransfert (FPT)

De nombreuses fonctions de pédotransfert (FPT) ont été proposées dans la littérature, notamment en ce qui concerne les propriétés de rétention en eau (Morvan *et al.*, 2004). Les fonctions de pédotransfert ont, généralement, la forme d'une relation mathématique entre une teneur en eau volumique (θ) ou massique (w) à une valeur de potentiel donnée et des caractéristiques du sol (Bruand *et al.*, 2002). Elles peuvent aussi avoir la forme d'une relation mathématique entre d'une part, les paramètres d'un modèle de courbes décrivant les variations de θ en fonction du potentiel et, d'autre part, des caractéristiques du sol aisément accessibles (De Jong *et al.*, 1983 ; Cosby *et al.*, 1984 ; Rawls et Brakensiek, 1985 ; Saxton *et al.*, 1986 ; Verecken *et al.*, 1989 cités par Bruand *et al.*, 2002). De telles caractéristiques sont le plus souvent la composition granulométrique, la teneur en carbone organique, la matière organique et la densité apparente du sol (Haverkamp *et al.*, 2005). Les FPT ont classiquement été élaborées au moyen de régressions multiples (Hall *et al.*, 1977 ; Jamagne *et al.*, 1977 ; Gupta et Larson, 1979 ; Rawls *et al.*, 1982 cités par Bastet *et al.*, 1998).

Ainsi, plusieurs FPT sont citées dans la littérature, car elles sont considérées comme étant des références (Morvan *et al.*, 2004) :

2.3.1. Les FPT de Hall *et al.* (1977)

En raison des différences de structures entre les horizons, ces auteurs ont développé des FPT sur deux groupes d'horizons, les horizons de surface (*topsoil*) et ceux de sub-surface (*subsoil*). La teneur en eau volumique (θ) peut être estimée pour 5 valeurs de potentiel (-50, -100, -400, -2000 et -15000 hPa). Les caractéristiques et propriétés du sol prises en compte sont les teneurs en argile (*Ar*), en limon (*Li*), en carbone organique (*CO*) et la densité apparente de l'horizon (*Da,h*). La teneur en carbone organique n'est prise en compte que pour les horizons de surface. Les FPT sont par conséquent de la forme suivante :

$$\theta = a (Ar) + b (Li) + c (CO) + d (D a,h)$$

Les valeurs des paramètres *a*, *b*, *c* et *d* varient selon le type d'horizon (horizon de surface ou de sub-surface) et la valeur du potentiel. Ces fonctions ont été établies à partir de 825 sols du centre de la Grande Bretagne dont une proportion élevée correspond à des sols hydromorphes.

2.3.2. Les FPT de Jamagne *et al.* (1977)

Les valeurs de θ proposées par Jamagne *et al.* (1977) cités par Morvan *et al.* (2004), pour le point de flétrissement et la capacité au champ des sols en fonction de leur texture constituent des classes de pédotransfert. Seule l'appartenance à une classe de texture est nécessaire ; une valeur de *Da,h* unique est ensuite proposée par classe de texture pour transformer les valeurs de *W* en θ .

2.3.3. Les FPT de Gupta et Larson (1979)

Ces auteurs accroissent le nombre de potentiels (*h*) pour lesquels θ peut être estimée à l'aide de FPT. Ces fonctions sont de la forme

$$\theta = b (Sa) + c (Li) + d (Ar) + e (MO) + f (D a)$$

Ils proposent ainsi des FPT pour douze valeurs de *h* variant de -40 à -15000 hPa. Elles ont été établies à la suite d'analyses par régression multiple et présentent une ordonnée à l'origine nulle (Bastet *et al.*, 1998).

2.3.4. Les FPT de Rawls *et al.* (1982)

Les horizons de sol pris en compte étant issus de nombreuses études. Les caractéristiques et propriétés du sol utilisées par Rawls *et al.* (1982 cités par Morvan *et al.*, 2004) sont la granulométrie, la teneur en matière organique et la densité apparente. Pour chaque valeur de potentiel matriciel étudié, les FPT ont la forme générale suivante :

$$\theta = a + b (Sa) + c (Li) + d (Ar) + e (MO) + f (Da,h) + g (\theta_{330}) + h (\theta_{15000})$$

Ou :

MO et Sa : teneurs en matière organique et en sable en (%) ;

θ_{330} et θ_{15000} : teneurs en eau volumiques respectivement à -330 hPa et -15 000 hPa.

Rawls *et al.* (1982) proposent en fait trois modèles de FPT :

- des FPT établies par régression multiple à partir de la composition granulométrique, la teneur en matière organique et la densité apparente Da,h (modèle I) ;
- des FPT prenant en compte la composition granulométrique, la teneur en matière organique, Da,h et θ_{330} (modèle II) ;
- enfin, des FPT prenant en compte la composition granulométrique, la teneur en matière organique, Da,h , θ_{330} et θ_{15000} (modèle III).

D'après Rawls (1982) cité par Morvan *et al.* (2004), la prise en compte de θ_{330} et θ_{15000} améliore la qualité des estimations. Cependant, θ_{330} et θ_{15000} ne peuvent pas être considérées comme des caractéristiques de constitution du sol aisément accessibles.

2.3.5. Les FPT de Vereecken *et al.* (1989)

Contrairement aux FPT précédentes, celles proposées par Vereecken *et al.* (1989) permettent de calculer les paramètres d'un modèle de courbe décrivant de façon continue les variations de θ en fonction du potentiel (Morvan *et al.*, 2004). Selon Bastet *et al.* (1998), cette équation est assimilée à une forme réduite de celle proposée par Van Genuchten (1980), elle a été initialement proposée par Brutsaert (1966) et Endelman *et al.* (1974) :

$$(\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) = (1 + \alpha h)^n - 1$$

Ces auteurs ont établi des FPT pour les 4 paramètres du modèle de Van Genuchten (1980) cité par Bastet *et al.* (1998). Ces FPT ont été établies par régressions multiples (tableau I) avec les teneurs en argile (Ar), sable (Sa) et carbone organique (CO) ainsi que la densité apparente (Da).

| | $(\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) = (1 + \alpha h)^n - 1$ | |
|------------|--|-------|
| Paramètres | Equations de régressions | r^2 |
| θ_s | $0,81 - 0,283 (Da) + 0,001 (Ar)$ | 0,85 |
| θ_r | $0,015 + 0,005 (Ar) + 0,014 (CO)$ | 0,7 |
| α | $\exp[-2,486 + 0,025 (Sa) - 0,351 (CO) - 2,617 (Da) - 0,023 (Ar)]$ | 0,68 |
| n | $\exp[0,053 - 0,009 (Sa) - 0,013 (Ar) + 0,00015 (Sa)^2]$ | 0,56 |

Tableau I. FPT associées aux paramètres mathématiques
(Vereecken *et al.*, 1989) représentatives de la courbe $\theta(h)$

(Bastet *et al.*, 1998)

2.3.6. Les FPT de Bastet (1999)

L'étude a porté surtout sur des horizons profonds, les équations de régressions multiples ont été établies pour 6 valeurs de potentiel : -10, -33, -100, -330, -1000, -3300 et -15000 hPa. Bastet (1999) cité par Morvan *et al.* (2004), a utilisé comme caractéristiques du sol, les teneurs en argile (*Ar*), limon (*Li*) et carbone organique (*CO*) ainsi que la densité apparente (*Da,h*). Les FPT permettent d'estimer la teneur en eau massique (*W*) et sont de la forme :

$$W = a + b (Ar) + c (Li) + d (CO) + e (D a,h).$$

Cet auteur a établi, dans un premier temps, des FPT sur l'ensemble des données dont il disposait (modèle I). Dans un second temps, il a effectué une classification des sols par classe de texture (modèle II) préalablement à l'établissement des FPT, classification qui apporte une amélioration sensible à la qualité des estimations.

2.3.7. Les FPT de Bruand *et al.* (2002)

Les FPT proposées par Bruand *et al.* (2002) permettent d'estimer θ pour 7 valeurs de potentiel en fonction de la seule appartenance des sols à des classes de texture (modèle I), ou de l'appartenance des sols à des classes combinant texture et densité apparente, à l'échelle de mottes de dimensions centimétriques (modèle II). En faisant apparaître 2 à 5 valeurs de densité apparente sur mottes (*Da,m*) pour chaque classe de texture, Bruand *et al.* (2002) généralisent la prise en compte de la composition du sol (composition granulométrique) et de sa structure (densité apparente). Ces FPT ne sont pas des fonctions de pédotransfert au sens habituel puisqu'il ne s'agit pas de relations mathématiques établies par régression, il s'agit en revanche de classes de pédotransfert (CPT).

3. Etablissement des FPT à partir des caractéristiques du sol

Pour établir des FPT, il est nécessaire de connaître les propriétés de rétention en eau et les caractéristiques de constitution (composition granulométrique, teneur en carbone organique, densité apparente, etc.) d'un ensemble d'horizons (Bastet *et al.*, 1998). Or, le nombre d'horizons pour établir les FPT ainsi que la nature et l'origine de ces horizons sont très variables.

3.1. Origine et nature des sols étudiés

Les sols utilisés pour l'établissement des FPT sont issus de régions très différentes (tableau II). La plupart des études ont porté sur des sols du continent nord-américain. En Europe, les premières études ont concerné le Royaume uni, par la suite elles se sont généralisées aux autres pays d'Europe du Nord. En Afrique, les études restent limitées, néanmoins, Combeau et Quantin (1963) cités par Bastet *et al.* (1998), établissent des FPT pour des sols ferrallitiques du Nigéria et de Sierra-Leone. Des FPT ont aussi été établies pour les sols d'Afrique du sud. D'autres FPT ont été établies à partir d'un ensemble de sols provenant d'Amérique du sud, d'Afrique et d'Asie du sud-est (Bastet *et al.*, 1998).

Par ailleurs, d'après Bruand *et al.* (2002), certaines FPT proposées dans la littérature avaient été établies à partir de mesures réalisées sur des sols dont la composition est connue de façon imprécise.

| Auteurs | Nombre d'horizons | Origine des sols | Etat des échantillons |
|--------------------------------|-------------------|------------------|-----------------------|
| Petersen <i>et al.</i> (1968a) | 1267 | E.U. | Remanié/non remanié |
| Petersen <i>et al.</i> (1968b) | 401 | E.U. | Remanié/non remanié |
| Renger (1971) | 450 | D | Non remanié |
| Hall <i>et al.</i> (1977) | 825 | G.B. | Non remanié |
| Gupta <i>et al.</i> (1979) | 43 | E.U. | Remanié |
| Rawls <i>et al.</i> (1982) | 2541 | E.U. | Non précisé |
| De Jong <i>et al.</i> (1983) | 64 | CAN | Remanié |
| Cosby <i>et al.</i> (1984) | 1448 | E.U. | Non précisé. |
| Puckett <i>et al.</i> (1985) | 42 | E.U. | Non remanié |
| Vereecken <i>et al.</i> (1989) | 182 | B | Non remanié |

Tableau II. Caractéristiques et nombre d'horizons utilisés pour établir les FPT les plus connues

(Bastet *et al.*, 1998)

3.2. Nombre de sols utilisés dans le calcul des FPT et leur caractère remanié/non remanié

Suivant les études, les FPT ont nécessité pour leur établissement, un nombre d'horizons très variable (tableau II). De telles différences ont des conséquences importantes sur le mode et sur la qualité des estimations que l'on obtient (Bastet *et al.*, 1998). Ainsi, Gupta *et al.* (1979) cités par Bastet *et al.* (1998), dont les FPT sont les plus citées, les ont établies à partir de 130 horizons de surface mélangés à d'autres matériaux (43 horizons artificiels). Rawls *et al.* (1982) cités par Bastet *et al.* (1998), quant à eux, ont utilisés plus de 2500 pour des FPT de forme mathématique. Généralement, les études portent sur un nombre d'horizons variant de 150 et 200.

Le caractère remanié et non remanié des échantillons utilisés joue aussi un rôle important dans la qualité des FPT. Ainsi, Bigorre (2000) a signalé que les bases de données issues de travaux antérieurs sont essentiellement constituées de données obtenues sur des échantillons remaniés (tamisés à 2 mm). La distorsion introduite par le séchage et le tamisage est en effet très variable et dépend du type de sol et de la valeur de h . De ce fait, les propriétés de rétention en eau déterminées ne peuvent être directement reliées à celles des horizons dont sont issus les échantillons (Bruand *et al.*, 1996). Aujourd'hui, beaucoup de bases regroupent des données mixtes (sols remaniés/non remaniés), souvent sans précision sur les méthodes utilisées (Bigorre, 2000).

Actuellement, la tendance est à l'établissement de FPT à partir d'un nombre croissant d'horizons en regroupant les données acquises par différentes équipes, voir par différents

pays. L'utilisation d'échantillons non remaniés conservés à la teneur en eau lors du prélèvement (proche de la capacité au champ) s'est aussi très largement généralisée (Bastet *et al.*, 1998).

4. Validation des FPT

Plusieurs auteurs ont cherché à évaluer l'efficacité d'un certain nombre de FPT (Bruand *et al.*, 2002 ; Morvan *et al.*, 2004).

Kern (1995) cité par Bastet *et al.* (1998), teste l'efficacité de six FPT qu'il estime comme étant les plus citées dans la littérature et s'intéresse à l'humidité volumique des potentiels -100, -300 et -15000 hPa. Le critère utilisé pour comparer les FPT est l'erreur moyenne (EM) et l'écart type (SD) associé à l'EM. Il note que les FPT de Gupta et Larson (1979) et de Rawls *et al.* (1982) surestiment θ dès lors que $\theta > 0,4 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. Par ailleurs, θ_{100} calculée est quelque soit la FPT utilisée, surestimée par rapport à θ_{100} mesurée dès que $\theta < 0,1 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$.

D'après le même auteur, les performances de la FPT proposée par Vereecken *et al.* (1989) pour θ_{15000} sont néanmoins inférieures à celles obtenues pour θ_{100} et θ_{330} , avec une tendance à la sous-estimation des valeurs de θ . De même, la FPT de De Jong *et al.* (1983), a tendance à sous-estimer les valeurs de θ contrairement à celle proposée par Gupta et Larson (1979) qui a une nette tendance à les surestimer.

Aussi, Bastet *et al.*, (1999) cités par Bruand *et al.* (2002), ont testé un ensemble de FPT parmi les plus utilisées et ont ainsi calculé les propriétés de rétention en eau d'un ensemble de sols issus du bassin de Paris et de la région Languedoc-Roussillon. La comparaison des teneurs en eau calculées à celles mesurées a montré que l'erreur moyenne de prédiction était fréquemment supérieure en valeur absolue à $0,04 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$.

Pour leur part, Bruand *et al.* (2002) ont comparé les teneurs en eau à la capacité au champ et au point de flétrissement proposés par Jamagne *et al.* (1977) à celle déterminée, respectivement à -100 hPa et à -15000 hPa dans leur étude sur l'estimation des propriétés de rétention en eau des sols. L'erreur moyenne de prédiction, toutes textures réunies est de 0,054 g/g pour la capacité au champ et de 0,024 g/g pour le point de flétrissement avec une précision respectivement de 0,028 g/g et de 0,018 g/g. Les valeurs proposées par Jamagne *et al.* (1977 cités par Bruand *et al.* 2002), conduisent donc à une surestimation de la teneur en eau à la capacité au champ.

Après stratification par classe de composition granulométrique (CPT), Bruand *et al.* (2002) ont observé que globalement, les CPT sous-estiment la teneur en eau à -330 et -15000 hPa de respectivement de 0,006 et 0,009 g/g. Quant à la précision, elle est de respectivement de 0,036 et 0,028 g/g pour ces deux valeurs de potentiel. Après stratification par classe de composition granulométrique et densité apparente, les résultats obtenus étaient presque identiques à celles obtenues après stratification texturale pour toutes textures confondues. En revanche, en tenant compte de l'état structural des sols, les CPT améliorent la précision de l'estimation. L'écart type de prédiction passe de 0,036 à 0,020 g/g à -330 hPa et de 0,028 à 0,021 g/g à -15000 hPa. Il a par conséquent été réduit de respectivement 44 % et 25 %.

Ainsi, les résultats obtenus par de nombreux auteurs montrent de grandes disparités dans la qualité des estimations. La validité des FPT établies par voie statistique apparaît

étroitement liée à la nature des sols utilisés pour les établir. Lorsque les FPT sont établies à partir d'un nombre élevé de sols couvrant une grande variabilité, elles peuvent être donc applicables à une même gamme de variabilité de sols (Bruand *et al.*, 2002).

Les résultats de validation montrent que dans ce cas, les FPT permettent d'estimer de façon satisfaisante la moyenne des propriétés de rétention en eau d'un autre ensemble de sols mais en revanche, de façon très inégale celles d'un sol particulier (Bastet *et al.*, 1998). Toutefois, l'amélioration de la précision obtenue par Bruand *et al.* (2002) a montré en effet la nécessité de prendre en compte l'état structural des horizons lors de l'estimation de leurs propriétés de rétention en eau.

Conclusion

L'analyse de cette revue bibliographique montre une importante diversité d'approches pour l'établissement des FPT. Ces dernières sont basées sur la recherche de relations mathématiques permettant de déduire les propriétés hydriques des sols à partir des caractéristiques connues ou aisément mesurables des sols.

Les FPT établies à partir d'échantillons prélevés sur des sols couvrant des surfaces importantes, peuvent être applicables à une même gamme de variabilité de sols, elles permettent d'estimer de façon convenable la moyenne des propriétés de rétention en eau d'un autre ensemble de sols. Cependant, celles-ci deviennent imprécises dans le cas d'un sol ou d'une région spécifique.

Plusieurs auteurs ont relevé que les FPT établies avec des sols, dont le matériau parental, les conditions de pédogenèse et la localisation géographique sont similaires, conduisaient généralement à des estimations de meilleure qualité (Morvan *et al.*, 2004). Or, suivant les études, le nombre d'horizons utilisés pour établir des FPT ainsi que la nature de ces horizons sont très variables (Bastet *et al.*, 1998).

Par conséquent, de nouvelles approches ont été développées par plusieurs auteurs (Bruand *et al.*, 2002 ; Morvan *et al.*, 2004 ; Li *et al.*, 2007) afin d'améliorer la qualité de prédiction. Dans leur étude Bastet *et al.* (1998) ont suggéré l'utilisation d'un nombre élevé d'horizons et des échantillons non remaniés au lieu des échantillons remaniés, pour améliorer l'estimation des propriétés hydriques des sols par les fonctions de pédotransfert.

Chapitre II Fonctionnement hydrique des sols

Introduction

La connaissance des propriétés hydriques des sols, est nécessaire à la description des transferts d'eau et de solutés (Morvan *et al.*, 2004). En effet, le sol joue un rôle de rétention déterminant puisqu'il constitue le substrat des cultures et conditionne ainsi les prélèvements d'eau et de nutriments. Il est également le siège de phénomènes d'adsorption, de filtration physique et de dégradation biologique (Van Duijvenbodden, 1998 cité par Laurent et Rossignol, 2003). Il stocke par ailleurs l'eau libre et les solutés dont il se charge avant qu'ils ne soient absorbés par la végétation, il forme ainsi un compartiment essentiel de rétention (Laurent et Rossignol, 2003).

Pour les végétaux, l'eau effectivement disponible dépend en premier lieu de l'énergie avec laquelle elle est retenue (Tessier *et al.*, 1996). Par ailleurs, la rétention en eau dépend des propriétés des sols, celles-ci sont extrêmement variées par leur composition chimique, minéralogique, leur épaisseur et leurs propriétés mécaniques (Gaume, 2005).

I. L'eau dans le sol

Un élément constamment présent dans le sol, en plus ou moins grande quantité, est l'eau. C'est la présence de l'eau qui permet le développement de la végétation et c'est à travers elle que se font les transferts de tous les solutés et les apports nutritifs pour la plante. Ces transferts se font suivant les propriétés naturelles du sol (Laroche, 1997).

1. Caractéristiques hydriques du sol

Pour caractériser les qualités hydriques d'un sol, le pourcentage de l'eau présent n'est pas suffisant. En effet, ce dernier ne prend pas en compte la réalité physique de l'eau dans le sol. Les forces osmotiques, issues de l'attraction créée par les ions sur l'eau (<1 bar mais de 10 à 20 bars en milieu salé) ; les forces matricielles, représentant les interactions de l'eau et du sol et enfin l'eau de constitution, présente dans certains complexes chimiques, et inaccessible aux plantes, sont aussi à prendre en compte (Calu, 2004).

Ainsi, la dynamique de la phase liquide résulte de l'action des divers champs de forces (forces de gravité, de capillarité, d'adsorption, etc.) auxquels elle est soumise (Musy et Soutter, 1991).

1.1. Potentiel de l'eau dans le sol

Le potentiel de l'eau dans le sol est contrôlé par différents types de potentiels dont la somme régit l'énergie de liaison de l'eau du sol (Buckingham, 1907 ; Schofield, 1935 ; Bourrié et Pédro, 1979 in Bigorre, 2000).

Le potentiel total ainsi que ses composantes de pression et de gravité sont le plus souvent exprimés sous la forme d'une énergie par unité de poids, soit en mètres. Cette unité correspond à une pression exprimée en hauteur d'eau équivalente, soit la pression exercée par une colonne d'eau verticale de même hauteur.

Le potentiel de gravité représente l'énergie utilisable provenant du travail des forces de pesanteur lors d'un déplacement. Ainsi, on parle d'eau gravitaire lorsque seul l'effet de la gravité intervient, d'eau capillaire lorsque l'effet des forces capillaires s'y ajoute (Musy et Soutter, 1991). Ainsi, le potentiel capillaire de l'eau augmente quand la teneur en eau diminue, donc lorsque le film d'eau s'amincit. Généralement, dans la gamme des succions matricielles $pF \geq 3-4$, les forces capillaires sont prédominantes (Musy et Soutter, 1991). Au fur et à mesure de la dessiccation, l'eau est de plus en plus fortement retenue par la phase solide du sol, on parle alors d'eau d'adsorption ou d'eau hygroscopique (Callot *et al.*, 1982). Quant au potentiel osmotique, il s'agit de la fraction du potentiel total attribué à la présence de sels solubles à l'exclusion des cations échangeables dont l'effet est indissociable du potentiel matriciel puisqu'il modifie par le gonflement la distribution des pores (Hénin, 1977). D'après Musy et Soutter (1991), dans le sol, la pression osmotique de la solution se révèle lorsqu'il y a contact entre les racines des plantes et cette solution.

1.2. Formes de l'eau dans le sol

L'eau issue des précipitations est incorporée au sol dans les interstices entre les particules, elle est ainsi présente sous différentes formes (Hillel, 1974) :

- *L'eau de gravité* où eau libre circule dans les pores grossiers, entraînée par la simple pesanteur. On parle d'écoulement grossier pour les pores supérieurs à 50 μm et d'écoulement lent pour les pores entre 10 et 50 μm . Cette eau gravitaire ne séjourne que transitoirement dans le sol. Selon Gaume (2005), la quantité maximale d'eau libre qui peut s'écouler gravitairement se situe généralement entre 150 et 250 mm/m suivant les sols.
- *L'eau capillaire* dont une partie est absorbable par les végétaux, correspond à l'eau fixée dans les petits interstices. Elle peut être déplacée sous de fortes pressions, et se divise en deux couches : une couche interne non mobilisable et une couche externe mobilisable.
- *L'eau hygroscopique* ne peut être extraite par les végétaux, elle est trop fortement retenue par les particules du sol et est disposée en fines pellicules autour des particules solides. Cette eau n'a aucune utilité agronomique, elle est dans un état organisé proche de l'état solide, capable d'aucun mouvement. Ainsi, la rétention en eau sera fonction des formes d'eau potentiellement retenues par le sol (Laroche, 1997).

2. Teneurs en eau remarquables dans le sol

La rétention en eau du sol est l'une des propriétés qui joue un rôle fondamental dans le fonctionnement de l'écosystème terrestre (Vicente *et al.*, 2003). De ce fait, la rétention en eau englobe de nombreuses définitions :

2.1. Teneur en eau à saturation θ_s

La capacité maximale ou totale correspond à la terre gorgée d'eau, l'ensemble des vides du sol sont occupés par l'eau (Mermoud, 2005). Cette éventualité est généralement temporaire, le sol est alors impropre à toute végétation du fait du manque d'air (Laroche, 1997).

La teneur en eau volumique (θ) d'un sol varie entre une valeur minimale (la teneur en résiduelle θ_r), et une teneur en eau maximale (la teneur en eau à saturation θ_s). Celle-ci est en principe égale à la porosité. Toutefois, dans les conditions naturelles, un sol ne parvient jamais à la saturation totale, car il reste toujours de l'air piégé. Ainsi, les teneurs en eau à saturation moyennes des divers sols sont de l'ordre de :

sols sableux : $35 \% \leq \theta_s \leq 50 \%$

sol silteux : $40 \% \leq \theta_s \leq 60 \%$

sol argileux : $30 \% \leq \theta_s \leq 65 \%$

(Musy et Soutter, 1991)

D'après Mermoud (2005), la teneur en eau massique (w) des sols minéraux saturés est de $0,25 < w < 0,6 \text{ kg/kg}$; celle des sols organiques saturés est de 1 kg/kg et plus.

Dans le sol, les grandes lacunes, contenant l'eau de gravité, correspondent à la macroporosité, par contre, les pores fins et l'eau pelliculaire peuvent traduire la microporosité.

2.2. Teneur en eau à la capacité de rétention θ_{cr}

La capacité de rétention (field capacity = capacité au champ) est la quantité maximale d'eau que le sol peut contenir dans les conditions où son drainage se trouve assuré librement. Elle correspond aussi à l'eau non mobilisable par la seule force de gravité. Elle correspond à l'eau retenue par le sol après une période de pluie et un ressuyage de deux ou trois jours (Duchaufour, 1995). L'eau est retenue par la matrice solide sous l'effet de forces de capillarité et d'adsorption (Mermoud, 2005). Dans ce cas, l'air peut circuler, favorisant le développement des végétaux. (Laroche, 1997).

Quentin *et al.* (2001), ont souligné qu'aux bas potentiels ($\Psi = -1600$ kPa), l'eau est retenue dans les pores de petite taille ($\sim 0,1 \mu\text{m}$), le rapport surface/volume des pores du sol est d'autant plus grand qu'il est composé de particules plus fines, l'eau retenue par le sol à la capacité au champ dépend de la microporosité du sol (Mermoud, 2005). Cependant, aux faibles pF, des sols de même texture et de structures distinctes peuvent avoir des rétentions d'eau très différentes (Robain et Curmi, 1986 cités par Quentin *et al.*, 2001). D'après Duthil (1970), le taux d'humidité à la capacité au champ des sols est de 5 à 10 % en sols sableux grossiers ; 15 à 35 % en sols de limons et limono-argileux et enfin de 30 à 40 % en sols argileux.

Selon Bruand (1990) cité par Quentin *et al.* (2001), la densité apparente est un excellent indicateur de la capacité au champ dans les sols argileux, car elle rend bien compte de la nature et de l'organisation des argiles du sol. Par convention, le pF de la capacité au champ est fonction de la texture. Ainsi, les horizons sableux sont tributaires du pF 2, les horizons limoneux du pF 2,5 et les argilo-limoneux du pF 3 (Laroche, 1997).

2.3. Point de flétrissement permanent θ_f

Le point de flétrissement est la valeur minimale de l'eau liée, non absorbable par les plantes (Duchaufour, 1995). La décroissance du taux d'humidité dans le sol entraîne une rétention de l'eau de plus en plus forte, la force de rétention du sol s'accroît et le végétal dépérit ou meurt dans le cas où la contrainte se prolonge. Quand l'humidité du sol au moment où la force de succion des plantes égale la force de rétention de l'eau par le sol, l'eau du sol n'est plus disponible pour les végétaux qui se flétrissent irréversiblement. Ce point particulier correspond au point de flétrissement permanent, il varie suivant le type de sol et suivant le type de culture (Mermoud, 2005). Selon Peiffer (2005), la fanaison permanente pour les plantes de grandes cultures qui par convention correspond à un pF de 4,2 (-1.6 MPa) est une valeur fréquemment utilisée pour le point de flétrissement permanent. Mais, les arbres forestiers sont souvent capables d'extraire l'eau d'un sol à un potentiel plus négatif.

Le point de flétrissement temporaire, correspond à l'humidité du sol lorsque les végétaux présentent des symptômes de flétrissement passagers en période de forte demande évaporative (Mermoud, 2005), selon la texture du sol, il varie de pF 3 à pF 3,5.

2.4. Taux d'hygroscopicité θ_h

Le point d'hygroscopicité est un point au-delà duquel se crée un équilibre entre l'atmosphère et le sol, qui bloque la disparition totale de l'eau du sol. Une infime partie de l'eau est liée très énergiquement avec les particules, elle sera toujours présente dans le sol. Par définition, un sol atteint une teneur en eau égale à zéro après son passage à l'étuve à 105°C , généralement pendant 24 heures (Groenevelt et Grant, 2004). La figure 2 synthétise l'ensemble des notions abordées précédemment :

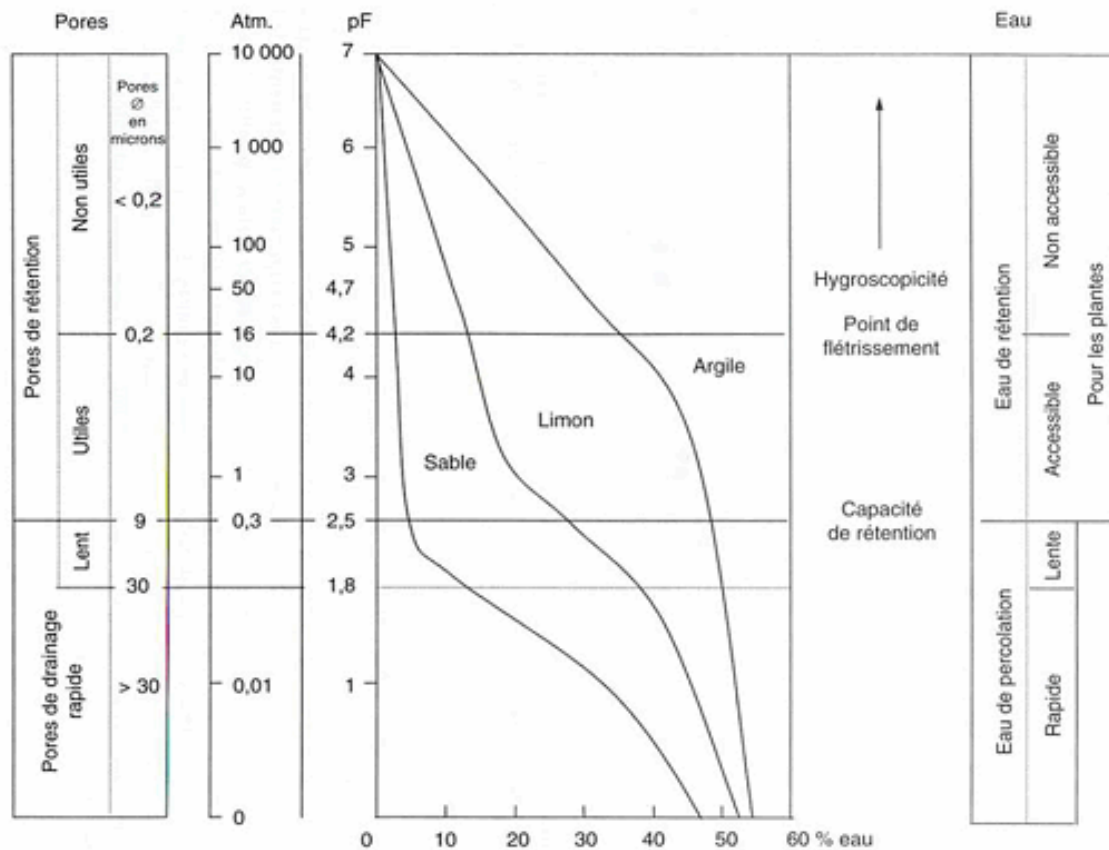


Figure 2 : Courbe de rétention en eau

3. Propriétés de rétention en eau des sols

La fonction de stockage du sol est d'une importance considérable dans l'alimentation des végétaux tant en eau qu'en éléments nutritifs. Selon Callot *et al.* (1982), le comportement hydrique du sol est régi par :

- la quantité des eaux d'infiltration pénétrant dans le sol,
- la dynamique de l'eau dans les horizons et les phénomènes de remontée capillaire,
- l'importance de la succion racinaire et l'évapotranspiration de la plante.

Cependant, si cette eau peut être extraite par les plantes, au delà d'une certaine succion la plante est soumise à un stress hydrique (Gaume, 2005).

La réserve utile du sol (RU) est définie comme la quantité d'eau disponible pour les végétaux entre une valeur maximale atteinte à la capacité au champ et une valeur minimale, atteinte au point de flétrissement permanent. La réserve en eau du sol évolue entre ces deux bornes en fonction des quantités d'eau arrivant au sol et des quantités d'eau quittant le sol (Peiffer, 2005). Elle dépend aussi de la texture, de la structure du sol et de la profondeur d'enracinement du végétal (Laroche, 1997). D'après Gaume (2005), la réserve utile (RU) des sols représente généralement entre 70 mm/m pour des sols à texture sableuse et 150 mm/m pour des sols limoneux et argileux. Exprimée en teneur pondérale, elle est de 5 % en sols sableux grossiers ; 10 à 15 % en sols de limons et 12 à 20 % en sols limono-argileux (Duthil, 1970).

Selon Laurent et Rossignol (2003), un sol ayant une RU élevée est moins sensible au lessivage puisqu'il stocke une plus grande quantité d'eau et de solutés disponibles pour les végétaux. La réserve utile est couramment utilisée pour la gestion des irrigations.

Selon Laroche (1997), cette réserve n'est pas fixe, elle évolue au cours du temps en fonction des arrivées (précipitations), des besoins de la plante et de l'évaporation. Cette dernière varie par les caractères physiques propres au sol (exposition, inclinaison, couverture, etc.). La succion à laquelle est soumise cette eau dépend de la texture du sol : 0,1 atmosphère (0,1 bar) pour les sols sableux ; 1 bar pour les sols argileux ; et 0,3 bar en moyenne pour les sols limoneux (Callot *et al.*, 1982).

La microporosité étant la fraction qui retient l'essentiel de la réserve en eau utilisable par les plantes est formée des pores dont le diamètre est compris entre et 0,2 μm 6 μm (Callot *et al.*, 1983 ; Rognon, 1994 in Benkhelifa, 1997).

Dans ce sens, Salter et Williams (1965) et Salter *et al.* (1966) cités par Bastet *et al.* (1998), sont parmi les premiers à avoir quantifié l'influence de la composition granulométrique et de la teneur en carbone organique sur la réserve en eau utile des sols britanniques. Après analyse par régression, ces auteurs proposent la FPT suivante :

$$RU = 1,5 - (0,012 \text{ Sag}) + (0,0123 \text{ Saf}) + (0,302 \text{ CO})$$

Arrouyas et Jamagne (1993), ont établi une relation entre la RU en % et les caractéristiques du sol, pour les sols limoneux, ils ont obtenues la régression suivante :

$$RU \% = 1,87 \text{ MO} + 0,25 \text{ lf} + 0,15 \text{ A} \quad r^2 = 0,99$$

Peterson *et al.* (1968a) cités par Bastet *et al.* (1998), procèdent à une analyse par régression multiple pour θ_{330} , θ_{15000} et RU ($RU = \theta_{330} - \theta_{15000}$). Les résultats obtenus à partir de 1267 échantillons montrent que pour une très grande majorité des classes de texture, c'est Da (densité apparente) qui explique le plus de variabilité pour θ_{330} alors que pour θ_{15000} , c'est Ar (argile) qui explique le maximum de variabilité.

Selon Trouche et Morlon (1999), l'utilisation des FPT est très répandue pour l'estimation de la RU. Parmi les diverses FPT connues dans la littérature pour estimer la R.U., celles de Gras (1977) et Osty (1971) utilisent les données de la composition granulométrique des sols et leur teneur en MO. Ainsi, l'humidité massique à la capacité au champ (W_1) est estimée avec la formule de Gras :

$$W_1 = 0,59A + 0,16 \text{ Lf} + 5,47 \quad (\text{si } W_1 > 20 \%)$$

$$W_1 = 0,51A + 0,14 \text{ Lf} + 7,35 \quad (\text{si } W_1 < 20 \%)$$

Celle-ci exprime l'humidité pondérale à la capacité de rétention en fonction de la composition granulométrique en argile (A) et en limon fin (Lf) ; un terme additif lié à la teneur en MO % intervient lorsque cette dernière est $> 1 \%$: $0,75(\text{MO}-1) + 0,93$.

Ainsi, un grand nombre de FPT a été développé à travers plusieurs pays, les plus répandues ont été abordées au premier chapitre.

La réserve facilement utilisable (R.F.U.) est la portion de l'eau qui est la plus facilement extraite par les racines des plantes. Ce taux ou valeur (en mm/m) est recherché dans le cas d'irrigation ou de dose d'eau à apporter afin de limiter le stress de la plante au minimum (Laroche, 1997). Pour un sol donné, la RFU est d'autant plus faible que le dessèchement du sol est intense, que le sol a une texture fine et que le développement racinaire est peu dense (Halitim, 2006).

4. Mouvements et transfert de l'eau dans le sol

Le processus de circulation de l'eau dans le sol, particulièrement dans la zone racinaire de la plante, se déroule généralement dans les conditions de sols non saturés (Hillel, 1974). Toutefois, l'état d'humidité dans lequel se trouve une terre peut varier en raison de circonstances extérieures (Hénin, 1977).

La conductivité hydraulique, selon la loi de Darcy, est l'aptitude du milieu poreux à transmettre l'eau qu'il contient pour un état de saturation donné. La diminution de la teneur en eau entraîne une diminution rapide de la conductivité. En milieu saturé, la conductivité hydraulique est constante (dans le cas d'un sol donné et pour une direction d'écoulement donnée) et égale à sa valeur maximale, la conductivité à saturation. La Figure 3 illustre les relations liant la conductivité au potentiel de pression et à la teneur en eau, lesquelles sont non linéaires et dépendent du type de sol considéré (Paris, 2004).

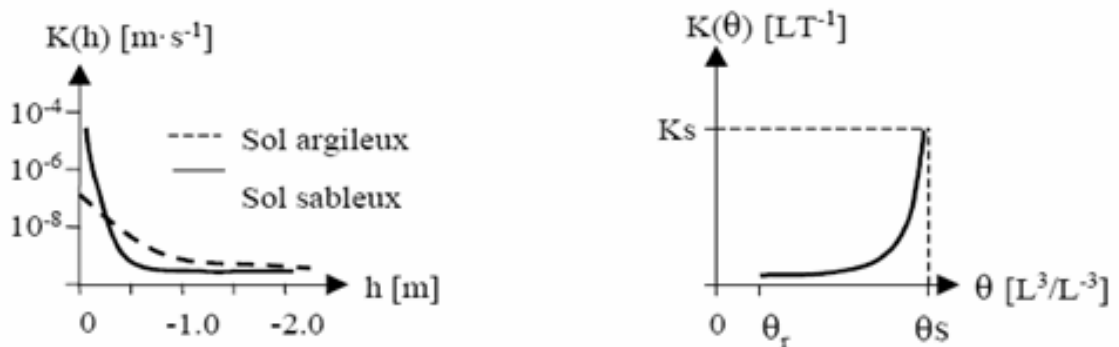


Figure 3. Allure générale des fonctions $K(h)$ et $K(\theta)$

(Paris, 2004)

La relation $K(h)$ est aussi sujette à l'hystérésis. La relation $K(\theta)$ est minimale à partir d'un seuil θ_r et elle croît pour atteindre sa valeur maximale à saturation, θ_s (Paris, 2004).

La conductivité hydraulique varie avec la teneur en eau du sol, car une meilleure connaissance des mouvements de l'eau dans le sol, permet son utilisation de façon rationnelle (Gaum, 2005).

5. Méthodes de mesure de la teneur en eau des sols

Le besoin de déterminer la quantité d'eau contenue dans le sol se manifeste fréquemment dans beaucoup d'études pédologiques et hydrologiques. Cette information est indispensable pour la compréhension du comportement chimique, mécanique et hydrologique des sols ainsi que son effet sur la croissance des plantes (Hillel, 1974).

In situ, le suivi de la rétention de l'eau peut être effectué par l'utilisation conjuguée de tensiomètres et par des mesures en continu de la teneur en eau.

Au laboratoire, pour obtenir la courbe de rétention en eau, l'échantillon mesuré est amené à un potentiel de l'eau fixé à l'avance et sa teneur en eau est mesurée. Pour des potentiels de 0 à -1600 kPa, les dispositifs utilisés pour appliquer la contrainte physique au sol sont dérivés de la presse à membrane de Richards (Bigorre, 2000).

D'autres méthodes sont utilisées pour mesurer l'humidité du sol ; selon plusieurs auteurs (Vicente *et al.*, 2003 ; Mermoud, 2005), il existe des méthodes dites directes : la méthode par centrifugation et la méthode utilisant une pression pneumatique, et indirectes :

méthodes nucléaires ou sonde à neutrons et méthodes diélectriques ou TDR. Cependant, afin de simplifier ces déterminations de laboratoire assez lourdes en manipulations, Bastet *et al.* (1998) ont montré que dans un contexte pédologique donné, il était possible de les lier à différentes caractéristiques du sol simples à obtenir par l'intermédiaire d'une régression multiple appelée fonction de pédotransfert (FTP) du type :

$$W = a_1 C_1 + a_2 C_2 + a_3 C_3 + a_i C_i + b$$

Dans laquelle C_i est une caractéristique pédologique, a_i le coefficient correspondant, b l'ordonnée à l'origine et W la teneur en eau.

II. Utilisation de l'eau du sol par les plantes

Le sol est un volume dans lequel les plantes puisent l'essentiel de l'eau et des ions nécessaires à leur développement. L'eau effectivement disponible pour les plantes dépend en premier lieu de l'énergie avec laquelle elle est retenue, la quantité d'eau retenue dépend notamment de la dimension du réservoir en eau qu'est le sol, c'est-à-dire à la fois de sa porosité et de sa profondeur (Tessier *et al.*, 1996).

1. Besoins en eau des plantes

Ressource indispensable à la croissance des plantes, l'eau est un élément constitutif majeur de la matière végétale, mais aussi une source d'hydrogène et d'oxygène pour la photosynthèse (Gaume, 2005). L'eau du sol joue un rôle important dans l'assimilation des éléments minéraux, la régulation de la diffusion de l'oxygène dans le sol et l'activité biologique (Agehara et Warncke, 2005). Cependant, la majeure partie de l'eau consommée par les plantes n'est pas consacrée à la formation de la matière végétale mais à la transpiration. La quantité d'eau que la plante transpire pour synthétiser un gramme de matière sèche, varie suivant les plantes, elle oscille entre 300 et 700 g d'eau par gramme de matière sèche pour les plantes cultivées. En effet, la transpiration des plantes permet leur régulation thermique, et constitue le principal moteur de circulation des sèves brutes et élaborées. Les plantes ont besoin pour assurer leurs fonctions biologiques, de transpirer une quantité importante d'eau qui peut atteindre 4 à 6 mm/jour, pendant les périodes des besoins les plus forts. Si la quantité d'eau disponible dans le sol est limitée, la plante souffrira de stress hydrique. Elle réduira alors son activité photosynthétique et biologique et sa consommation en eau (Gaume, 2005). Ainsi, la connaissance des caractéristiques hydriques des sols présente un grand intérêt dans la détermination des besoins en eau des cultures irriguées (Willaime *et al.*, 1971).

Dans les régions arides et semi arides les rendements des cultures conduites en sec sont limitées par les précipitations, alors que les teneurs en eau du sol sont très importants à chaque stade du développement (Bonfils *et al.*, 1999).

2. Teneur en eau du sol et alimentation minérale des plantes

Une bonne alimentation en eau, liée au climat ou à l'irrigation, favorise la croissance des végétaux. L'action de l'eau dans le sol peut être double, d'une part elle favorise l'alimentation hydrique, et d'autre part elle intervient très favorablement sur l'absorption minérale (Callot *et al.*, 1982). D'après Bréda *et al.*, (1993 in Peiffer, 2005), l'humidité du sol influence la diffusion des éléments minéraux en modifiant la section efficace, celle-ci lui est directement proportionnelle. A titre d'exemple, un sol à 20 % d'humidité volumique aura une section de diffusion pour les éléments minéraux, double de celle du même sol dont

l'humidité volumique serait de 10 %. Il a aussi été établi expérimentalement, qu'un seuil de déficit hydrique induit une fermeture stomatique et un arrêt de la croissance radiale lorsque la quantité d'eau disponible est inférieure à 40% de la réserve utile.

Selon Maertens *et al.*, (1974 cités par Callot *et al.*, 1982), la solution du sol entraîne avec elle des éléments minéraux avec des vitesses en sol humide non négligeables. Ces vitesses dépendent de la consommation de l'eau par les cultures et de l'état d'humidité du sol. Blanchet *et al.*, (1974 cités par Callot *et al.*, 1982) ont signalé qu'il a souvent été observé des teneurs plus élevées en phosphore et en potassium dans les plantes bien alimentées en eau.

Cependant, la quantité d'eau dans les sols et sa disponibilité pour les plantes sont intimement liées aux caractéristiques physiques, chimiques et biologiques du sol (Balbino *et al.*, 2002).

Les résultats obtenus par Callot *et al.* (1982), montrent que la disponibilité de l'eau dans le sol favorise la croissance des végétaux, elle entraîne par ailleurs une absorption d'éléments minéraux plus importante que pour des plantes souffrant de sécheresse (tableau III).

| Culture | Tournesol | | Ray-Grass | | Fétuque | | Luzerne | |
|-----------------------------------|-----------|------|-----------|------|---------|------|---------|------|
| | NI. | I. | NI. | I. | NI. | I. | NI. | I. |
| M. S. (q/ha) | 91 | 108 | 1,1 | 14,3 | 3,6 | 13,6 | 17,2 | 32 |
| Teneur en éléments en % de MS | | | | | | | | |
| N | 2,53 | 2,38 | 2,80 | 3,20 | 2,24 | 2,04 | 3,53 | 2,78 |
| P | 0,30 | 0,37 | 0,20 | 0,41 | 0,23 | 0,31 | 0,23 | 0,27 |
| K | 2,90 | 3,86 | 1,92 | 4,21 | 2,58 | 3,36 | 1,90 | 2,88 |
| Exportation des éléments en kg/ha | | | | | | | | |
| N | 232 | 258 | 3 | 46 | 8 | 28 | 61 | 89 |
| P | 27 | 40 | 0,2 | 5,9 | 0,8 | 4,2 | 4 | 8,5 |
| K | 266 | 420 | 2 | 60 | 9 | 46 | 33 | 92 |

Tableau III. Comparaison de la production de matière sèche (M.S.) et des exportations d'éléments minéraux par des cultures irriguées (I) ou non (NI)

(Callot *et al.*, 1982)

En cas de fertilisation des cultures irriguées, les conditions d'absorption sont plus favorables qu'en cultures moins bien alimentées en eau. L'alimentation minérale est facilitée et peut être satisfaisante même en milieu de richesse moyenne.

Ainsi, tous les mécanismes de réapprovisionnement de la rhizosphère ainsi que les transferts des éléments minéraux dans la plante sont fortement influencés par l'humidité du sol et l'alimentation hydrique des végétaux (Callot *et al.*, 1982).

Conclusion

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 (Musy et Soutter, 1991). De ce fait, la disponibilité de l'eau n'est pas seulement fonction de la quantité présente mais aussi de l'état sous lequel elle est stockée. Cette variation est dépendante du taux de particules

fines et des proportions de différentes formes d'eau présentes dans le sol (Laroche, 1997). Toutefois, l'état d'humidité auquel se trouve une terre, peut varier en raison de circonstances extérieures (Hémin, 1977).

Dans la zone non saturée, la teneur en eau et le potentiel de pression varient simultanément. Cette relation exprime les variations d'intensité des forces de capillarité et d'adsorption en fonction de la teneur en eau (Musy et Soutter, 1991). Selon Hillel (1974), la rétention en eau dans le sol aux basses succions est fortement influencée par la structure du sol et la distribution des pores. Par contre, la rétention de l'eau aux succions élevées est due principalement à l'adsorption et est donc liée à la surface spécifique du matériau sol (texture) plutôt qu'à sa structure. La rétention de l'eau est aussi fonction des formes d'eau potentiellement retenues par le sol (Laroche, 1997).

Chapitre III Relation entre les caractéristiques du sol et la rétention en eau

Introduction

Si le sol peut être considéré comme un milieu poreux susceptible de retenir une certaine quantité d'eau, une partie de cette eau n'est pas utilisable par les végétaux du fait qu'elle peut être retenue avec une très forte énergie. Connaître les caractéristiques du réservoir accessible aux plantes est essentiel pour l'élaboration du rendement des cultures et le raisonnement de l'irrigation (Tessier *et al.*, 1999).

Dans les sols, les constituants finement divisés assurent pour l'essentiel la régulation des phénomènes physiques et chimiques. Ces constituants jouent notamment un rôle dans la structuration des sols, la rétention et la biodisponibilité des éléments chimiques indispensables aux plantes, mais aussi dans la rétention de l'eau (Bigorre et Tessier, 2000)

I. Relation entre les caractéristiques du sol et la rétention en eau

La rétention en eau dans le sol est fonction des caractéristiques propre au sol. Parmi celles-ci, on peut citer : la contribution directe des constituants du sol tels que les argiles, les matières organiques et les oxydes en relation avec leurs mécanismes de rétention et les énergies mises en jeu, la structure du sol, c'est à dire l'influence de l'assemblage des constituants et enfin les changements résultant de la couverture végétale du sol et plus généralement de l'usage des sols (Bigorre, 2000).

1. La texture

Le comportement hydrique des sols est très fortement lié à la distribution en taille des particules tant pour la quantité d'eau retenue que pour le domaine d'énergie de rétention de l'eau et la perméabilité. Cependant, pour une même granulométrie, les sols peuvent avoir des comportements très différents (Bigorre, 2000).

Les argiles et les autres constituants finement divisés des sols développent une surface spécifique très grande et interagissent très fortement avec l'eau (Bigorre, 2000). Tessier (1984 in Bigorre, 2000), a montré que l'eau extraite du sol dans le domaine énergétique

utilisable par les plantes est principalement retenue entre les tactoïdes ou quasicristaux formés par l'assemblage des particules unitaires des phyllites. L'arrangement des particules argileuses a donc un rôle primordial dans la rétention en eau des sols. Ainsi, un sol sableux a une porosité très forte mais sa capacité de stockage en eau est très faible par l'arrangement inadéquat des grains de sables. Les argiles par leurs propriétés, sont capables de retenir un volume d'eau plus important, il varie suivant leur nature.

D'après Duthil (1970), selon que les sols sont sableux, limoneux ou argileux, l'eau n'y demeure pas sous les mêmes formes, à volume identique de sol, les phénomènes d'attraction superficielle des molécules d'eau seront très variables selon qu'il s'agira d'une texture fine ou grossière (figure 4).

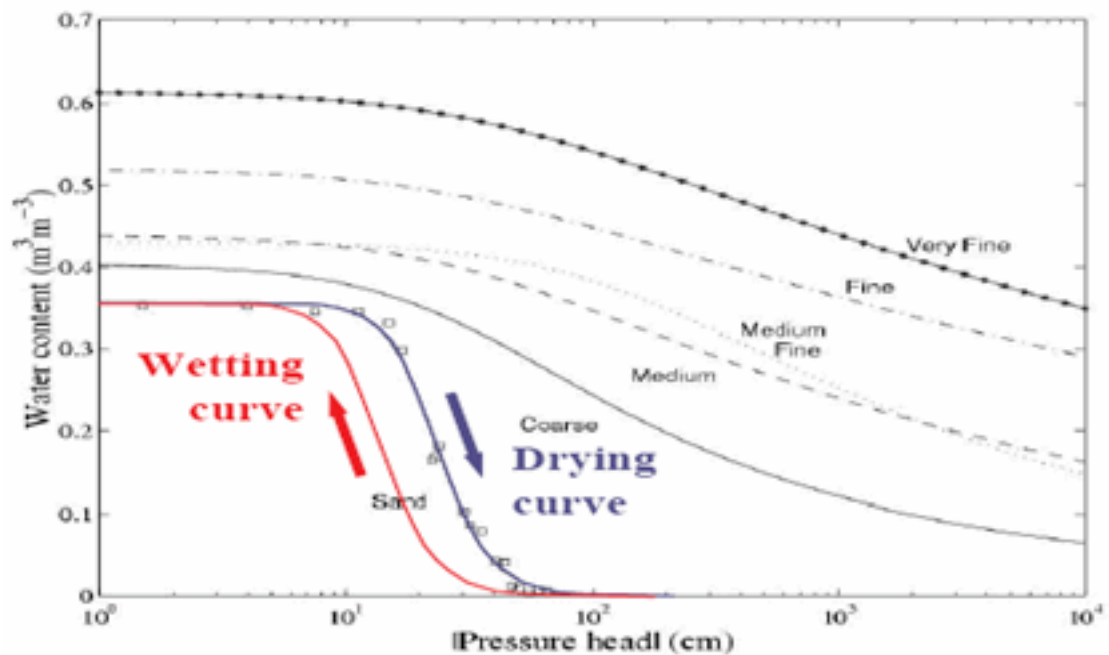


Figure 4. Les courbes pF selon la texture du sol

(Vanclouster, 2003)

Afin de prédire les propriétés hydriques des sols à partir de leur texture, plusieurs FPT ont été élaborées. Bastet *et al.* (1998) et Rawls *et al.* (1982 et 1992 cités par Laurent et Rossignol, 2003), ont établi les équations de régression linéaire pour l'estimation de la teneur en eau massiques (W) du sol à des potentiels de -330 hPa (capacité au champ) et de -15000 hPa (point de flétrissement). Cette fonction a été testée sur un large échantillonnage de sols américains (2500 horizons) et a donné des coefficients de corrélations respectivement de 0,80 et de 0,87 pour l'estimation de la teneur en eau à -15000 hPa et à -330 hPa.

$$W_{15000} = 26 + (5 \times Ar) + (15,8 \times MO)$$

$$W_{330} = 257,6 - (2 \times Sa) + (3,6 \times Ar) + (29,9 \times MO)$$

Avec :

W_{330} et W_{15000} teneur en eau à -330 et à -15000 hPa (en mm/m)

Ar : teneur en argile (en %)

PREDICTION DES PROPRIETES HYDRIQUES DES SOLS D'ALGERIE PAR LES FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT

Sa : teneur en sable (en %)

MO : teneur en matière organique (en %)

D'autre part, Osty (1971 cité par Hénin, 1977), a établi deux équations de régression entre la composition granulométrique et l'humidité équivalente He, c'est-à-dire l'eau retenue à pF3 :

$$He = 0,494 A + 0,218 L + 0,079 Sf + 0,008 SG$$

A, L, Sf, SG étant respectivement les teneurs en argile, limon, sable fin et sable grossier, exprimés en pourcentage ; il a établi par ailleurs la relation simplifiée suivante :

$$He = 0,34 A + 0,90 MO + 10,8(MO \text{ étant la teneur en matière organique})$$

De leur côté, Paterson *et al.* (1968a cités par Bastet *et al.*, 1998) ont établi des FPT pour chaque classe de texture du triangle USDA. Ils ont montré que la densité apparente (Da) explique la plus grande part de variabilité pour θ_{330} à l'exception de la classe sablo-limoneuse pour laquelle il s'avère que ce sont les sables (Sa) qui l'influencent. Par contre, pour θ_{15000} , ils ont déterminé que c'était l'argile (Ar) qui expliquait le maximum de variabilité, à l'exception de la classe limono-argileuse où c'est la Da qui interfère le plus. Les sables (Sa) et les limons (Li) ont d'avantage de poids dans l'estimation de la RU pour les sols de texture grossière (sablo-limoneux, limono-sableux et limoneux) que pour ceux de texture plus fine (limono-argileux, argilo-limoneux, etc.), dans ce dernier cas, c'est la Da qui constitue la variable explicative la plus importante.

Jamagne *et al.* (1977 cités par Halitim, 2006) ont donné l'ordre de grandeur des variations de l'humidité pour quelques valeurs caractéristiques en fonction de la nature des terres (tableau IV) :

Tableau IV. Réserve en eau des sols selon les textures

| Classe de texture | Humidité (%) à la capacité au champ | Humidité (%) au point de flétrissement | RU (%) | Densité apparente (g/cm ³) | RU (mm/cm de sol) |
|-------------------|-------------------------------------|--|--------|--|-------------------|
| S | 8 | 3 | 5 | 1,35 | 0,70 |
| SL | 12 | 5 | 7 | 1,40 | 1,00 |
| SA | 19 | 10 | 9 | 1,50 | 1,35 |
| LIS | 15 | 7 | 8 | 1,50 | 1,20 |
| LS | 19 | 9 | 10 | 1,45 | 1,45 |
| LmS | 20 | 9 | 11 | 1,45 | 1,60 |
| LSA | 22 | 11 | 11 | 1,50 | 1,65 |
| LAS | 24 | 12 | 12 | 1,45 | 1,75 |
| LI | 17 | 8 | 9 | 1,45 | 1,30 |
| Lm | 23 | 10 | 13 | 1,35 | 1,75 |
| LA | 27 | 13 | 14 | 1,40 | 1,95 |
| AS | 33 | 22 | 11 | 1,55 | 1,70 |
| A | 37 | 25 | 12 | 1,45 | 1,75 |
| AL | 32 | 19 | 13 | 1,40 | 1,80 |
| ALo | Sédimentaire | 29 | 18 | 1,50 | 1,65 |
| | Altération | 38 | 25 | 1,30 | 1,70 |

(Jamagne et al., 1977 in Halitim, 2006)

En étudiant l'influence de la bentonite (argile) sur les caractéristiques hydriques d'un sol sableux du plateau de Mostaganem, Benkhelifa (1997), a montré que lorsqu'elle est appliquée à un sol sableux, elle améliore sa capacité de rétention en eau, cette augmentation devient importante à partir de 10 % de bentonite. Ces résultats ont été confirmés par Tessier *et al.* (1999), ils ont montré que dès que la fraction argileuse atteint un seuil de 10 %, elle impose des propriétés particulières aussi bien en ce qui concerne l'énergie de rétention de l'eau et la stabilité physique du sol que le comportement mécanique.

Bruand et Tessier (2000) ont étudié les propriétés de rétention en eau d'horizons B argileux en fonction des caractéristiques de l'argile pour un potentiel de l'eau variant de -10 hPa à

-15000 hPa. Les échantillons de sols sur lesquels a porté l'expérimentation étaient constitués de petites mottes collectées à une teneur en eau proche de la capacité au champ. Leurs résultats ont montré que les propriétés de rétention en eau de l'argile varient énormément d'un sol à l'autre selon le mode d'assemblage des particules d'argile.

Les variations du mode d'assemblage des particules d'argile dépendent de la capacité d'échange cationique, de la taille des particules élémentaires et de l'histoire des contraintes hydriques de la phase argileuse.

2. La structure

La structure des sols, c'est à dire l'arrangement des particules à différentes échelles, est à l'origine d'une grande partie des propriétés physiques, qu'il s'agisse de l'aération, de la conductivité hydraulique ou de la rétention en eau aux hauts potentiels (Biggore, 2000).

Selon Callot *et al.* (1982), le comportement hydrique du sol est très fortement dépendant des structures et des microstructures de chaque horizon. C'est un facteur déterminant du bon fonctionnement de la plante. Dans un sol présentant un bon drainage, l'alimentation de la plante est régulière. Par contre dans les sols présentant des discontinuités structurales, le fonctionnement hydrique est contrasté avec humectation rapide et forte période de dessiccation.

La structure du sol affecte aussi la forme de la courbe caractéristique de l'humidité du sol, particulièrement dans l'échelle des succions les plus faibles. L'effet de compaction d'un sol provoque une diminution de la porosité totale et du volume des grands interstices entre les agrégats. Ceci signifie que la teneur en eau à saturation est plus basse et que la diminution initiale de la teneur en eau pour les faibles succions est plus faible. Par contre, le volume des pores intermédiaires est plus grand dans un sol tassé, tandis que les micropores dans les agrégats mêmes ne change pas. Aux très hautes succions, l'eau est retenue principalement par adsorption, et la rétention en eau peut être considérée comme une propriété texturale plutôt que structurale du sol (Hillel, 1974).

Afin de mettre en évidence le rôle de la structure dans la rétention en eau des sols, Bruand *et al.* (2002) ont proposé des classes de pédotransfert (CPT) par combinaison de la texture et de la structure. Les résultats obtenus montrent que les CPT expriment une classification des sols dites « texturo-structurales », elles permettent de tenir compte à la fois de la texture et de l'état structural du sol, ce qui a abouti à une amélioration de la précision des prédictions de rétention en eau des sols.

3. La matière organique

De nombreux travaux ont montré que la matière organique tend à augmenter la rétention de l'eau, autant à la capacité au champ qu'au point de flétrissement (Bauer et Black, 1992). Cependant, selon Hudson (1994 in Bigorre, 2000), l'effet de la MO est généralement masqué dans les régressions statistiques par des variations trop importantes des autres paramètres, notamment par l'influence de la texture. Emerson (1995), a comparé des sols de texture identique à taux de matière organique différents. Cet auteur a pu montrer que la matière organique accroît nettement la rétention de l'eau aux hauts potentiels et ne joue quasiment aucun rôle sur la rétention de l'eau au point de flétrissement, et que la réserve utile est augmentée parallèlement à la teneur en matière organique.

De son côté, Kay (1997 in Bigorre (2000)), a cherché à montrer l'effet de la matière organique sur la porosité en fonction de la teneur en argile en utilisant conjointement les modèles de Vereecken (1989) et de Rawls (1983). Les résultats de cette modélisation montrent une augmentation de la macroporosité définie par les pores de diamètre supérieur à $30\mu\text{m}$, ainsi qu'une augmentation de la mésoporosité ($2\mu\text{m} < \text{Ø} < 30\mu\text{m}$) et de la microporosité ($\text{Ø} < 2\mu\text{m}$) parallèlement à la teneur en carbone organique (figure 5). Cependant, les mécanismes de la rétention en eau par les matières organiques sont généralement peu connus. Certaines fractions organiques comme les polysaccharides ont des propriétés d'hydratation importantes aux hauts potentiels (Chenu, 1993). Par ailleurs, (Bigorre, 2000) a souligné qu'aux bas potentiels, les mécanismes de rétention en eau des matières organiques sont moins clairs qu'aux hauts potentiels. Comme les argiles, les matières organiques possèdent des charges de surfaces négatives compensées par des cations hydratés. Aux hauts potentiels, les mécanismes de rétention ne sont pas différents de ceux des argiles. Par contre, les énergies de surface des matières organiques sont plus faibles de sorte que l'eau n'est pas retenue aussi fortement que sur les argiles. Aux bas potentiels, les matières organiques deviennent hydrophobes et leurs propriétés sont modifiées de façon importante et plus ou moins irréversible après séchage à l'air.

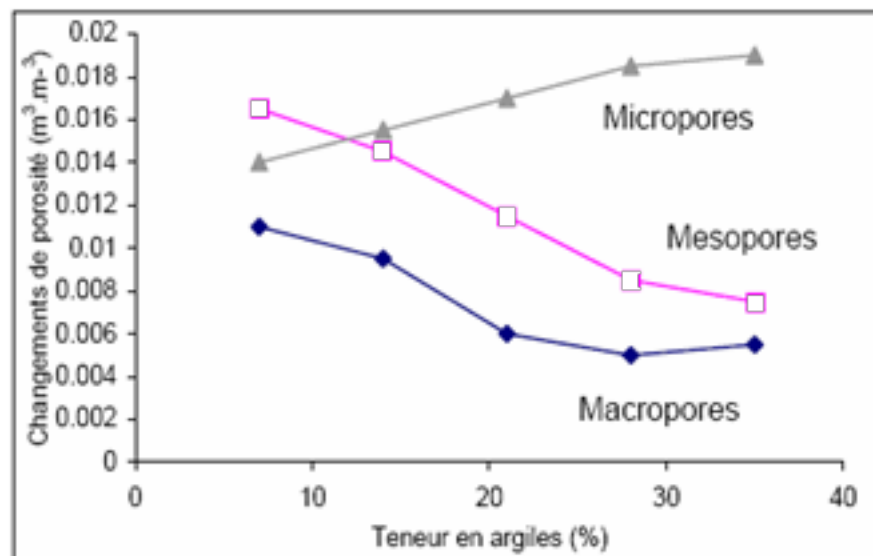


Figure 5. Changements de volume des différents types de porosité (estimés par le modèle de Vereecken et al., 1989) quand la teneur en carbone organique augmente de 1% (Kay, 1997 in Bigorre 2000)

4. La capacité d'échange cationique (CEC)

En général, plus le sol contient une forte proportion d'argiles et de matières organiques, plus la quantité d'eau retenue et l'énergie avec laquelle cette eau peut être extraite sont importantes (Hénin, 1977). La connaissance de la taille et de la nature des constituants du sol est une approche qui permet de prévoir les propriétés de rétention de l'eau.

Selon Bruand *et al.* (1990 cités par Quentin *et al.*, 2001), dans le cas de sols issus de roches carbonatées, le coefficient de corrélation entre la CEC₇ et la rétention en eau à $\Psi = -1600$ kPa dépasse souvent 0,95 voir 0,98 pour les sols cultivés. Tessier *et al.* (1999), ont aussi constaté que la CEC était un bon estimateur des propriétés de rétention en eau dans les horizons argileux de faible teneur en matière organique.

Pour réaliser son étude, Bigorre (2000) a effectué des mesures de rétention en eau sur des échantillons de sols non remaniés. Les résultats obtenus ont été portés sur des sols sableux à argileux dans une gamme de potentiels de l'eau variant de -1 kPa ($pF = 1,0$) à -1600 kPa ($pF = 4,2$), il a montré en effet que :

- Aux bas potentiels de l'eau, respectivement, à $pF = 3,0$ et $pF = 4,2$ la rétention en eau est étroitement corrélée à la capacité d'échange (CEC₇). Cependant, les relations obtenues avec la CEC mesurée au pH du sol sont beaucoup moins étroites.

Au potentiel matriciel -1600 kPa, la rétention en eau des sols est très bien corrélée à la CEC, les résultats obtenus indiquent que les matières organiques et les argiles possèdent, à cette valeur de potentiel, des propriétés d'hydratation propres et additives. Selon Bigorre *et al.* (2000), aux très bas potentiels, les argiles retiennent de l'eau adsorbée, alors que les matières organiques sont complètement déshydratées. Ces auteurs ont souligné qu'aux bas potentiels, en particulier au point de flétrissement permanent des plantes ($pF = 4,2$), la CEC mesurée à $pH=7$ (CEC₇) constitue un excellent outil qui permet la prévision de la teneur en eau. Elle rend bien compte du degré de division de la phase solide et de la porosité du sol à cette échelle (pores $< 0,1 \mu m$).

- Aux hauts potentiels de l'eau, au voisinage de la capacité au champ (Tessier *et al.*, 1999 ; Bigorre, 2000), les coefficients de corrélation obtenus entre la CEC et la teneur en eau sont médiocres par rapport à ceux obtenus dans le domaine des plus bas potentiels de l'eau. Ces résultats ont mis en évidence que les variations de teneur en eau aux hauts potentiels est essentiellement liée à l'évolution de la porosité structurale et au tassement. Comme la structure du sol est très changeante, la CEC est donc d'un effet relativement faible dans la rétention de l'eau à la capacité au champ.

D'après Bigorre *et al.* (2000), une étude sur la CEC et la surface spécifique en relation avec les propriétés de rétention en eau au point de flétrissement ($-1,6$ MPa) et proche du séchage du sol (-107 MPa) a permis l'établissement de la relation suivante :

$$CEC = 37.10^{-3} \text{ Arg.} + 274.10^{-3} \text{ Corg. avec } r^2 = 0,95 \text{ (dont Arg. : } 0,544 \text{ et Corg. : } 0,40).$$

Le tableau V montre les régressions obtenues à $\Psi = -1600$ kPa et $\Psi = -107$ MPa (Bigorre *et al.*, 2000) :

Tableau V. Régressions CEC et la rétention en eau du sol à $\Psi = -1600$ kPa et $\Psi = -107$ MPa

| Potentiels de l'eau | n | variables | models | R ² |
|---------------------|----|------------------------|---|----------------|
| -1600 kPa | 50 | Arg. et Corg en (g/kg) | $W=3,6 \cdot 10^{-4} \text{ Arg} + 2,11 \cdot 10^{-3} \text{ Corg}$ | 0,90 |
| -1600 kPa | 50 | CEC (cmol/kg) | $W=0,0075 \text{ CEC} + 0,036$ | 0,89 |
| -107 MPa | 28 | Arg. et Corg en (g/kg) | $W=1,01 \cdot 10^{-4} \text{ Arg} + 3,3 \cdot 10^{-5} \text{ Corg}$ | 0,93 |
| -107 MPa | 28 | CEC (cmol/kg) | $W=0,00167 \text{ CEC} + 0,017$ | 0,78 |
| -107 MPa | 28 | Arg. en (g/kg) | $W=1,01 \cdot 10^{-4} \text{ Arg}$ | 0,93 |

(Biggore et al., 2000)

Au bas potentiel, la prise en compte de l'argile et du carbone explique 90 % de la variabilité de la rétention de l'eau (W_{1600}).

A -107 MPa, l'étude de la relation statistique entre la rétention en eau et les teneurs en argile et en carbone organique montre que ces deux paramètres expliquent 93 % de la variabilité de la rétention d'eau, dont 93 % par l'argile et seulement 0,1 % par le carbone organique. Ainsi, avec 0,1 % de variabilité expliquée par le carbone, à -107 MPa, la contribution de la matière organique à la rétention de l'eau devient négligeable.

5. Le calcaire

D'après Tessier *et al.* (1999), pour la rétention en eau, la géométrie de la phase solide est un élément déterminant du comportement du sol. Le cation Ca^{2+} joue un rôle majeur dans l'agrégation du fait qu'il est à l'origine de forces d'attraction très fortes sur les sites de surface chargés, et ce dans une large gamme de concentrations de la solution du sol. Ainsi, dans la plupart des conditions du milieu (potentiel de l'eau, concentration en cations dans la solution du sol), les forces d'attraction entre les surfaces du sol sont très supérieures aux forces de répulsion.

6. Les sels

La conductivité hydraulique et la rétention en eau des sols varient avec l'organisation morphologique du sol, la nature de ses constituants, la nature des cations échangeables et la concentration saline de la solution du sol (USSL, 1954 ; Quirck et Schofield, 1955 ; Mcnell et Coleman, 1966 ; Halitim *et al.*, 1984 in Daoud, 1993).

La dynamique des sels dans le sol est liée au fonctionnement hydrique et structural des sols (Douaoui *et al.*, 2004). Quand les sols sont riches en sels ou tendent à devenir désaturés en calcium, la composante osmotique, en particulier les forces de dispersion entre les constituants peuvent devenir non négligeables (Tessier *et al.*, 1999).

Salim et Tessier (1998), ont étudié les propriétés physiques des sols salés de la basse vallée de l'Euphrate, des mottes ont été prélevées du sol et étudiées à l'état non remanié. L'étude de la rétention en eau a été faite en contrôlant le potentiel matriciel ($\Psi_m > -1,6 \text{ MPa}$ et le potentiel total Ψ_t de $-2,8 \text{ MPa}$ à $-6,9 \text{ MPa}$), les résultats obtenus montrent un accroissement considérable de la rétention en eau liée à l'importance des sels présents dans le sol et à la composante osmotique du sol. Dans les sols cultivés et irrigués, il existe aux hauts potentiels une porosité de drainage et des pores accessibles aux racines des plantes. Ces auteurs ont souligné que dans tous les cas, lorsque les sols sont plus au moins salés, la rétention en eau à $\Psi = -1,6 \text{ MPa}$ est fortement corrélée à la CEC. Le fait que les sols soient salés n'affecte pas la rétention de l'eau si on la réfère au seul potentiel matriciel

(succion). En revanche, quand le sol est en équilibre avec une humidité relative donnée, l'hydratation du matériau prend un caractère exceptionnel que traduit l'affinité des sels pour l'eau. Cependant, selon Halitim (1988 cité par Douaoui *et al.*, 2004), les teneurs élevées en sels tendent à augmenter la pression osmotique de la solution du sol, ce qui diminue la capacité de la plante à utiliser l'eau dont elle a besoin au risque de la soumettre à une sécheresse physiologique.

7. La densité apparente

La densité apparente ou masse volumique apparente est exprimée par le rapport d'une masse sur un volume. Elle permet de quantifier le volume poral ou la porosité totale du sol et ainsi d'apprécier le volume accessible ou disponible pour le transfert ou le stockage de fluides ou de gaz, elle définit l'aération du sol (Laroche, 1997).

La densité apparente est fonction du taux de particules fines (argile et matière organique) et de leur arrangement. Quand un matériau présente une fraction granulométrique dominante, le système poral est caractérisé par une seule famille de pores, l'hétérogénéité texturale conduit à la présence d'une multitude de pores de dimensions extrêmement variées. Selon Laroche (1997), la densité apparente est une notion indispensable pour le calcul de la capacité de rétention en eau. Bigorre (2000), a montré que la rétention en eau à la capacité au champ et la densité apparente sont très fortement corrélées entre elles. Toutes deux sont fortement dépendantes de la nature de l'horizon, du type de sol et de son usage. Ainsi, la densité apparente des sols cultivés est supérieure de 4 % en moyenne à celle des sols forestiers. Cela se traduit par une chute moyenne de la réserve utile de 20 % dans les sols cultivés.

D'après Quentin *et al.* (2001), la prise en compte de la densité apparente comme estimateur de la réserve en eau est très satisfaisante afin d'établir une relation de pédotransfert.

Renger (1971 cité par Bastet *et al.*, 1998), a établi des FPT après stratification en fonction de la compacité, cette dernière est calculée à partir de la densité apparente à l'aide de la relation :

$$\text{Compacité} = Da + 0,009 Ar$$

Les FPT obtenues n'utilisent que les seules caractéristiques Ar et Li et permettent d'estimer

$$\theta \text{ pour } h = 0, -65, -300, \text{ et } -15000 \text{ hPa.}$$

Selon Morvan *et al.* (2004), après la texture, la densité apparente apparaît comme une grandeur déterminante pour estimer correctement les propriétés de rétention en eau. Toutefois, la densité apparente à l'échelle de l'horizon peut conduire à prendre en compte un volume de pores qui ne contribuent pas à la réserve en eau du sol car ils correspondent à des pores de trop grandes tailles, c'est notamment le cas des horizons de surface travaillés. Selon ce même auteur, c'est pour cette raison que les fonctions de pédotransfert proposées par Vereecken *et al.* (1989) conduisent à des valeurs largement surestimées. Les FPT établies par Bruand *et al.* (2002), utilisant ce paramètre, fournissent les résultats les plus précis et les moins biaisés. Les travaux de Bruand *et al.* (2004) ont montré que pour améliorer la précision de l'estimation des propriétés de rétention en eau, il faut associer la densité apparente qui renseigne sur l'état structural de l'horizon. Ces chercheurs ont conclu que la densité apparente apparaît comme étant un troisième critère de regroupement.

8. La roche mère

La roche mère ou la lithologie constitue le matériau originel du sol et présente une sensibilité à l'altération différenciée selon sa composition minéralogique, sa structure primaire et secondaire (Laurent et Rossignol, 2003). De part ses propriétés physiques, la roche mère sous-jacente a une influence sur la capacité de stockage en eau grâce à sa disponibilité au lessivage. En effet, une roche filtrante retient moins facilement un fluide, la capacité de stockage est moins élevée puisque l'eau peut migrer facilement en profondeur. Toutefois, la présence d'un horizon compact en profondeur peut modifier la rétention de l'eau en la bloquant dans la partie superficielle (Laroche, 1997).

Sur la base de la distinction introduite par Jamagne *et al.* (1977 cités par Bastet *et al.*, 1998), en fonction de l'origine de l'argile (héritage de la roche mère ou illuviation), Bruand (1990 cité par Bastet *et al.*, 1998), a comparé les résultats obtenus avec ou sans stratification pour des horizons B argileux ($Ar \geq 30 \text{ g / 100 g}$). Le critère de stratification repose sur les origines pédologiques (matériau parental et pédogenèse) des horizons étudiés. Les résultats obtenus montrent que non seulement une telle stratification accroît l'étroitesse des relations établies pour W_{330} (r^2 , lorsque Ar est utilisé comme variable explicative, passe de 0,57 sans tenir compte d'une stratification à 0,79 en moyenne avec stratification) et W_{15000} (r^2 , lorsque Ar est utilisé comme variable explicative, passe de 0,82 sans tenir compte d'une stratification à 0,86 en moyenne avec stratification)

La pertinence de la prise en compte de la lithologie a aussi été mise en évidence par King *et al.*, (2003 cités par Laurent et Rossignol, 2004), ils ont montré que l'erreur moyenne d'estimation des propriétés de rétention en eau par les FPT pouvait être réduite par la classification selon le type de matériau parental.

D'après Morvan *et al.* (2004), la proximité géographique de la zone d'étude par rapport à celle ayant servi de base aux FPT et la similitude des matériaux parentaux sont des éléments importants à prendre en compte pour apprécier l'aptitude potentielle des FPT à estimer les propriétés de rétention en eau des sols.

9. Les éléments grossiers

La présence d'éléments grossiers modifie les propriétés physiques des sols, notamment leur capacité de stockage d'eau. Coutadeur *et al.* (2000), ont montré que la négligence de la phase caillouteuse, conduisait à des surestimations de la réserve utile (RU) de 22 à 39 % mais que sa prise en compte comme une phase inerte, conduisait à une sous estimation de 8 à 34 % de la RU. Cette étude a donc mis en évidence que la phase caillouteuse participe au maintien d'une réserve en eau dans le sol accessible aux plantes.

Cependant, et d'après Morvan *et al.* (2004), la présence éventuelle d'éléments grossiers n'est prise en compte dans aucune FPT de la littérature. Par conséquent, ces auteurs ont procédé à une correction des teneurs en eau mesurées à différents potentiels et exprimé ces dernières par rapport à la seule fraction fine ($< 2 \text{ mm}$) des horizons. Ils ont constaté que la qualité des estimations se dégrade nettement pour les fonctions de pédotransfert proposées par Rawls *et al.* (1982) ; Hall *et al.* (1977) et Vereecken *et al.* (1989) et plus légèrement pour celles proposées par Bastet (1999). En revanche, la qualité des estimations s'améliore pour les FPT de Bruand *et al.* (2002). Cependant, selon Morvan *et al.*, (2004), cette correction des teneurs en eau mesurées et calculées, ne permet à aucune FPT de donner des résultats satisfaisants pour les sols caillouteux, le plus souvent peu épais

D'après Gras (1974), dans certains cas, les éléments grossiers contribuent à l'alimentation en eau des plantes, parce qu'ils sont poreux. Laroche (1997), a signalé que lorsque leur présence dépasse 5 %, ils présentent une gêne dans l'utilisation du sol. Ainsi, les éléments grossiers diluent la terre fine, abaissant encore les capacités de rétention en eau, celles-ci sont inversement proportionnelles à la teneur volumique des éléments grossiers.

10. Le climat et l'histoire du sol

La dynamique structurale d'un sol est d'une importance capitale, elle dépend du mode de mise en place des matériaux sur lequel se développe le sol, mais aussi des actions conjuguées du climat et de la végétation. Les facteurs climatiques comme le gel ou les alternances humectation-dessiccation sont à même de créer des forces internes "d'auto-compaction". Dans le sol, particulièrement dans les couches inférieures, le volume disponible pour le gonflement des agrégats en phase de réhumectation est limité. Les forces internes produites sont de l'ordre de 2 MPa (Lecuyer *et al.*, 1978 in Bigorre, 2000) et sont susceptibles de réorganiser la porosité du sol à l'échelle de l'agrégat.

Selon Tessier *et al.* (1996), durant la période estivale, les sols ont globalement tendance à ce dessécher. La recharge en eau des sols se produit généralement en automne ou en hiver. Au cours de l'hiver, la teneur en eau à la capacité au champ est généralement atteinte ; par la suite, dès que les températures s'élèvent, la transpiration des végétaux participe à la mobilisation de la réserve en eau. Le sol peut se dessécher jusqu'à ce que la plante atteigne son point de flétrissement.

Par ailleurs, dans les sols, les comportements dépendent aussi de l'histoire hydrique du matériau. Croney et Coleman (1954 in Bigorre, 2000), ont montré que la dessiccation provoque une réorganisation analogue à une surconsolidation. Ainsi, plus la dessiccation est importante, moins l'échantillon reprend d'eau lors de la réhumectation.

D'après Bigorre (2000), les propriétés du sol, indépendamment de leur constitution, dépendent de leur mode de mise en place et de leur histoire. Plus les sols sont anciens et à priori, plus les stress climatiques subis sont importants, plus le sol est consolidé et moins les possibilités de rétention en eau du sol sont importantes.

11. L'occupation des sols

L'effet de la végétation sur le sol est suffisamment important pour qu'il entre parfois dans les critères de classification. Tel est le cas pour une végétation naturelle, par exemple sous forêt. Cependant, dans de nombreuses études des propriétés hydriques des sols, le rôle de la végétation n'est ni pris en compte ni même explicité (Bigorre, 2000).

A ce sujet, certains auteurs ont montré l'importance de la végétation sur la rétention en eau des sols. Stone *et al.* (1994 cités par Balbino *et al.*, 2002), dans leur étude sur des Ferralsols ont constaté une augmentation de la quantité d'eau retenue à tous les potentiels matriciels après sept cultures consécutives. D'autres auteurs (Kato, 1995 ; Santos, 1997 et Carvalho, 1998 cités par Balbino *et al.*, 2002) ont montré une augmentation de la réserve en eau disponible dans l'horizon 0–20 cm après mise en culture.

Dans une étude effectuée par Bigorre (2000), sur des sols limoneux d'anciennes forêts de l'est de la France, dont une partie est cultivée en cultures intensives de céréales, l'autre partie est restée sous forêts, les résultats obtenus ont montré une diminution importante dans la rétention en eau et une augmentation de la densité apparente (D_a) des sols cultivés en céréales. La capacité de rétention en eau calculée pour 1 m de profondeur du sol sous

céréales était inférieure de 30% à celle des sols forestiers. L'horizon labouré perd 60% de son carbone organique comparé à l'horizon de surface sous forêt. Cette différence dans la teneur en carbone associée à l'effet de la faune et de labour peut expliquer la faible rétention en eau des horizons labourés

Selon Debaeke et Caébelguenne (1994 in Bigorre, 2000), l'introduction de plantes très desséchantes comme le tournesol mènent à une modification de la structure du sol ainsi que de ses propriétés hydriques.

Conclusion

La connaissance des propriétés de rétention en eau des sols est particulièrement utile pour gérer les besoins en irrigation et les transferts de soluté dans le sol (Morvan *et al.*, 2004). Selon Tessier *et al.* (1996), la rétention en eau des sols dépend de plusieurs facteurs, cités par Laroche (1997), deux sont prépondérants : la densité apparente qui est une expression de la porosité, la teneur en eau retenue étant fonction de la taille des pores ainsi que la force de l'énergie de rétention, cette dernière est conditionnée par la texture (Bigorre, 2000), et la profondeur du sol, la capacité de rétention croit en fonction de la profondeur.

La texture et la densité apparente apparaissent donc comme des grandeurs déterminantes pour estimer correctement les propriétés de rétention en eau des sols. Afin d'établir des fonctions de pédotransfert, une classification par texture, ou par texture et densité apparente, permet d'améliorer la qualité des estimations. C'est le cas des FPT de Bastet (1999 cité par Morvan *et al.*, 2004) et celles proposées par Bruand *et al.* (2002).

Cependant, d'autres études (Bastet, 1999 ; Tietje et Tapkenhinrichs, 1993 ; Wösten *et al.*, 2001 cités par Morvan *et al.*, 2004), ont montré que la proximité géographique, les conditions de pédogenèse et le matériau parental sont des éléments importants à prendre en compte pour apprécier l'aptitude potentielle des fonctions de pédotransfert à estimer les propriétés de rétention en eau des sols. L'activité biologique et les pratiques culturales entraînent des modifications de la porosité et par conséquent la rétention en eau du sol (Lamandé *et al.*, 2004).

Tessier *et al.* (1996), ont souligné que l'extension du système racinaire des végétaux et la demande déterminée par le climat (évapotranspiration) sont aussi des facteurs importants à prendre en compte pour étudier la disponibilité de l'eau pour le développement des plantes.

Enfin, l'utilisation des fonctions de pédotransfert pour l'estimation de la rétention en eau des sols s'est généralisée ces dernières années ; le choix des facteurs qui sont en relation avec ce paramètre pour la modélisation est très variable d'un auteur à l'autre, ce qui a permis d'améliorer la qualité des estimations en améliorant la précision des FPT établies.

Partie II Matériel et méthodes

Chapitre IV Matériel et méthodes

I. Matériel d'étude

1. Objectif

L'objectif de ce travail consiste à rechercher un modèle prédictif de rétention en eau des sols à différents potentiels matriciels (pF), par la mise en corrélation des caractéristiques des sols et de leurs propriétés hydriques. La démarche adoptée consistait à rechercher une gamme diversifiée de sols d'Algérie, en vue d'élaborer un modèle destiné à une large application. C'est ainsi que des prélèvements d'échantillons de sols ont été réalisés selon un transect latitudinal. Ce choix répond à plusieurs critères discriminants :

1. succession d'étages bioclimatiques (du sub-humide à l'aride), par conséquent,
2. variations des teneurs du sol en MO, CaCO₃...,
3. développements de profils sur matériel parental différents,
4. variabilité texturale des sols,
5. développement de structures du sol différentes (densité apparente).

2. Echantillonnage

Un échantillonnage a été réalisé du 11/03/2006 au 13/03/2006 selon un axe Nord-Sud en partant d'Alger vers Messaâd. Sur le terrain, les critères retenus pour les prélèvements des sols sont : la couleur, la texture et l'occupation du sol. Les échantillons proviennent d'horizons de surface car facilement accessibles, par ailleurs ils occupent une position d'interface sol-atmosphère, subissent de ce fait de fortes variations de teneur en eau, et abritent l'essentiel du système racinaire des plantes annuelles. Dans cet horizon, en plus des modifications apportées par les techniques culturales, les phénomènes d'humectation et de dessiccation sont rapides et fréquents ; c'est également dans cette couche supérieure du sol que l'extraction racinaire est la plus importante (Callot *et al.*, 1982). Sur le terrain, il a été observé une relative homogénéité des sols au fur et à mesure que nous nous éloignons du nord, correspondant ainsi à des variations climatiques de plus en plus faibles.

3. Localisation des échantillons de sol

Chaque prélèvement est géoréférencé (tableau I annexe I) afin de permettre la localisation des échantillons (figure 6) sur une carte (Limites Algérie). C'est ainsi qu'un total de 38 échantillons a été collecté, sensé représenter une large gamme d'horizons de surface des sols d'Algérie.

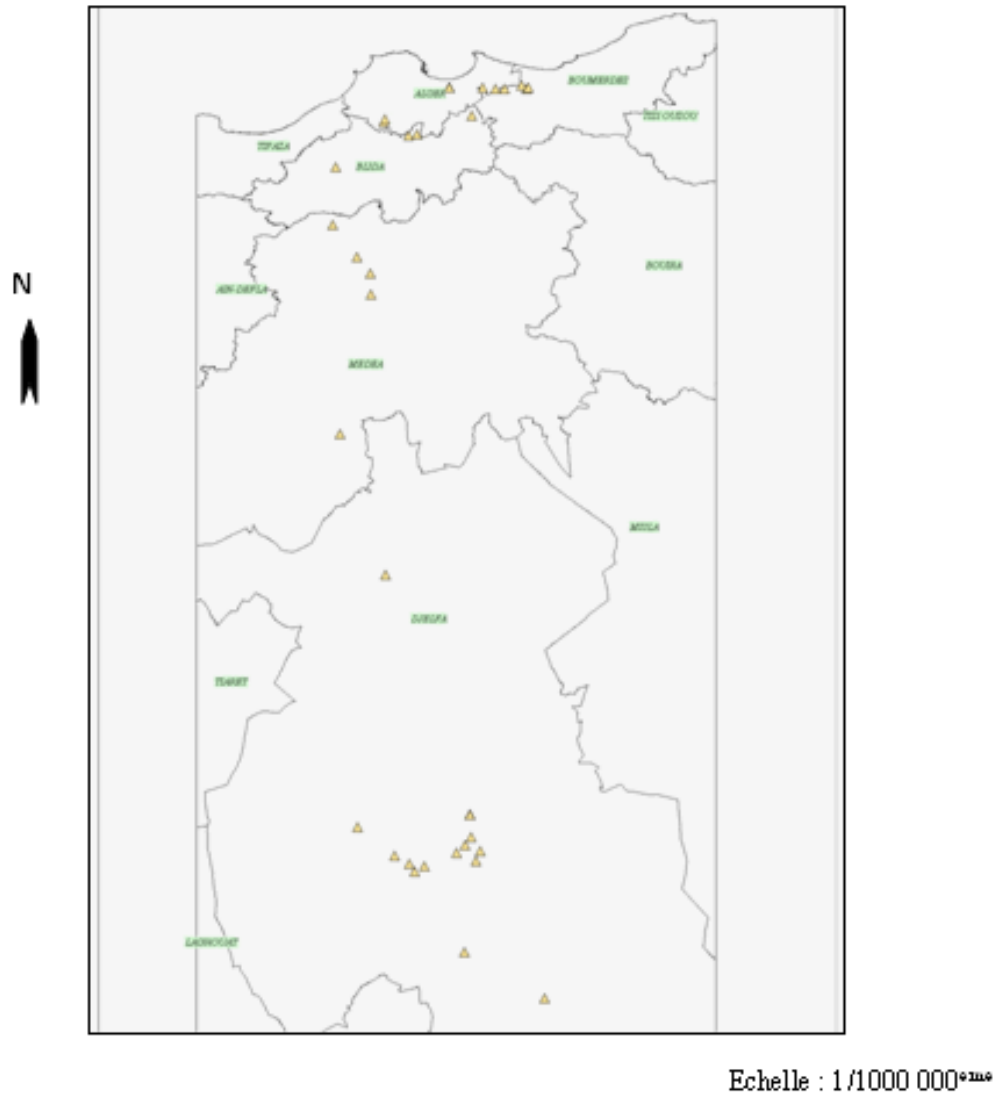


Figure 6 : Localisation des échantillons de sol

II. Méthodes mises en oeuvre

1. Prélèvements des échantillons de sol

Dans le but d'intégrer l'influence de la structure du sol sur la rétention en eau notamment aux potentiels élevés, les échantillons ont été prélevés dans des cylindres rigides ($22 \text{ à } 30 \text{ cm}^3$) amenés aux environs de la capacité au champ par des apports d'eau distillée (Bruand *et al.*, 2002). Parallèlement, un sachet d'environ 1 kg est rempli de terre, il constituera l'échantillon remanié (terre séchée à l'air libre est tamisée à 2 mm). Les échantillons ainsi prélevés ont été conservés dans un réfrigérateur, de façon à modifier le moins possible leur état hydrique et éviter un pic de minéralisation de la matière organique (Bigorre, 2000).

2. Caractérisation des sols étudiés

Les échantillons de sol ainsi prélevés ont subis une caractérisation physique et chimique. Les valeurs présentées dans les tableaux VI et VII sont des moyennes calculées sur trois répétitions.

2.1. Méthodes d'analyses physiques

Les analyses granulométriques ont été effectuées, sans décarbonatation, par la méthode internationale à la pipette de Robinson. La densité apparente a été déterminée par la méthode au cylindre. Les résultats obtenus sont portés dans le tableau VI.

Les densités apparentes sont déterminées en employant des cylindres de 22 à 30 cm³ de volume qui sont enfoncés verticalement dans les horizons de surface. L'opération est répétée quatre fois et le résultat est la moyenne de trois ou quatre mesures. La valeur de la densité apparente est calculée après passage à l'étuve à 105 C° pendant 24 heures.

| N° Echantillon | Analyses granulométriques (%) | | | | | | da |
|-------------------|-------------------------------|------|------|------|------|------|-----|
| | Texture | A | LF | LG | SF | SG | |
| 1 | A | 41,4 | 29,6 | 9,9 | 14,3 | 4,7 | 1,2 |
| 2 | LF | 21,8 | 43,7 | 11,6 | 9,6 | 13,3 | 1,4 |
| 3 | LFA | 21,3 | 42,6 | 21,4 | 10,0 | 4,7 | 1,5 |
| 4 | L | 23,0 | 28,7 | 0,7 | 12,6 | 34,9 | 1,3 |
| 5 | LS | 10,3 | 10,3 | 7,7 | 67,5 | 4,2 | 1,7 |
| 6 | LA | 48,6 | 32,4 | 11,6 | 6,2 | 1,3 | 1,1 |
| 7 | LS | 15,7 | 10,5 | 8,2 | 53,3 | 12,3 | 1,3 |
| 8 | LAS | 20,9 | 10,5 | 4,4 | 60,3 | 3,9 | 1,3 |
| 9 | LS | 10,3 | 5,2 | 8,9 | 17,8 | 57,9 | 1,5 |
| 10 | LS | 15,6 | 5,2 | 8,4 | 47,2 | 23,6 | 1,4 |
| 11 | LAS | 20,7 | 5,2 | 4,0 | 63,8 | 6,2 | 1,4 |
| 12 | L | 27,1 | 21,7 | 11,3 | 39,4 | 0,5 | 1,2 |
| 13 | LAS | 21,2 | 10,6 | 10,9 | 50,7 | 6,6 | 1,2 |
| 14 | LA | 31,9 | 31,9 | 15,0 | 18,6 | 2,7 | 1,0 |
| 15 | L | 22,0 | 22,0 | 7,7 | 40,9 | 7,4 | 1,2 |
| 16 | L | 22,4 | 22,4 | 6,7 | 39,9 | 8,5 | 1,1 |
| 17 | LS | 15,7 | 5,2 | 4,4 | 51,1 | 23,5 | 1,4 |
| 18 | LAS | 26,3 | 5,3 | 1,6 | 50,7 | 16,2 | 1,2 |
| 19 | LS | 10,5 | 10,5 | 14,5 | 46,1 | 18,4 | 1,3 |
| 20 | LFA | 21,7 | 27,2 | 45,7 | 4,8 | 0,6 | 1,1 |
| 21 | LAS | 20,7 | 10,4 | 6,5 | 49,4 | 13,0 | 1,3 |
| 22 | L | 20,8 | 20,8 | 10,1 | 38,9 | 9,4 | 1,0 |
| 23 | LAS | 26,3 | 15,8 | 2,1 | 54,9 | 0,9 | 1,3 |
| 24 | AL | 44,4 | 27,8 | 15,3 | 12,2 | 0,2 | 1,2 |
| 25 | A | 45,9 | 11,5 | 10,2 | 19,1 | 13,3 | 1,3 |
| 26 | LA | 32,5 | 37,9 | 14,2 | 11,6 | 3,7 | 1,6 |
| 27 | AL | 43,7 | 38,2 | 6,1 | 9,3 | 2,7 | 1,4 |
| 28 | A | 52,0 | 28,9 | 5,0 | 8,2 | 5,9 | 1,3 |
| 29 | LA | 26,5 | 21,2 | 11,5 | 12,6 | 28,1 | 1,4 |
| 30 | LAS | 32,4 | 16,2 | 5,3 | 10,5 | 35,6 | 1,5 |
| 31 | LA | 38,2 | 32,7 | 20,2 | 7,1 | 1,7 | 1,2 |
| 32 | AL | 48,7 | 37,9 | 8,7 | 3,8 | 1,0 | 1,2 |
| 33 | LA | 28,3 | 45,2 | 1,2 | 8,4 | 17,0 | 1,1 |
| 34 | A | 44,3 | 22,1 | 5,8 | 14,5 | 13,3 | 1,4 |
| 35 | A | 55,4 | 16,6 | 4,3 | 13,0 | 10,7 | 1,4 |
| 36 | AL | 46,8 | 29,3 | 10,9 | 10,1 | 2,9 | 1,3 |
| 37 | LA | 31,8 | 26,5 | 26,6 | 14,7 | 0,3 | 1,3 |
| 38 | LA | 38,6 | 33,1 | 19,2 | 7,2 | 1,9 | 1,3 |

Tableau VI. Caractéristiques et propriétés physiques des sols

La composition granulométrique des sols étudiés est exprimée en utilisant le diagramme des textures proposé par l'USDA (figure 7).

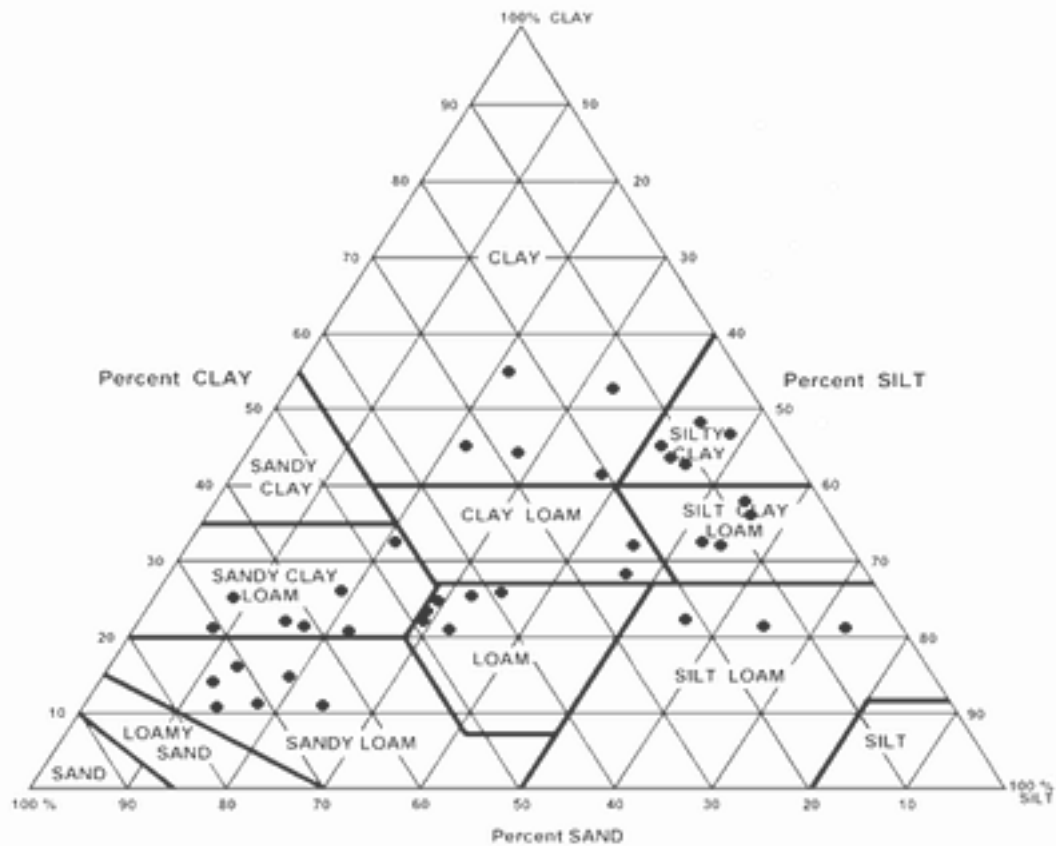


Figure 7. Texture des sols étudiés (USDA)

Les résultats obtenus montrent que les horizons étudiés présentent une gamme de texture variée (A, AL, L, LA, LAS, LS). Ceci présuppose un comportement hydrique des sols distinct.

Les teneurs en argile, limons fins, limons grossiers, sables fins et sables grossiers varient, respectivement de 10,3 % à 55,4 %, 5,2 % à 45,2 %, 0,7 % à 45,7 %, 3,8 % à 67,5 % et de 0,2% à 57,9 %. Les densités apparentes mesurées varient de 1 à 1,7, celles-ci traduisent la porosité des sols et par conséquent leurs différentes propriétés de rétention en eau.

2.2. Méthodes d'analyses chimiques

Le carbone total et l'azote ont été dosés respectivement selon les méthodes Anne et Kjeldahl. Les mesures de pH ont été faites au pH mètre avec un rapport sol/eau de 1/2,5. La conductivité électrique (CE) au conductimètre avec un rapport sol/eau de 1/5. La capacité d'échange cationique (CEC) du sol a été déterminée par saturation à l'acétate de sodium, centrifugation et dosage de l'ammonium au Büchi. L'extraction des bases échangeables a été effectuée à l'acétate d'ammonium, centrifugation et dosage, par la suite, au spectrophotomètre à flamme. Le calcaire total a été déterminé par la méthode volumétrique au calcimètre de Bernard. Les résultats de la caractérisation chimique des sols figurent dans le tableau VII.

Les résultats de l'analyse chimique montrent que les sols étudiés, excepté les sols 20, 24 et 38 (CE comprise entre 0,54 et 1,49 dS/m), ne présentent pas de salinité (CE varie de 0,03 à 0,30 dS/m), ils ont un pH alcalin (7,5 à 8,5) à très alcalin (sol 24 avec 9,2). Les teneurs en CaCO₃ sont comprises entre 0 et 22,5 %, cette gamme de variation indique que les sols étudiés sont non calcaires à modérément calcaires. La CEC évolue entre 7 et 57,1 Cmoles/kg de terre, alors que les teneurs en matière organique varient de 0,5 à 8,2%. Ce dernier paramètre est fondamental pour la rétention en eau soit directement soit indirectement à travers la structure du sol, il est estimé optimum lorsque son taux équivaut à 1/10 de celui de l'argile. Sur cette base, on rencontre une gamme de sols des plus riches aux plus pauvres au plan organique.

Néanmoins, certaines valeurs de la CEC semblent être discordantes par rapport à la constitution des sols, il s'agit probablement de problèmes techniques lors d'analyses.

3. Etude des propriétés de rétention en eau des sols

Les propriétés de rétention en eau des sols ont été déterminées au laboratoire sur des échantillons remaniés et non remaniés. Après saturation par capillarité avec de l'eau distillée durant 24 h, 8 valeurs de potentiel matriciel variant de -40 à -15000 hPa (Bastet *et al.*, 1998) ont été appliquées en drainage (tableau VIII) au moyen de la presse à membrane de Richards (1954). Les mesures ont requis 4 répétitions et un temps d'équilibre de 2 à 5 jours selon la texture des sols étudiés, il est d'autant plus long que les échantillons sont plus argileux (Baize, 2000). Le tableau VIII montre les valeurs des potentiels matriciels retenues pour effectuer des mesures de rétention en eau et leur signification agronomique.

| Valeurs des contraintes appliquées | | Signification agronomique |
|------------------------------------|-----|---|
| hPa | pF | |
| 0 | 0 | Humidité à saturation |
| 40 | 1.6 | Drainage rapide des sols de texture équilibrée |
| 80 | 1.9 | Drainage lent des sols de texture équilibrée |
| 160 | 2.2 | Capacité de rétention en eau des sols sableux cultivés |
| 320 | 2.5 | Capacité de rétention en eau des sols de texture équilibrée |
| 510 | 2.7 | Capacité de rétention en eau des sols de texture argilo-limoneuse ou limono-argileuse |
| 1000 | 3 | Capacité de rétention en eau des sols de texture argileuse |
| 3500 | 3.5 | Humidité au point de flétrissement temporaire pour les sols de texture équilibrée. Rupture de liens capillaires des sols argileux |
| 16000 | 4.2 | Humidité au point de flétrissement permanent |

Tableau VIII. Potentiel matriciel et signification agronomique (Calembert, 1983)

A chaque potentiel, l'humidité pondérale exprimée en % a été mesurée après des pesées en humide et à sec de l'échantillon ; les résultats expriment la moyenne de 4 répétitions (annexes II, tableaux II et III).

3.1. Etablissement des courbes pF

La relation teneur en eau/potentiel matriciel est souvent représentée par une courbe de rétention en eau appelée également courbe pF. Ces dernières sont établies pour chaque sol échantillonné (remanié et non remanié) et pour chaque classe de texture, et ce après avoir calculé les teneurs en eau moyennes massiques aux différentes valeurs de potentiel.

3.2. Détermination des humidités caractéristiques des sols

3.2.1. Humidité à la capacité de rétention

Les teneurs en eau à la capacité au champ n'ont pas fait l'objet de mesure sur le terrain. Les valeurs prises en compte dans ce travail sont les valeurs mesurées au laboratoire, c-à-d les teneurs en eau à la capacité de rétention des sols en tenant compte de la texture. Les résultats obtenus sont portés dans le tableau IX.

3.2.2. Humidité au point de flétrissement permanent

L'humidité des sols à 16000 hPa, le point de flétrissement permanent, est obtenue suite aux mesures par la presse à membrane de Richard et passage à l'étuve à 105 C°. Les valeurs de rétention en eau à cette valeur de potentiel sont présentées dans le tableau IX.

3.2.3. Réserve utile

Afin d'illustrer l'effet du passage de l'échelle de cylindre à celui du sol en place, nous avons calculé, pour chaque sol, une réserve en eau utile (RU) en utilisant les valeurs de teneur en eau mesurées à la capacité de rétention et au point de flétrissement permanent (tableau IX). Elle est déterminée (en pourcentage) pour chaque échantillon en utilisant la relation suivante :

$$\mathbf{RU = (Wcr - Wpf)}$$

Où :

Wcr et Wpf : teneur en eau pondérale (en %) respectivement à la capacité de rétention et au point de flétrissement permanent.

| N° Echan- tillon | Sols non remaniés (NR) | | | Sols remaniés (R) | | |
|------------------------|------------------------|-------------------------|-----------|------------------------|-------------------------|-----------|
| | W _{cr} (%) | W _{4,2} (%) | RU (%) | W _{cr} (%) | W _{4,2} (%) | RU (%) |
| 1 | 30,8 | 29,8 | 1,0 | 36,3 | 30,4 | 5,9 |
| 2 | 21,3 | 17,5 | 3,8 | 33,6 | 23,7 | 9,9 |
| 3 | 20,8 | 18,6 | 2,2 | 27,9 | 20,0 | 7,9 |
| 4 | 21,5 | 18,5 | 3,0 | 31,9 | 19,9 | 12,0 |
| 5 | 18,8 | 7,0 | 11,8 | 28,6 | 8,9 | 19,7 |
| 6 | 33,0 | 28,4 | 4,6 | 31,9 | 24,4 | 7,5 |
| 7 | 30,1 | 20,8 | 9,3 | 33,6 | 13,7 | 19,9 |
| 8 | 34,2 | 24,7 | 9,5 | 35,0 | 14,2 | 20,8 |
| 9 | 14,5 | 6,8 | 7,7 | 27,5 | 8,4 | 19,1 |
| 10 | 22,9 | 12,9 | 10,0 | 27,4 | 10,4 | 17,0 |
| 11 | 22,6 | 16,7 | 5,9 | 29,1 | 14,8 | 14,3 |
| 12 | 32,2 | 19,8 | 12,4 | 48,1 | 22,1 | 26,0 |
| 13 | 27,3 | 21,9 | 5,4 | 34,5 | 17,0 | 17,5 |
| 14 | 35,8 | 31,8 | 4,0 | 31,5 | 16,6 | 14,9 |
| 15 | 30,5 | 24,4 | 6,1 | 38,3 | 18,9 | 19,4 |
| 16 | 27,7 | 22,5 | 5,2 | 38,2 | 15,6 | 22,6 |
| 17 | 21,2 | 13,4 | 7,8 | 29,2 | 10,2 | 19,0 |
| 18 | 24,6 | 18,1 | 6,5 | 34,5 | 10,1 | 24,4 |
| 19 | 28,7 | 18,6 | 10,1 | 35,3 | 16,7 | 18,6 |
| 20 | 31,1 | 25,8 | 5,3 | 34,9 | 18,5 | 16,4 |
| 21 | 21,6 | 16,7 | 4,9 | 32,2 | 18,6 | 13,6 |
| 22 | 29,7 | 18,7 | 11,0 | 32,8 | 11,4 | 21,4 |
| 23 | 30,5 | 23,5 | 7,0 | 35,4 | 21,5 | 13,9 |
| 24 | 34,0 | 30,4 | 3,6 | 36,7 | 22,9 | 13,8 |
| 25 | 30,7 | 28,8 | 1,9 | 27,3 | 21,7 | 5,6 |
| 26 | 23,7 | 21,4 | 2,3 | 31,4 | 23,6 | 7,8 |
| 27 | 25,5 | 23,6 | 1,9 | 29,9 | 19,7 | 10,2 |
| 28 | 28,5 | 26,5 | 2,0 | 33,2 | 27,2 | 6,0 |
| 29 | 17,5 | 14,3 | 3,2 | 22,5 | 16,6 | 5,9 |
| 30 | 22,4 | 19,3 | 3,1 | 29,9 | 19,3 | 10,6 |
| 31 | 35,2 | 32,2 | 3,0 | 41,4 | 30,6 | 10,8 |
| 32 | 30,1 | 28,9 | 1,2 | 35,5 | 24,3 | 11,2 |
| 33 | 25,1 | 21,1 | 4,0 | 31,1 | 18,4 | 12,7 |
| 34 | 25,2 | 23,0 | 2,2 | 24,8 | 16,6 | 8,2 |
| 35 | 24,2 | 23,6 | 0,6 | 22,2 | 13,9 | 8,3 |
| 36 | 32,7 | 30,7 | 2,0 | 30,8 | 19,1 | 11,7 |
| 37 | 34,1 | 31,2 | 2,9 | 35,2 | 24,7 | 10,5 |
| 38 | 28,4 | 25,9 | 2,5 | 42,5 | 35,2 | 7,3 |

cr : capacité de rétention

RU : réserve utile

Tableau IX. Humidités caractéristiques des sols étudiés

4. Etablissement des fonctions de pédotransfert

Selon plusieurs auteurs dont Bastet *et al.* (1998) ; Bigorre (2000) ; Bruand *et al.* (2002), la méthode suivie repose sur l'exploitation des différentes caractéristiques du sol facilement accessibles (granulométrie, M.O, da, etc.) et la rétention en eau des sols à différents potentiels.

Dans la démarche adoptée, on cherche à expliquer les variations d'une variable appelée variable à expliquer ou variable dépendante en fonction des variations d'autres variables, appelées variables explicatives ou variables indépendantes.

D'après Berthier (1992), mathématiquement, on nomme Y la variable à expliquer, dans notre cas, les teneurs en eau pondérales (W %) à différents potentiels, Xi les variables explicatives (les caractéristiques du sol) et n le nombre d'individus de l'échantillon.

Ainsi, afin de simplifier les déterminations lourdes de laboratoire pour la détermination des teneurs en eau des sols, Bastet *et al.* (1999 cités par Luc *et al.*, 2003) ont montré que

dans un contexte pédologique donné, il était possible de les lier à différentes caractéristiques du sol simples à obtenir par l'intermédiaire d'une régression multiple appelée fonction de pédotransfert (FTP) du type :

$$W = a_1 C_1 + a_2 C_2 + a_3 C_3 + \dots + a_i C_i + b$$

Dans laquelle C_i est une caractéristique pédologique ou variable explicative (appelées aussi variables indépendantes) ;

a_i : le coefficient de la régression correspondant. Ces coefficients sont estimés suivant une procédure statistique ;

b : l'ordonnée à l'origine ;

W : la teneur en eau ou variable à expliquer (appelée aussi variable dépendante).

La démarche suivie consiste à avoir un coefficient de corrélation, entre la variable dépendante et les variables indépendantes choisies, le plus proche de 1. L'établissement des FPT est effectué en trois étapes :

1. FPT établies pour l'ensemble des échantillons étudiés : cette étape est réalisée par l'introduction progressive des caractéristiques du sol (variables indépendantes) en commençant par deux variables (Tomassone *et al.*, cités par Arrouays et Jamagne, 1993) et ce pour 9 points de potentiel (0, 40, 80, 160, 330, 150, 1000, 3500 et 16000 hPa). Notons que le choix des variables indépendantes est fait après avoir vérifié, par régression simples, qu'elles sont corrélées linéairement avec la variable à expliquer (dépendante) ;

2. FPT établies par classe de texture : les sols étudiés sont regroupés par classe de texture en introduisant une limite de teneur en argile de 30 % (Bastet *et al.*, 1998). Les FPT sont établies à partir des caractéristiques des sols en utilisant l'équation obtenue dans la première étape qui comporte les variables explicatives les plus concluantes. Ainsi, pour aboutir à des valeurs de teneurs en eau à différentes valeurs de potentiel et tout en tenant compte de la texture et d'autres variables explicatives (densité apparente et matière organique), les horizons ont été répartis en deux textures en fonction de leur composition granulométrique :

- les sols argileux (teneur en argile ≥ 30 %) ;
- les sols non argileux (teneur en argile ≤ 30 %).

3. FPT établies pour la prédiction de la réserve utile des sols : cette étape est réalisée par l'introduction progressive des caractéristiques du sol, en considérant l'ensemble des sols, puis les sols par texture.

5. Etude statistique

Les résultats obtenus ont fait l'objet d'un traitement : statistiques descriptives (moyenne, maximum, minimum, 1^{er} quartile, 3^{eme} quartile, l'écart type et le coefficient de variation) ainsi que l'établissement des FPT, au moyen du logiciel statistica (version 6) sur les paramètres suivants :

- les caractéristiques physique et chimiques des sols étudiés ;
- les teneurs en eau à différents pF pour les sols remaniés ;
- les teneurs en eau à différents pF pour les sols non remaniés ;
- les humidités caractéristiques des sols ;
- établissement des FPT pour l'ensemble des sols pour 9 points de potentiel ;
- établissement des FPT par type de texture pour 9 points de potentiel ;

- établissement des FPT pour la prédiction de la réserve utile pour l'ensemble des sols et pour les sols par type de texture.

Concernant les FPT, la liaison entre la variable à expliquer Y (les teneurs en eau à différents pF) et l'ensemble des variables explicatives (A, LF, LG, SF, MO et da) est mesurée par un coefficient de corrélation (ou par le coefficient de détermination R^2) obtenu comme étant la racine carrée du coefficient de détermination R^2 , suite à une analyse par régressions multiples.

Ainsi, les relations étudiées sont de type :

$$Y_1 = f(A, MO)$$

$$Y_2 = f(CEC, LF)$$

$$Y_3 = f(A, MO, LF)$$

$$Y_4 = f(A, MO, LF, LG)$$

$$Y_5 = f(A, LF, LG, SF, MO)$$

$$Y_6 = f(A, LF, LG, SF, MO, da)$$

6. Validation des fonctions de pédotransfert établies

Plusieurs auteurs cherchent à évaluer l'efficacité des FPT. L'évaluation de ces dernières porte essentiellement sur leur capacité à estimer avec plus au moins de justesse les teneurs en eau mesurées pour un échantillon test d'horizons de sols (Bastet *et al.*, 1998).

Dans ce travail, les mêmes échantillons ayant servis pour l'établissement des FPT sont utilisés pour la validation.

Ainsi, les teneurs en eau mesurées ont été comparées à celles prédites à l'aide des FPT établies pour l'ensemble des sols étudiés dans une première étape, et celles établies par type de texture dans une seconde étape.

Pour comparer les valeurs de W prédites par les FPT à celles mesurées sur les horizons étudiés, un critère d'erreur est utilisé, c'est l'erreur moyenne de prédiction (EMP) définie par :

$$EMP = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (W_{pi} - W_{mi})$$

(Van Alphen *et al.*, 2001 ; Bruand *et al.*, 2002 ; Morvan *et al.*, 2004)

Avec n, nombre d'horizons, W_{pi} , teneur en eau massique prédite, W_{mi} , teneur en eau mesurée. L'estimation est d'autant moins biaisée que EMP est proche de 0. Par ailleurs, les fonctions de pédotransfert surestiment la teneur en eau lorsque EMP est positif et la sous-estiment lorsque EMP est négatif. Nous avons aussi calculé l'écart type de prédiction (ETP) défini par :

$$ETP = \left\{ \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [(W_{pi} - W_{mi}) - EMP]^2 \right\}^{1/2}$$

(Van Alphen et al., 2001 ; Bruand et al., 2002)

L'écart type de prédiction renseigne sur la précision de l'estimation. Cette précision est d'autant plus élevée que ETP est faible.

Partie III Résultats et discussions

Chapitre V Analyse des résultats

1. Caractéristiques des sols

A travers les statistiques descriptives, nous allons étudier la variabilité des paramètres pédologiques retenus. Il s'agit de la granulométrie, la densité apparente, la CEC, le calcaire total, la matière organique, la CE, le pH, l'azote total et les teneurs en eau à différents pF, pour les sols remaniés (R) et pour les sols non remaniés (NR). Le choix de ces paramètres se justifie par la place qui leur est accordée dans la rétention en eau, les fonctions de pédotransfert ainsi que leur importance sur le plan agronomique. Les traitements statistiques porteront sur l'ensemble des sols étudiés.

1.1. Variation des données physiques sur l'ensemble des sols

Les résultats des traitements statistiques sur les données physiques de l'ensemble des échantillons de sol sont portés dans le tableau X.

Tableau X. Caractéristiques physiques de l'ensemble des sols

| variables | A (%) | LF (%) | LG (%) | SF (%) | SG (%) | da |
|---------------------------------|-------|--------|--------|--------|--------|-----|
| Moyenne | 29,6 | 22,4 | 10,5 | 26,6 | 10,9 | 1,3 |
| Minimum | 10,3 | 5,2 | 0,7 | 3,8 | 0,2 | 1 |
| Maximum | 55,4 | 45,2 | 45,7 | 67,5 | 57,9 | 1,7 |
| 1^{er} Quartile | 20,9 | 10,5 | 5,3 | 10 | 2,7 | 1,2 |
| 3^{ème} Quartile | 41,4 | 31,9 | 11,6 | 47,2 | 13,3 | 1,4 |
| Ecart-type | 12,6 | 12 | 8,2 | 20,4 | 12,3 | 0,2 |

Les résultats obtenus montrent que le taux d'argile des sols étudiés varie de 10,3 % à 55,4 %, celui des limons fins et des limons grossiers varie de, respectivement, 5,2 % à 45,2 % et de 0,7 % à 45,7 %, quant aux sables fins et grossiers il varie de 3,8 % à 67,5% et de 0,2 à 57,9%. Le tableau X indique que 25 % des échantillons ont des taux en argile, limons fins, limons grossiers et sable fins inférieurs respectivement à 20,9 %, 10,5 %, 5,3 % et 10 %. Alors que 75% des échantillons, en ces mêmes fractions, ont des taux inférieurs respectivement à 41,4%, 31,9 %, 11,6 %, et 47,2 %. Ainsi, une distribution variée de différentes fractions granulométriques, présuppose un comportement hydrique des sols distinct.

Concernant les densités apparentes, le tableau ci-dessus montre que la densité apparente des sols étudiés varie de 1 à 1,7. Les résultats obtenus montrent ainsi que 25 % des échantillons ont des densités apparentes inférieurs à 1,2, cependant 75 % des échantillons ont des densités apparentes inférieures à 1,4. L'intervalle de variation des densités apparentes est de 0,7. Celle-ci traduit la porosité des sols et par conséquent leur propriété de rétention en eau aux hauts potentiels.

1.2. Variation de la texture sur l'ensemble des sols

La variabilité par classe de texture de l'ensemble des échantillons étudiés est présentée dans le tableau XI.

Tableau XI. Classes texturales des sols étudiés

| Texture | Effectif | Taux par rapport à l'ensemble (%) |
|------------------------------|----------|-----------------------------------|
| Argileuse (A) | 5 | 13,16 |
| Argilo-limoneuse (AL) | 4 | 10,53 |
| Limoneuse (L) | 6 | 15,79 |
| Limono-argileuse (LA) | 10 | 26,31 |
| Limono-argilo-sableuse (LAS) | 7 | 18,42 |
| Limono-sableuse (LS) | 6 | 15,79 |
| Total | 38 | 100 |

Les 38 échantillons de sol sont regroupés en 6 classes texturales, selon le triangle des textures de l'USDA, dans lequel la classe des sols limoneux argileux représente 26,31 % de l'ensemble des échantillons. Les sols de texture limono-argilo-sableuses représentent

18,42 %, la classe des sols limoneux et limono-sableuse représente 15,79 %, celle des sols argileux et argilo limoneuses représente, respectivement, 13,16 % et 10,53 %.

1.3. Variation de données chimiques sur l'ensemble des sols

Le tableau ci-dessous synthétise la variation des caractéristiques chimiques des sols étudiés :

Les résultats obtenus montrent que les teneurs en MO des sols étudiés varient de 0,5 % à 8,3%, la teneur maximale en MO est enregistrée dans le cas de sol forestier de Temezgida (annexe I). La CEC varie dans un intervalle très large de 7 à 57,1 Cmoles/kg, ce qui confirme l'hétérogénéité horizontale des sols étudiés avec des proportions et des natures des constituants différents entre les horizons. Les valeurs de la CEC élevées confirment aussi la richesse plus importante des sols en matière organique et en particules granulométriques fines (Ben Hassine *et al.*, 2003). Les teneurs en azote total et en CaCO₃ varient, respectivement, de 0 % à 0,2 % et de 0 % à 22,6 %. Enfin, le pH varie de 7,1 à 9,2.

Le tableau XII indique que 25 % des échantillons ont des CEC inférieurs à 20,5Cmol/kg, des taux en MO, en azote total (NT) et en CaCO₃ inférieurs, respectivement à 1,8 %, 0,1% et 1,9%. Par ailleurs, 75 % des échantillons, ont des CEC inférieurs à 36,6 Cmol/kg, des taux en MO, en azote total (NT) et en CaCO₃ inférieurs, respectivement, à 4,3 %, 0,1 %, et 15,3 %.

2. Variation des humidités caractéristiques sur l'ensemble des sols remaniés et non remaniés

| Humidités caractéristiques | Sols non remaniés (NR) | | | Sols remaniés (R) | | |
|---------------------------------|------------------------|-----------|------|-------------------|-----------|------|
| | W_{cr} | $W_{4,2}$ | RU | W_{cr} | $W_{4,2}$ | RU |
| Moyenne | 27,1 | 22,0 | 5,0 | 32,7 | 18,9 | 13,7 |
| Minimum | 14,5 | 6,8 | 0,6 | 22,2 | 8,4 | 5,6 |
| Maximum | 35,8 | 32,2 | 12,4 | 48,1 | 35,2 | 26,0 |
| 1^{er} Quartile | 22,6 | 18,5 | 2,3 | 29,2 | 14,8 | 8,3 |
| 3^{ème} Quartile | 30,8 | 26,5 | 7,0 | 35,3 | 22,9 | 19,0 |
| Ecart type | 5,4 | 6,4 | 3,3 | 5,2 | 6,2 | 5,7 |

W en (%) ; RU en (%)

Tableau XIII. Humidités caractéristiques des sols remaniés et des sols non remaniés

Les humidités à la capacité de rétention et au point de flétrissement permanent sont différentes entre les sols non remaniés et les sols remaniés, W_{CR} varie de 14,5% à 35,8 % pour les sols non remaniés, et de 22,2 % à 48,1 % pour les sols remaniés. Par contre $W_{4,2}$ varie de 6,8 % à 32,2 % pour les sols non remaniés, et de 8,4 % à 35,2 % pour les sols remaniés. Ainsi, les teneurs en eau sont plus élevées dans les sols remaniés.

Le tableau III montre que les sols NR ont une réserve utile comprise entre 0,6 % et 12,4 %, elle est faible. Celle-ci est plus élevée dans le cas des sols remaniés, elle varie de 5,6 % à 26%. Globalement, les RU sont faibles à moyenne, en raison de la faible profondeur des sols retenus pour les calculs.

Le calcul du 1^{er} Quartile et de 3^{ème} Quartile montre que pour les sols non remaniés, 25 % des échantillons ont une capacité de rétention, une humidité à $pF=4,2$ et une réserve utile inférieure, respectivement, à 22,6 %, 18,5 % et 2,3 %. Toutefois, 75 % de ces mêmes échantillons ont une CR inférieure à 30,3 %, une humidité à $pF_{4,2}$ inférieure à 26,4% et une RU inférieure à 7 %. Concernant les sols remaniés, 25 % des échantillons ont une capacité de rétention, une teneur en eau au point de flétrissement permanent et une réserve utile inférieure, respectivement, à 29,2 %, 14,8 % et 8,3 %. Par ailleurs, 75 % de des échantillons ont une CR inférieure à 35,3 %, une humidité à $pF_{4,2}$ inférieure à 22,9 % et une RU inférieure à 19 %.

2.1. Teneur en eau à différents potentiels sur l'ensemble des sols non remaniés

Les moyennes de W (%) aux différents potentiels, l'écart type associé à cette moyenne ainsi que les valeurs minimum et maximum ont été calculés (tableau XIV).

Tableau XIV. Teneur en eau pondérale à différents potentiels des sols non remaniés

| Potentiel matriciel (hPa) | 0 | 40 | 80 | 160 | 320 | 510 | 1000 | 3500 | 16000 |
|---------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|
| Moyenne | 42,9 | 34,6 | 31 | 28,7 | 26,9 | 25,9 | 24,6 | 23,4 | 22 |
| Minimum | 27,4 | 20,8 | 17,4 | 14,5 | 12,4 | 12,3 | 10,3 | 7,8 | 6,8 |
| Maximum | 64,1 | 53,5 | 44 | 39,3 | 36,5 | 35,8 | 34,1 | 33,1 | 32,2 |
| 1^{er} Quartile | 35,5 | 28,5 | 25,6 | 24,4 | 22,4 | 20,9 | 20,2 | 19,4 | 18,5 |
| 3^{ème} Quartile | 49,5 | 39,9 | 36,8 | 34,2 | 32,5 | 31,1 | 29,6 | 28,1 | 26,5 |
| Ecart-type | 8,8 | 7,3 | 6,4 | 6,1 | 5,9 | 5,9 | 5,9 | 6,2 | 6,4 |

La teneur en eau massique (W) des sols étudiés est notablement variable selon la valeur du potentiel : elle est de 27,4 % à 64,1 % à saturation, de 20,8 % à 53,5 % à 40 hPa et de 6,8 % à 32,2 % à 16000 hPa.

Le tableau XIV montre qu'à saturation, 25 % des échantillons ont une teneur en eau inférieure à 35,5%, et 75 % ont une teneur en eau inférieure à 49,5 %. A 40 hPa, 25 % des échantillons ont une humidité inférieure à 28,5 %, et 75 % ont une humidité inférieure à 39,9%. Enfin, à 16000 hPa, 25 % des échantillons ont une teneur en eau inférieure à 18,5%, et 75 % ont une teneur en eau inférieure à 26,5 %.

2.2. Teneurs en eau à différents potentiels sur l'ensemble de sols remaniés

Les teneurs en eau à différents points de pF pour l'ensemble des sols sont présentées dans le tableau XV.

Les teneurs en eau à saturation varient entre 45,7 et 84,1 %. A 40 hPa (pF1,6), l'humidité varie de 30,6 à 55,6 %, à 16000 hPa, elle oscille entre 8,4 et 35,2 %.

Le tableau XV montre que à saturation, 25 % des échantillons ont une humidité inférieure à 57,9 %, et 75 % ont une humidité inférieure à 70,9 %. A 40 hPa, 25 % des échantillons ont une humidité inférieure à 39,4 %, et 75 % ont une humidité inférieure à 48 %. A 16000 hPa, 75 % des échantillons ont une humidité supérieure à 14,8 %, et 25 % ont une humidité supérieure à 22,9 %.

Au seuil de 5 %, la comparaison des moyennes montre une différence non significative entre les teneurs en eau des sols remaniés et celles des sols non remaniés à 3500 hPa.

3. Discussion

Les résultats obtenus montrent que les sols étudiés se caractérisent par leurs richesses relatives en particules fines notamment pour les sols du bioclimat humide et sub-humide (échantillons 1, 32 à 38). En effet, les teneurs en argile dépassent parfois la valeur de 52 % dans certains horizons (échantillons n° 35). Sous bioclimat aride et semi-aride, les teneurs en sables fins sont voisines de 50 % (échantillons n° 10 et 7) et dépassant les 60 % dans certains cas (échantillons n° 5, 8 et 11). Ainsi, le climat a un effet sur la variation des propriétés physiques, chimiques et biologiques des sols, par conséquent sur les propriétés de rétention en eau. L'état remanié ou non remanié des sols a aussi un effet sur les propriétés de rétention en eau des sols. Les résultats obtenus montrent que le remaniement des sols engendre une surestimation des teneurs en eau des sols à différents points de pF, en raison d'une modification de la porosité du sol. Cette situation mène à une sous-estimation des doses d'irrigation avec des répercussions directes sur les rendements des cultures.

De même, ces résultats soulèvent la question de représentativité des sols mesurés par cette méthode (sols remaniés) pratiquée dans de nombreux laboratoires. En effet, les teneurs en eau obtenues à partir d'échantillons remaniés reflètent d'une part la texture du sol et d'autre part, une porosité artificielle dont les caractéristiques sont liées au mode de confection des échantillons (volume des anneaux, compaction).

Chapitre VI Relations sol-eau

I. Courbes caractéristiques de rétention en eau

L'étude des courbes de succions en drainage permet de caractériser le sol en matière de rétention en eau à différentes énergies. Les courbes pF ci-dessous sont obtenues sur des sols non remaniés (NR) et sur des sols remaniés (R) par classe de texture :

1. Sols de texture argileuse

Les figures 8 et 9 représentent la rétention en eau des sols de texture argileuse, à différentes valeurs du potentiel matriciel.

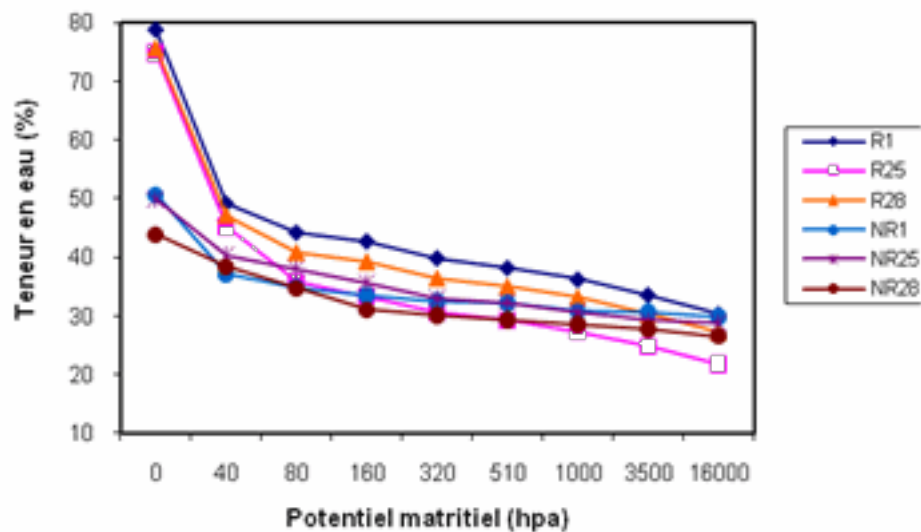


Figure 8 : Teneur en eau des sols remaniés et non remaniés de texture argileuse

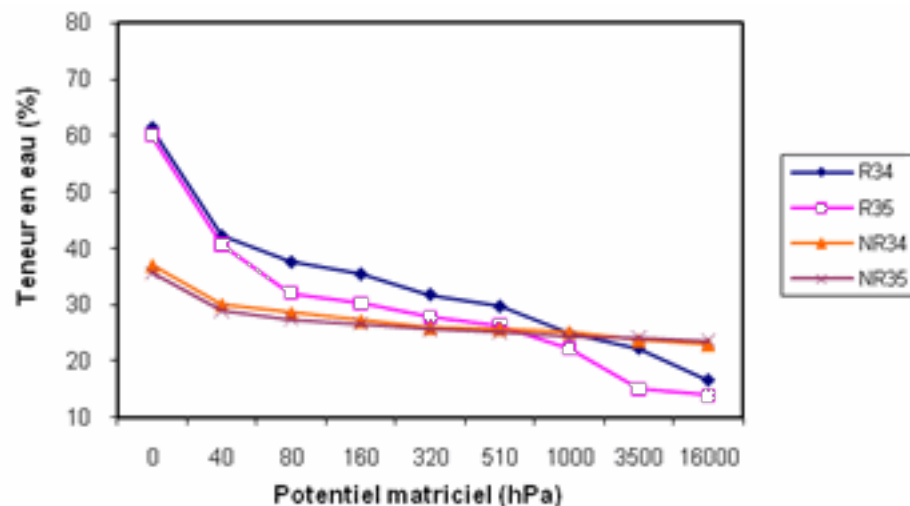


Figure 9 : Teneur en eau des sols remaniés et non remaniés de texture argileuse

Ces graphes montrent que la teneur en eau pondérale (W %) des sols est en relation avec la valeur du potentiel.

Globalement, les courbes pF comportent 2 pentes, la première de 0 à 40 hPa, est forte et traduit une vidange rapide de l'eau contenue dans les macropores (> 76,5 μm). La

deuxième et de 40 à 16000 hPa, elle est assez faible et représente un étagement régulier de la méso et microporosité.

L'évolution des sols est relativement similaire à l'exception de l'échantillon 35 qui s'écarte des autres à partir de 1000 hPa, sa teneur en eau est un peu plus faible.

A saturation, les sols remaniés ont un taux d'humidité plus élevé que les sols non remaniés en raison de la microporosité créée artificiellement, cela confirme que le remaniement des sols argileux surestime la rétention en eau. En effet, à pF 0, les sols remaniés retiennent entre 60,1 % et 78,7 % d'eau alors que lorsque leur structure est conservée, ils n'en retiennent qu'environ 35,7 % à 50,7 %.

A 40 hPa (pF1,6), les sols remaniés retiennent entre 40,6 % et 49,2 % d'eau tandis que les sols non remaniés ne retiennent que 29 % à 40 % d'eau.

Au point de flétrissement permanent (16 000 hPa), les sols remaniés retiennent entre 13,9 % et 30,4 % d'eau, par contre les sols non remaniés renferment un taux d'humidité variant de 17,5 % à 29,8 %.

Les écarts enregistrés entre les humidités des sols remaniés et des sols non remaniés sont de l'ordre de 24,4 % à 31,7 % à saturation et de 4,9 % à 12,2 % à 40 hPa en faveur des sols remaniés. Au point de flétrissement permanent, ces écarts sont de 0,6 % à 9,7 % en faveur des sols non remaniés.

Cependant, la comparaison des moyennes, au seuil de 5%, montre des différences non significatives entre les sols remaniés et les sols non perturbés à des valeurs de potentiels allant de 80 à 16000 hPa, et des différences significatives à 0 et 40 hPa.

2. Sols de texture argilo-limoneuse

La rétention en eau des sols de texture argilo-limoneuse, à différents potentiels, est représentée par les figures 10 et 11.

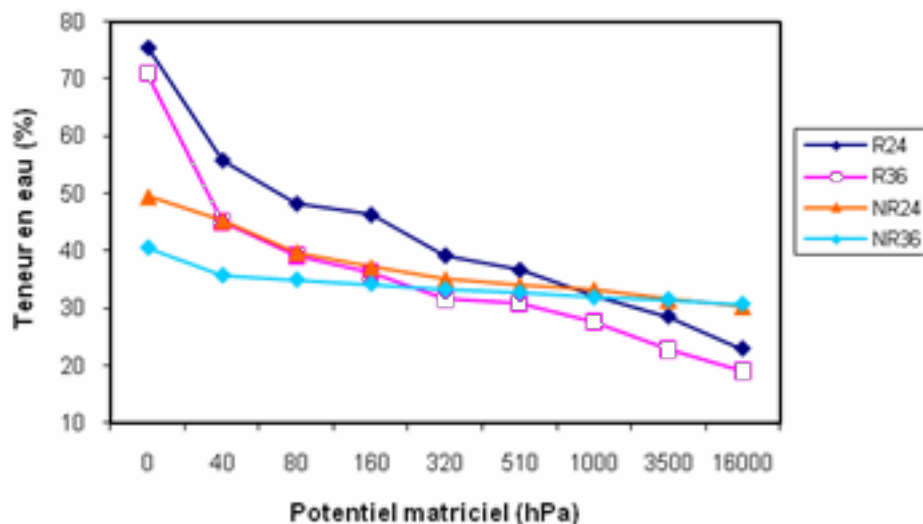
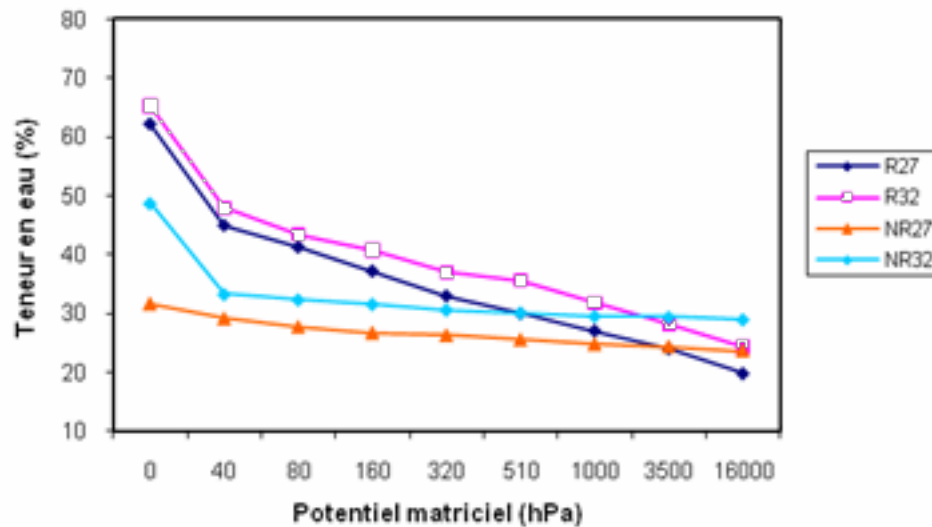


Figure 10 : Teneur en eau des sols remaniés et non remaniés de texture argilo-limoneuse



Figures11 : Teneur en eau des sols remaniés et non remaniés de texture argilo-limoneuse

La représentation graphique montre que, globalement, les sols présentent deux pentes. A l'état remanié, les sols présentent deux fortes pentes, la première est de 0 à 40 hPa et une deuxième de 40 hPa à 16 000 hPa. Par ailleurs, les courbes représentatives des sols non remaniés ont une allure régulière et des pentes très faibles, sauf pour le sol (32) qui a un comportement singulier. Ce qui laisse supposer l'existence d'une distribution homogène de la porosité (artificielle), en particulier la microporosité, celle-ci explique la faible action des différents pF sur la rétention en eau de ces sols. On note aussi que les courbes sont très proches les unes des autres particulièrement vers les bas potentiels, correspondant alors à l'expression texturale.

A saturation, la teneur en eau des sols reconstitués varie de 62,2 % à 75,5 %, et de 31,7 % à 49,5% pour les sols non remaniés. A 40 hPa (pF1,6), elle est de l'ordre de 44,9 % à 55,8 % pour les premiers, et de 29,1 % à 45,3% pour les seconds.

Au point de flétrissement permanent, les sols à structure conservée retiennent entre 23,6 % et 30,7 % d'eau, par contre les sols perturbés ils n'en retiennent qu'environ 19,1 % à 24,3 %. Les teneurs en eau sont élevés dans le cas des sols remaniés, en particulier, aux hauts potentiels (0 à 320 hPa).

Les écarts enregistrés entre les humidités des sols remaniés et non remaniés oscillent entre 16,5 % et 30,5 % à saturation, entre 9,3 % et 15,8 % à 40 hPa (pF1,6), en faveur des sols remaniés, et entre 3,9 % et 11,5 % à 16000 hPa, en faveur des sols non remaniés. Ces résultats confirment que le remaniement des sols modifie remarquablement les propriétés de rétention en eau des sols aux hauts potentiels.

Au seuil de 5%, la comparaison des moyennes révèle des différences significatives à des potentiels de 0, 40, 80 et 16000 hPa toutefois, elles sont non significatives à des potentiels allant de 160 à 3500 hPa.

3. Sols de texture limoneuse

L'observation des figures 12 et 13, indique que la rétention en eau des sols remaniés, est très élevée aux faibles contraintes. Cependant, leur augmentation a des effets notables sur la réduction de l'humidité. En effet, à partir de pF 0, une pente se dessine, elle traduit

une chute brutale de la teneur en eau correspondant à une macroporosité dont l'origine est artificielle (remaniement). Par ailleurs, les sols à structure conservée montrent une distribution homogène de l'espace poral, ce comportement est traduit par la courbe dont la pente est continue et relativement faible.

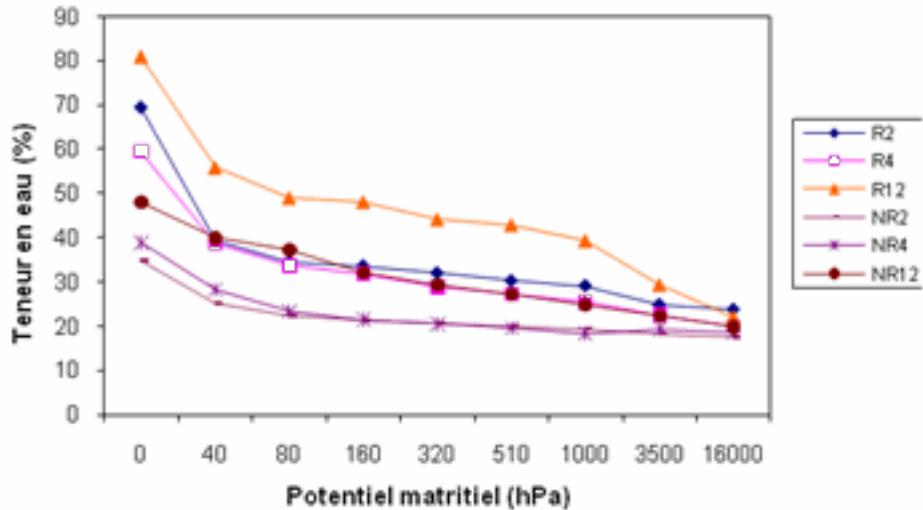


Figure 12 : Teneur en eau des sols remaniés et non remaniés de texture limoneuse

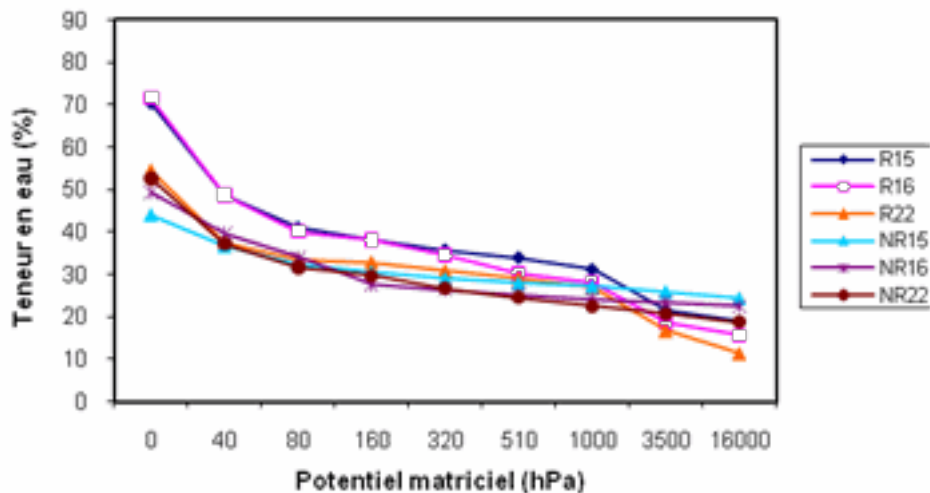


Figure 13 : Teneur en eau des sols remaniés et non remaniés de texture limoneuse

Généralement, les sols remaniés présentent 3 pentes : de 0 à 40 hPa, de 40 à 1000 hPa et de 1000 à 16000 hPa. Par contre les sols non remaniés présentent 2 pentes : de 0 à 80 hPa et de 80 hPa à 16000 hPa. L'échantillon 16 a un comportement particulier, il montre une courbe à 2 pentes la première est de 0 à 160 hPa et une deuxième de 160 hPa à 16000 hPa. Aussi, le sol 12 remanié s'écarte des autres sols avec des taux d'humidité les plus élevés, cela peut être expliqué par ces teneurs élevées en limons fins (39,4 %), en argile (27,1 %) et en matière organique (3,3 %).

A saturation, la teneur en eau des sols remaniés varie de 54,4 % à 81,1 %, et seulement de 34,8 % à 52,6 % pour les sols non remaniés. A 40 hPa, elle est de 37,6 % à 55,9 % pour les sols remaniés alors qu'elle est de 25,1 % à 39,9 % pour les sols à structure conservée.

A 16000 hPa, elle est comprise entre 11,4 % et 23,7 % pour les sols remaniés et entre 17,5 % et 24,4 % pour les sols non remaniés.

Les écarts enregistrés entre les taux d'humidité des sols remaniés et des sols non remaniés, sont de l'ordre de 1,7 % à 34,8 % à saturation et de 0,4 % à 16 % à 40 hPa, en faveur des sols remaniés. Elles sont de 1,4 à 7,3 % au point de flétrissement permanent, en faveur des sols non remaniés.

L'analyse statistique des moyennes montre des différences significatives entre les sols remaniés et les sols à structure conservée à des valeurs de potentiel allant de 0 à 1000 hPa et non significatives à 3500 hPa et 16000 hPa.

4. Sols de texture limono-argileuse

Les teneurs en eau des sols de texture limono-argileuse, à différents potentiels, sont représentées par les figures 14, 15 et 16.

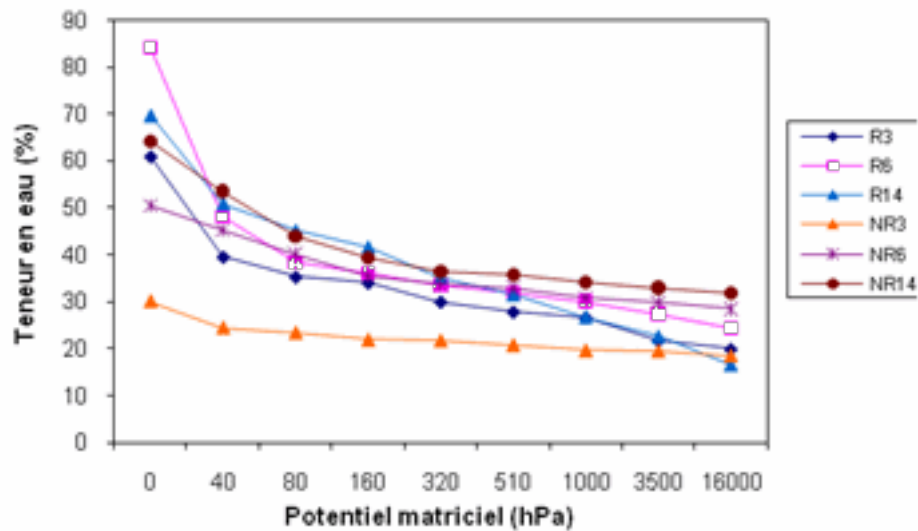


Figure 14 : Teneur en eau des sols remaniés et non remaniés de texture limono-argileuse.

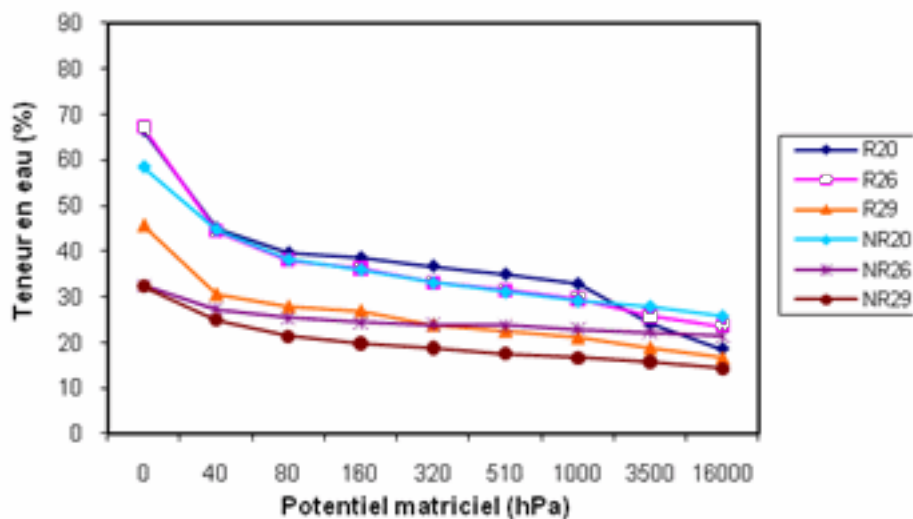


Figure 15 : Teneur en eau des sols remaniés et non remaniés de texture limono-argileuse.

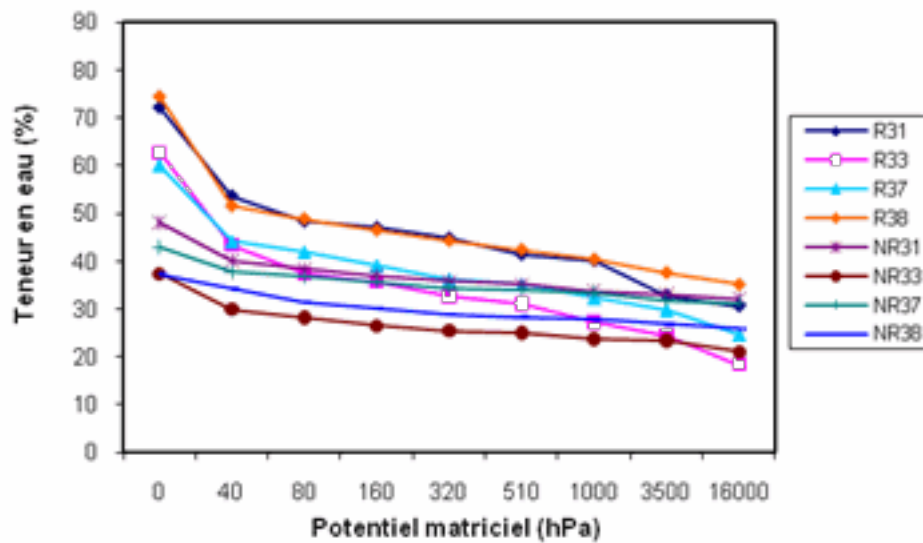


Figure 16 : Teneur en eau des sols remaniés et non remaniés de texture limono-argileuse

Comme dans les cas précédents, la rétention en eau des sols remaniés, de texture limono-argileuse est très élevée à saturation par rapport à celle des sols non remaniés.

Dans l'ensemble, les courbes caractéristiques des sols sont très proches les unes des autres. En effet, les sols remaniés présentent 3 pentes : de 0 à 40 hPa, elles sont assez fortes traduisant la vidange rapide des macropores créés artificiellement, de 40 à 1000 hPa, elles sont continues et relativement faibles, celles-ci correspondent à une porosité moyennement fine qui se vide lentement, et de 1000 à 16000 hPa celles-ci traduisent une porosité très fine dépendant du taux et de la nature des argiles. Par ailleurs, les sols non remaniés présentent 2 pentes : la première est de 0 à 40 hPa, elle est assez faible, et une deuxième de 40 hPa à 16 000 hPa elle est continue et assez plate traduisant ainsi l'existence d'un étagement progressif de la méso et de la microporosité. Un enchevêtrement des courbes est constaté à partir de 80 hPa.

A saturation la teneur en eau des sols remaniés varie entre 45,7 % et 84,1 % alors que lorsque leur structure est conservée, elle est de 30 % à 64,1 %. A 40 hPa, elle est de 30,6 % à 53,7 % pour les sols remaniés et de 24,5 % à 53,5 % pour les sols non remaniés.

A 16 000 hPa, les sols remaniés retiennent entre 16,6 % et 35,2 % d'eau alors les sols non remaniés, retiennent entre 14,3 % et 32,2 % d'eau.

Les écarts enregistrés entre les humidités des sols remaniés et non remaniés sont de l'ordre de 5,6 % à 37,1 % à saturation et de 2,6 % à 17,3 % à 40 hPa, en faveur des sols remaniés, et de 1,4 % à 15,2 % au point de flétrissement permanent, en faveur des sols non remaniés.

A des potentiels de 0 à 160 hPa, les moyennes sont significativement différentes entre les sols remaniés et non remaniés, mais elles sont non significatives à des potentiels compris entre 330 hPa et 16000 hPa.

5. Sols de texture limono-sableuse

Les figures 17 et 18 montrent les teneurs en eau des sols de texture limono-sableuse enregistrées à différents potentiels.

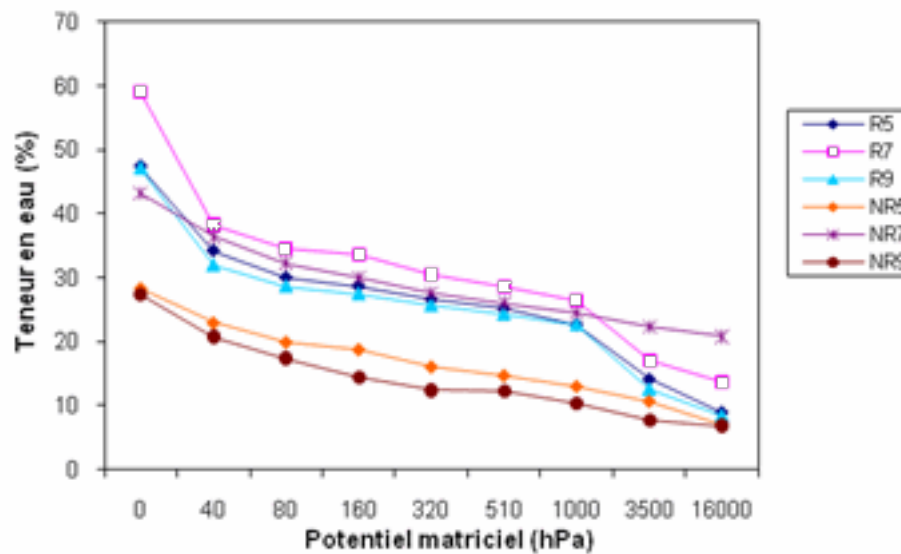


Figure 17 : Teneur en eau des sols remaniés et non remaniés de texture limono-sableuse

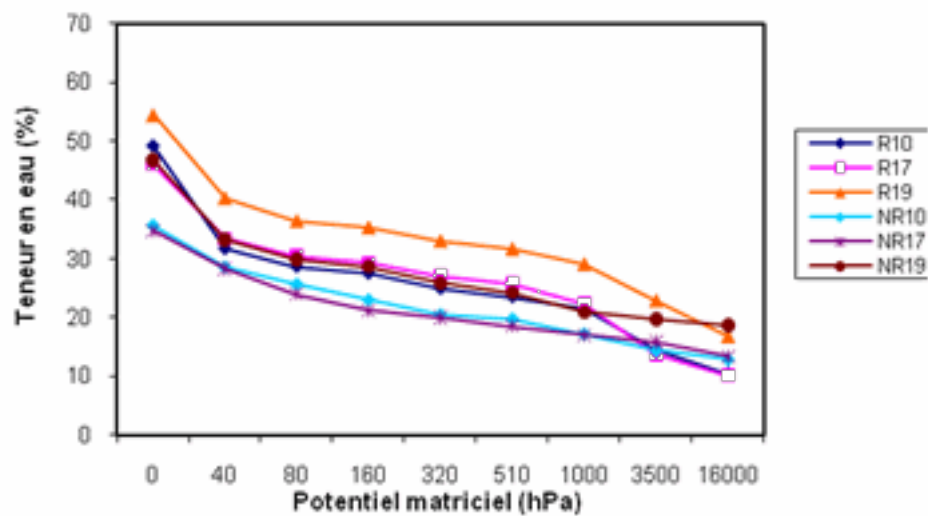


Figure 18 : Teneur en eau des sols remaniés et non remaniés de texture limono-sableuse

Les taux d'humidité à saturation sont moins élevés que ceux enregistrés précédemment, les courbes sont néanmoins proches les unes des autres. Les teneurs en eau sont faibles aux bas potentiels, ce qui est évident pour les sols de texture grossière. En effet, les sols remaniés montrent généralement 3 pentes : de 0 à 40 hPa, de 40 à 1000 hPa et de 1000 à 16000 hPa. Par contre, les sols non remaniés présentent une pente assez régulière et moyennement faible traduisant ainsi l'existence d'une distribution homogène de la porosité.

A saturation, l'humidité des sols remaniés varie de 46,1 % à 59,1 %, alors qu'elle est de 27,4 % à 46,7 % pour les sols non remaniés. A 40 hPa, elle est de 31,6 % à 40,3 % pour les sols remaniés, et de 20,8 % à 36,4 % pour les sols non perturbés.

A 16000 hPa, les sols remaniés retiennent entre 8,4 % et 16,7 % d'eau alors que lorsque leur structure est conservée, ils retiennent entre 6,8 % et 20,8 % d'eau.

Les écarts enregistrés entre les humidités des sols remaniés et non remaniés sont de 7,7 % à 19,8 % à saturation, de 1,9 % à 11,2 % à 40 hPa, en faveur des sols remaniés, et de 1,6 % à 7,1 % au point de flétrissement permanent, en faveur des sols non remaniés.

L'étude statistique sur les moyennes a révélée des différences significatives entre les sols remaniés et non remaniés à des valeurs de potentiels comprises entre 0 et 1000 hPa et non significatives à 3500 et 16000 hPa.

6. Sols de texture limono-argilo-sableuse

Les courbes pF obtenues pour les sols de texture limono-argilo-sableuse sont représentées par les figures ci après :

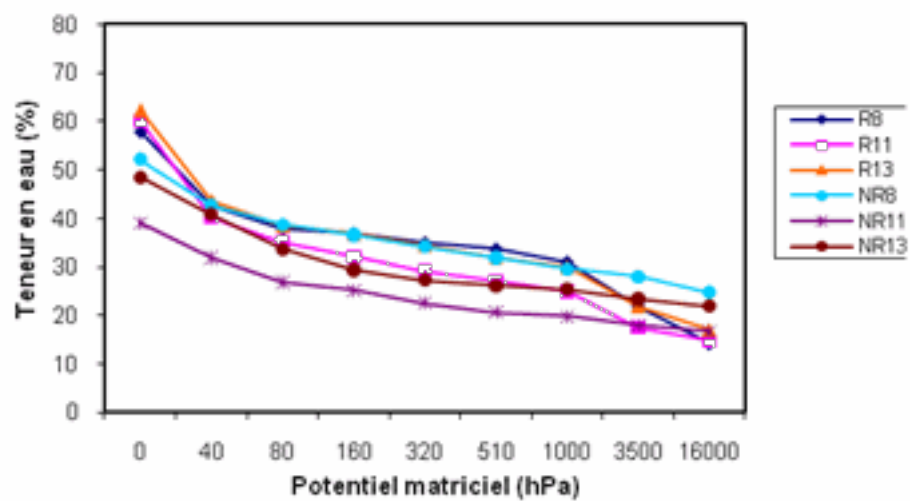


Figure 19 : Teneur en eau des sols remaniés et non remaniés de texture limono-argilo-sableuse

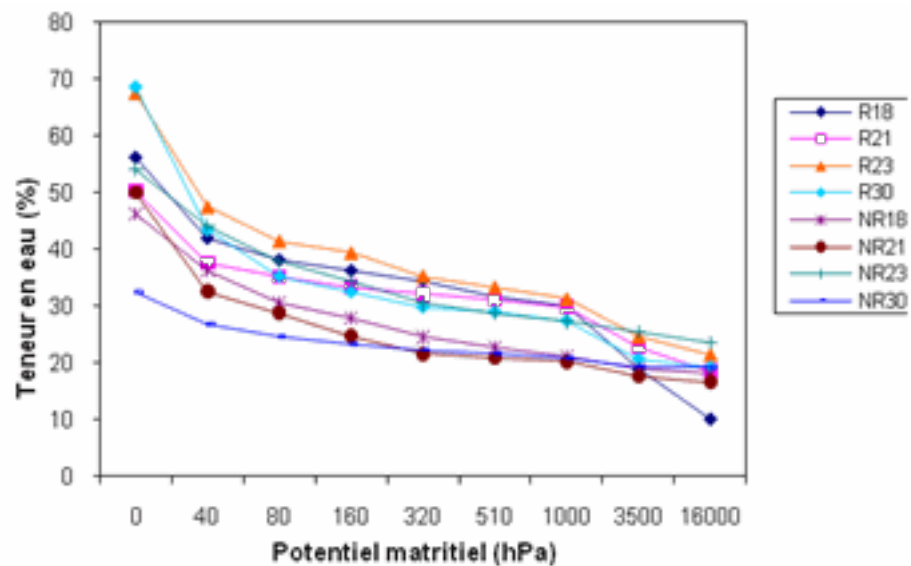


Figure 20 : Teneur en eau des sols remaniés et non remaniés de texture limono-argilo-sableuse

Les figures 19 et 20 montrent que le comportement hydrique des sols est plus ou moins similaire à celui des sols précédents, même si à saturation ils présentent des taux d'humidité plus élevés et des écarts réduits, à cause d'une présence plus importante des argiles.

En absence d'une contrainte, les sols remaniés ont un taux d'humidité plus élevé que les sols non remaniés en raison de la macroporosité créée artificiellement. Cependant, entre 40 hPa et 16000 hPa, on note la présence d'un enchevêtrement des courbes.

A saturation, les sols remaniés retiennent entre 50,3 % et 68,8 % d'eau alors que les sols non remaniés, ils n'en retiennent qu'environ 32,5 % à 54,3 %.

A 40 hPa, la teneur en eau des sols remaniés varie de 37,7 % à 47,5 % et de 26, % à 44,2 % pour les sols non remaniés.

A 16000 hPa, les sols remaniés retiennent entre 10,1 % et 21,5 % d'eau, par contre les sols non remaniés retiennent entre 16,7 % et 24,7 % d'eau. À cette valeur de potentiel, les sols non

remaniés montrent des taux d'humidité supérieurs à ceux des sols remaniés car la microporosité responsable de la rétention de l'eau y est plus élevée.

Les écarts enregistrés entre les humidités des sols remaniés et non remaniés sont de 0,2 % à 36,3 % à saturation et de 0 % à 16,6 % à 40 hPa en faveur des sols remaniés. Ils sont de 0 % à 10,5 % au point de flétrissement permanent en faveur des sols non remaniés.

Ces résultats confirment que le remaniement des sols modifie les propriétés de rétention en eau des sols en particulier aux hauts potentiels.

Par ailleurs, la comparaison des moyennes, au seuil de 5%, a montré des différences significatives entre les sols remaniés et les sols à structure conservée à des valeurs de potentiel allant de 0 à 1000 hPa et non significatives à 3500 et 16000 hPa.

7. Teneur en eau moyenne des sols par classe de texture

Les figures 21 et 22 montrent les teneurs en eau moyennes des sols non remaniés et remaniés par classe de texture à différents potentiels.

7.1. Sols non remaniés

Les courbes représentatives des teneurs en eau des sols non remaniés montrent deux paliers : de 0 à 40 hPa traduisant la vidange rapide des macropores, et de 40 hPa à 16000 hPa traduisant l'existence d'une porosité homogène, en particulier, la microporosité.

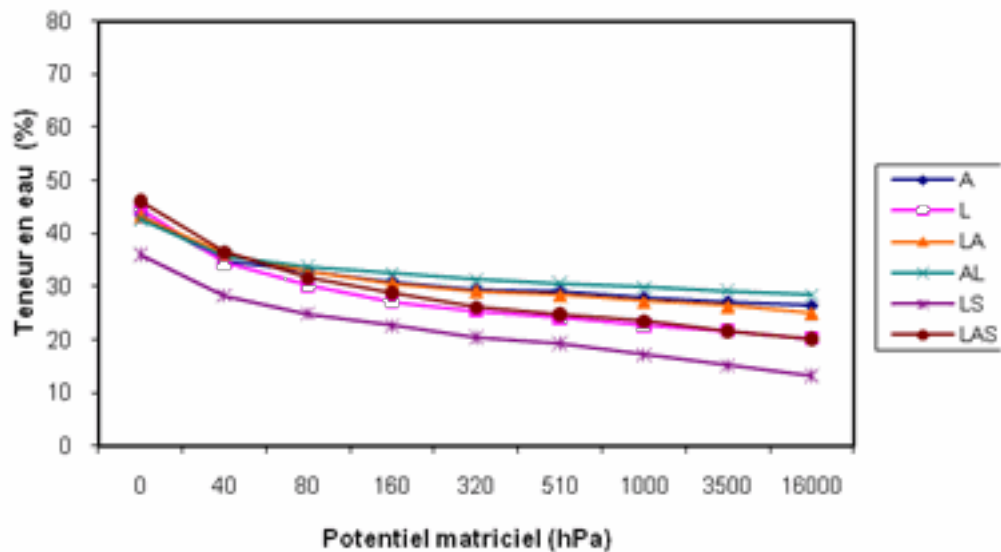


Figure 21 : Teneur en eau moyenne des sols non remaniés par texture

Les courbes obtenues pour les différentes classes de texture sont très proches les unes des autres dans la gamme de potentiel allant de 0 à 80 hPa.

A saturation les échantillons de texture A, AL, LA présentent des teneurs en eau qui avoisinent les 45 %, celles des sols de texture LAS sont d'environ 50 %. En revanche, les sols de texture LS présentent des humidités ne dépassant pas les 36 %, ce qui les distingue des autres sols.

A partir de 80 hPa, les sols de texture argilo-limoneuse présentent les teneurs en eau les plus élevées, à cause d'une prédominance de la microporosité, cette dernière caractérise les sols de texture fine.

A 40 hPa, l'humidité des sols de texture LS est de 28,4 % alors que celle des sols de texture LAS est de 36,5 %. Au point de flétrissement permanent, les teneurs en eau sont de 13,3 % pour les sols de texture LS et de 28,4 % pour les textures AL.

Aux hauts potentiels, pour lesquels la texture et la structure s'expriment simultanément, les teneurs en eau des sols sont très proches. Cependant, aux faibles potentiels, dont l'expression de la texture est plus marquée, elles sont proches entre les sols de texture fine d'une part et entre les sols de texture grossière d'autre part, mais un écart est enregistré entre les deux types de texture, celui-ci est dû à la teneur en argile et en matière organique, puisque la structure est bien conservée.

7.2. Sols remaniés

les teneurs en eau des sols remaniés de différentes textures, sont très proches les unes des autres à tout les points de pF en raison du remaniement réalisé, ce dernier modifie, en homogénéisant la structure, la porosité du sol.

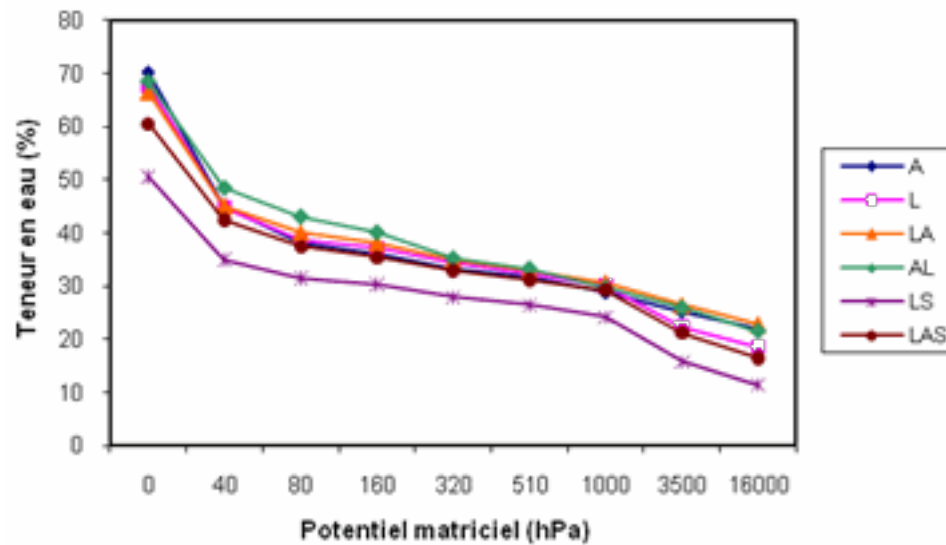


Figure 22 : Teneur en eau moyenne des sols remaniés par texture

Excepté les sols de texture limono-sableuse qui s'écartent des autres, celui-ci est caractérisé par une texture grossière. Les courbes obtenues montrent 3 paliers : de 0 à 40 hPa, de 40 à 1000 hPa et de 1000 à 16 000 hPa.

A saturation, les teneurs en eau sont comprises entre 50,5 % (LS) et 70,1 % (A). A 40 hPa, elles varient de 35 % (LS) à 48,1 % (LA). A 1000 hPa, elles sont comprises entre 24,1 % (LS) et 30,7 % (sols LA). A 16000 hPa, elles oscillent entre 11,4 % (LS) et 22,8 % (LA). Les humidités intermédiaires étant enregistrées pour les sols de texture LAS, L et AL.

8. Discussion

L'observation des différentes courbes, montre que les mêmes échantillons de sols, selon qu'ils soient remaniés ou non, présentent des teneurs en eau différentes. Ces dernières sont en partie liées à des différences de composition granulométrique (Morvan, *et al.*, 2004), mais, celles-ci n'expliquent pas toutes les variations enregistrées (Lesturgez, 2000). Les résultats obtenus dans ce travail montrent que des sols de textures semblables renferment des teneurs en eau différentes, particulièrement aux hauts potentiels (différence significative, au seuil de 5%). Dans ce sens, Bruand et Tessier (2000) ont montré que des échantillons de sols non remaniés, présentent des niveaux de consolidation très différents bien qu'ils aient des granulométries similaires. Morvan *et al.* (2004) ont signalé que de telles différences pourraient s'expliquer par des variations de mode d'assemblage des constituants, et par des différences de structure dans les horizons de surface. En effet, Balbino *et al.*, (2002) ont souligné que les propriétés de rétention en eau sont dépendantes de la nature des constituants minéraux et organiques et de la façon dont ils sont assemblés.

Par ailleurs, aux faibles potentiels, les teneurs en eau sont peu différentes entre les sols remaniés et non remaniés de même texture (différence non significative, au seuil de 5%). Selon Morvan *et al.* (2004), aux faibles potentiels, la teneur en eau est étroitement liée à la composition granulométrique, en particulier à la teneur en argile, et qu'à un potentiel de

– 16000 hPa, seuls les pores de rayon équivalent ou inférieur à 0.1 μm sont occupés par de l'eau et ces pores résultent de l'assemblage des particules d'argile. Ainsi, l'énergie de rétention de l'eau est d'autant plus grande que les pores sont de petite taille (Bigorre, 2000).

Globalement, les courbes représentatives des teneurs en eau des sols à structure conservée montrent une allure régulière et des pentes faibles. D'après Ben Hassine *et al.* (2003), les conditions naturelles du milieu homogénéisent la distribution de l'espace poral, ce comportement est traduit par la courbe dont la pente est continue et relativement faible. Néanmoins, les courbes représentatives des sols remaniés montrent des courbes à allures variables, soit à deux ou à trois paliers, ces dernières traduisent une modification de la porosité par un étagement de la macro, méso et microporosité.

D'ailleurs, les sols, remaniés et non remaniés, de textures fines renferment les teneurs en eau les plus élevées par rapport aux sols de textures grossières. Ces derniers se caractérisent par une dominance des macropores qui se vident rapidement, contrairement aux sols de textures fines qui renferment une partie importante de micropores qui se vident très lentement.

II. Humidités caractéristiques des sols

Les humidités caractéristiques du sol, notamment les teneurs en eau à la capacité de rétention et au point de flétrissement permanent, permettent de mesurer la réserve utile des sols, celle-ci est très importante dans le calcul des doses d'irrigation.

Les teneurs en eau obtenues sur des échantillons non remaniés et sur des échantillons remaniés par classe de texture, à des points de potentiels précis, sont illustrées par les figures 23, 24 et 25.

1. Teneur en eau à la capacité de rétention

La capacité de rétention en eau, reflète le pouvoir d'emmagasinement en eau d'un sol, nécessaire à l'alimentation des plantes (Bigorre, 2000).

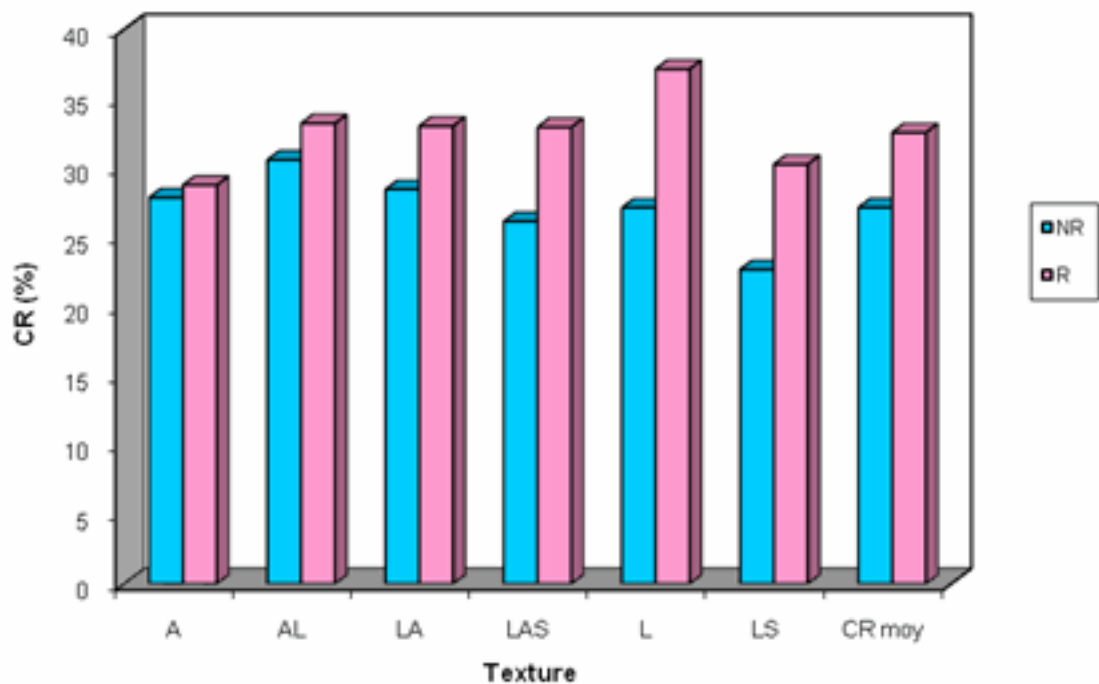


Figure 23 : Humidité à la capacité de rétention des sols remaniés et non remaniés par classe de Texture

Les humidités des sols remaniés à la capacité de rétention sont plus élevées que celles des sols non remaniés. Les moyennes sont significativement différentes au seuil de 5%. En effet, les teneurs en eau des sols remaniés varient de 28,8 % à 37,1 %, et de 22,7 % à 30,6 % pour les sols non remaniés. Par ailleurs, l'écart entre les teneurs en eau des sols remaniés et non remaniés est compris entre 0,8 % et 10 % toujours en faveur des sols remaniés.

Ainsi, les sols remaniés surestiment la teneur en eau à la capacité de rétention des sols. Ces résultats sont conformes à ceux obtenus par Jamagne *et al.* (1970 cités par Ben Hassen *et al.*, 2003) et Bruand *et al.* (1996), ils ont en effet démontré que les réserves hydriques déterminées sur des échantillons remaniés surestiment la capacité au champ du sol.

D'après Quantin *et al.* (2001), les différences obtenues entre les sols reconstitués et les sols à structure conservée, à la capacité au champ, rendent compte de la porosité structurale du sol.

2. Teneur en eau au point de flétrissement permanent

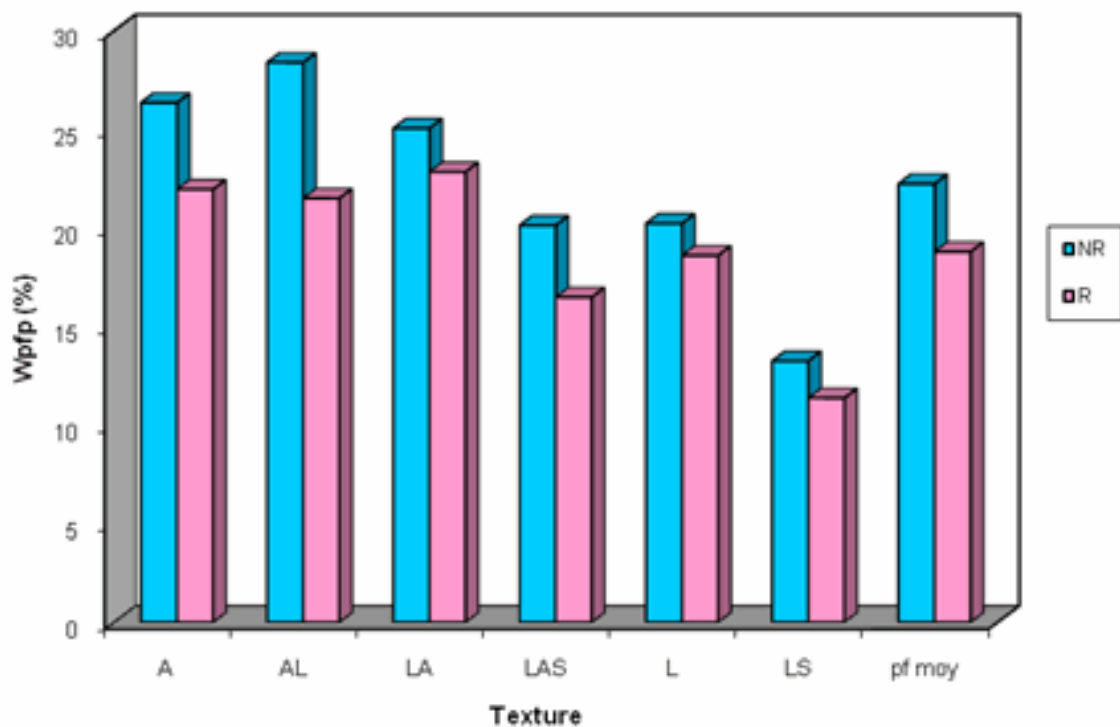


Figure 24 : Humidité au point de flétrissement permanent des sols remaniés et non remaniés par classe de texture

Contrairement au cas précédent, les sols non remaniés présentent les teneurs en eau les plus importantes. Mais, les moyennes ne sont pas significativement différentes au seuil de 5%. Celles-ci sont d'autant plus élevées que les textures sont fines (A, AL, LA), en raison d'une microporosité dominante. Selon Bigorre (2000), l'énergie de rétention de l'eau est d'autant plus grande que les pores sont de petite taille.

Les teneurs en eau sont comprises entre 13,3 % et 28,4 % pour les sols non remaniés, et entre 11,4 % et 22,8 % pour les sols remaniés.

L'écart des humidités entre les sols non remaniés et les sols remaniés varie de 1,6 % à 6,9 %.

Au point de flétrissement permanent (16000 hPa), la mesure de l'humidité sur des échantillons remaniés sous-estime les teneurs en eau des sols.

3. Réserve utile des sols selon la texture

La détermination des humidités à deux niveaux d'énergie (humidité à la capacité de rétention et humidité au point de flétrissement permanent) a permis de mesurer les réserves utiles (RU) des sols.

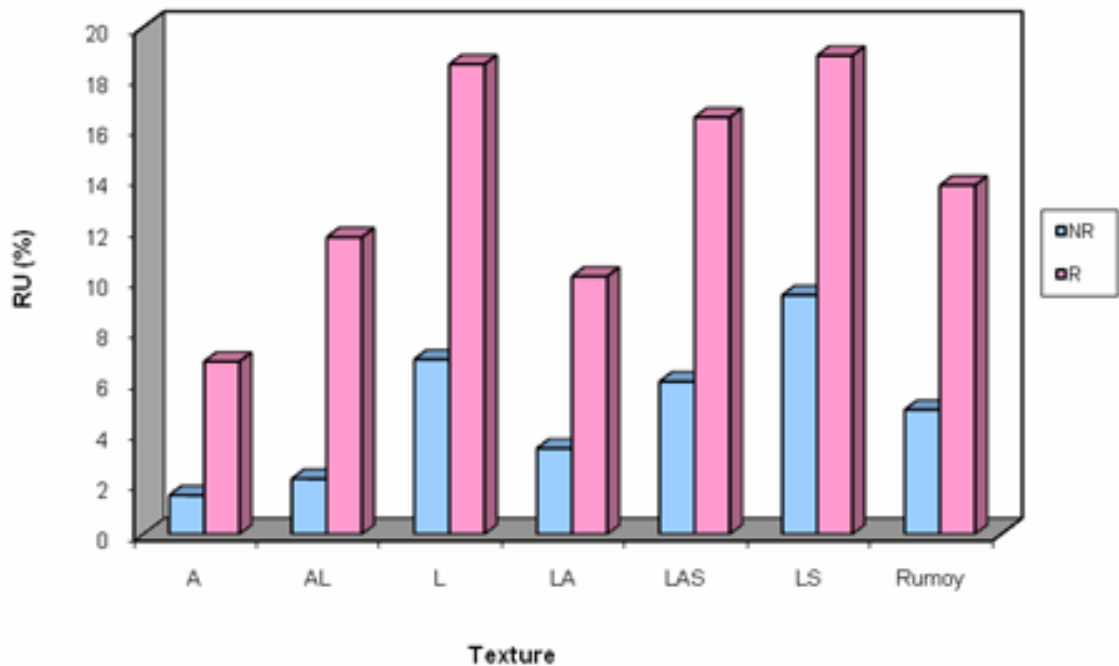


Figure 25: Réserve utile moyenne par classe de texture des sols remaniés et non remaniés

Les résultats obtenus montrent une différence importante entre la réserve utile des sols remaniés et celle des sols non remaniés. Les moyennes sont significativement différentes (au seuil de 5 %). Les sols de texture grossière (LS, L et LAS) montrent les RU les plus élevées par rapport aux sols de texture fine (A, AL et LA). Duchaufour (1995) a signalé que la texture joue un rôle déterminant pour la RU : elle est faible pour les sables, maximale pour les limons ; elle diminue, par contre, pour les argiles en raison du point de flétrissement élevé.

La réserve utile des sols remaniés varie de 18,9 % à 6,8 %. En revanche, la RU des sols non remaniés est comprise entre 9,4 % et 1,5. En outre, l'écart de la réserve utile entre les sols remaniés et non remaniés varie de 5,3 % à 9,5 %. Ceci signifie que le remaniement des sols a induit une surestimation conséquente de la réserve utile des sols. Celle-ci a une répercussion directe sur le calcul des doses et des fréquences de l'irrigation qui seront, à leur tour, sous-estimées.

4. Discussion

Les résultats présentés sous forme d'histogramme font clairement apparaître une variation importante des humidités caractéristiques pour chaque texture. Ainsi, à la capacité de rétention, les sols remaniés présentent des humidités plus élevées que celles des sols

non remaniés. En effet, l'étude publiée par Jamagne *et al.* (1970 cités par Quentin *et al.*, 2001) avait montré que des déterminations réalisées sur des échantillons remaniés peuvent conduire à des volumes d'eau très supérieurs à la porosité du sol, et par conséquent très supérieurs à ceux correspondant à la capacité au champ. Selon Cornet (1980), le pF correspondant à la capacité de rétention est lié à la teneur en éléments fins. Il est d'autant plus élevé que la teneur en éléments fins est élevée.

Toutefois, au point de flétrissement permanent, les teneurs en eau des sols non remaniés sont plus élevées par rapport aux sols remaniés. Par conséquent, la RU se trouve aussi influencée par les deux humidités, par une importante variation de celle-ci d'une classe de texture à une autre.

Les sols remaniés présentent des RU plus élevée que les sols non remaniés. D'après Bruand (1990 cité par Quentin *et al.*, 2001), de nombreuses études ont montré que pour les textures argile lourdes et argileuses (AL, A, AS), des relations linéaires pouvaient être aisément établies entre la quantité d'eau retenue à des potentiels matriciels de 330 et 15 000 hPa. De telles relations indiquent que les quantités d'eau retenues sont liées à la fois à la composition granulométrique et à la façon dont les constituants élémentaires sont assemblés. Selon Trouche et Morlon (1999), des valeurs issues de mesures, pour un échantillon de sols, montrent que le remaniement des échantillons conduit également à la surestimation de la RU. Cependant, les écarts enregistrés entre les teneurs en eau des sols remaniés et non remaniés sont importants pour les sols de texture grossière, les résultats obtenus sont en contradiction avec ceux de Quentin *et al.* (2001), ils ont signalé que les teneurs en eau déterminées sur échantillon séché et tamisé à 2 mm, et sur échantillon non perturbé sont d'autant plus différentes à une valeur de potentiel matriciel donné que l'échantillon est argileux. La comparaison qui a été effectuée pour une quarantaine d'échantillons par Quentin *et al.* (2001), a montré une différence de teneur en eau à 330 hPa entre les deux types d'échantillons (terre tamisée – échantillon non perturbé) ; cette différence diminue nettement à 1000 hPa, et encore plus nettement à 16000 hPa. Il paraît donc évident que la RU soit mal évaluée en utilisant des échantillons perturbés.

La structure des sols, c'est à dire l'arrangement des particules à différentes échelles, affecte la rétention en eau des sols aux hauts potentiels (Bigorre, 2000).

De nombreux auteurs (Bastet *et al.*, 1998 ; Bruand *et al.*, 2002) ont constaté qu'il n'était pas possible d'interpréter les valeurs provenant des échantillons perturbés, c'est ainsi que de nombreux pays ont développé des protocoles des échantillons non remaniés prélevés dans des conditions proches de la capacité au champ et conservés dans cet état jusqu'à la réalisation des déterminations au laboratoire.

Chapitre VII Etablissement de fonctions de pédotransfert

Il arrive souvent qu'on veuille expliquer la variation d'une variable dépendante par l'action de plusieurs variables indépendantes. Afin de déterminer les propriétés hydriques des sols, il est indispensable d'étudier les caractéristiques physiques, chimiques et biologiques susceptibles d'être corrélées aux caractères hydriques.

La méthode suivie consiste à déterminer les coefficients de régressions multiples significatifs,

au seuil de 5 %.

Y désigne la teneur en eau pondérale (variable expliquée) estimée pour 9 valeurs de potentiel (0, -40, -80, -160, -330, -510, -1000, -3500 et -16000 hPa) et A, Lf, LG, Sf, MO, da et CEC les teneurs, respectivement, en argile, limons fins, limons grossiers, sables fins, matière organique, densité apparente et la capacité d'échange cationique, les variables explicatives.

Ces dernières ont été retenues après avoir vérifié leurs corrélations avec la teneur en eau à différents points de pF par des régressions linéaires simples et à travers la littérature scientifique consacrée à ce domaine (Cornet, 1980 ; Bruand *et al*, 1996 ; Tessier *et al*, 1999 ; Bigorre *et al*, 2000).

Les FPT sont établies pour l'ensemble des sols, par la suite, elles sont établies par classe de texture, pour les sols remaniés d'une part et les sols non remaniés d'autre part.

I. Fonctions de pédotransfert pour l'ensemble des sols

Il s'agit de rechercher les relations statistiques susceptibles d'exister entre la teneur en eau à différents potentiels, et certaines caractéristiques analytiques des horizons selon une équation de régression linéaire multiple du type :

$$W = a_1 C_1 + a_2 C_2 + a_3 C_3 + \dots + a_i C_i + b \text{ (Bastet } et al., 1998)$$

Cette étape est réalisée par l'introduction progressive des caractéristiques du sol (variables indépendantes) dans les FPT à différents potentiels, en commençant par deux variables à l'aide de régressions multiples.

1. Relations entre la teneur en eau et les caractéristiques du sol à 0 hPa

1.1 Sols remaniés

La teneur en eau à 0 hPa c'est-à-dire lorsque le sol est à saturation, est déterminée en fonction des caractéristiques du sol. Le tableau XVI résume les relations (FPT) obtenues.

| Var. dept. | Variables indépendantes | Equations de régressions | R ² | r | Sgn |
|------------|-------------------------|--|----------------|------|-----|
| 0 hPa | A, MO | Y ₁ = 0,44 A + 0,75 MO + 47,87 | 0,40 | 0,63 | S |
| | CEC, LF | Y ₂ = 0,37 CEC + 0,26 LF + 47,15 | 0,44 | 0,66 | S |
| | A, MO, LF | Y ₃ = 0,37 A + 0,27 MO + 0,23 LF + 46,39 | 0,45 | 0,67 | S |
| | A, MO, LF, LG | Y ₄ = 0,38 A + 0,50 MO + 0,17 LF + 0,17 LG + 44,71 | 0,47 | 0,68 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF | Y ₅ = 0,54 A + 0,98 MO + 0,36 LF + 0,34 LG + 0,25 SF + 25,60 | 0,53 | 0,73 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF, da | Y ₆ = 0,46 A + 1,05 MO + 0,28 LF + 0,25 LG + 0,18 SF - 18,44 da + 56,33 | 0,60 | 0,77 | S |

Sgn : signification ; S : significative
Var. dept. : Variable dépendante

Tableau XVI. Equations de régressions à 0 hPa des sols remaniés

Les équations de régressions obtenues au potentiel 0 hPa soit à pF 0, présentent un coefficient de corrélation qui varie de 0,63 à 0,77. Au seuil de 5 %, l'analyse statistique montre que toutes les relations sont significatives.

Le coefficient de corrélation (r) croit avec l'introduction progressive des variables indépendantes. En effet, l'introduction de la matière organique et de l'argile indique que 40 % de variation est expliquée par la relation Y₁, alors que l'introduction de l'ensemble des variables indépendantes dans la relation Y₆, indique 60 % de variabilité expliquée.

Les relations Y_2 et Y_3 montrent que la CEC, substituée à l'argile et à la matière organique, maintient un coefficient de corrélation de niveau plus au moins équivalent, ce qui laisse supposer que l'essentiel des propriétés de ces caractéristiques est exprimé par ce paramètre. Par ailleurs, l'intégration graduelle des différentes fractions (LF, LG et SF) améliore modérément la corrélation, seule la densité apparente contribue à l'augmentation de la variabilité expliquée de 7 %, ce qui est logique puisque à cette valeur de potentiel l'essentiel de la porosité du sol, exprimée par la densité apparente est occupée par l'eau.

1.2. Sols non remaniés

Les résultats des coefficients de corrélations sont totalement différents de ceux obtenus pour les sols remaniés, ceux-ci sont compris entre 0,31 et 0,88. Au seuil de 5 %, l'analyse statistique montre une relation non significative ($r = 0,31$) entre la teneur en eau à 0 hPa et les caractéristiques du sol impliquées dans les équations de régressions (Y_1 , Y_2 , Y_3).

| Var. dept. | Variables indépendantes | Equations de régressions | R ² | r | Sgn. |
|------------|-------------------------|---|----------------|------|------|
| 0 hPa | A, MO | $Y_1 = 0,19 A - 1,59 MO + 42,30$ | 0,10 | 0,31 | NS |
| | CEC, LF | $Y_2 = 0,25 CEC - 0,12 LF + 38,41$ | 0,10 | 0,31 | NS |
| | A, MO, LF | $Y_3 = 0,19 A - 0,59 MO + 0,002 LF + 42,29$ | 0,10 | 0,31 | NS |
| | A, MO, LF, LG | $Y_4 = 0,21 A - 1,21 MO - 0,08 LF + 0,21 LG + 39,64$ | 0,15 | 0,38 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF | $Y_5 = 0,43 A - 0,60 MO + 0,17 LF + 0,50 LG + 0,35 SF + 13,42$ | 0,31 | 0,56 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF, da | $Y_6 = 0,24 A - 0,42 MO - 0,02 LF + 0,30 LG + 0,18 SF - 43,66 da + 86,18$ | 0,79 | 0,88 | S |

Sgn. : signification; S : significative; NS : non significative

Var. dept : Variable dépendante (Y)

Tableau XVII. Equations de régressions à 0 hPa des sols non remaniés

La substitution de l'argile (A) et de la matière organique (MO) par la CEC (Y_2) n'a pas modifié le niveau de la corrélation (Y_2 et Y_3). Aussi, l'introduction des limons fins n'a pas contribué à l'amélioration de la relation car il n'y a pas de différence entre le coefficient de corrélation de l'équation Y_1 d'une part et Y_2 , Y_3 d'autre part. Toutefois, après l'introduction progressive des variables LG, SF et da, le coefficient de corrélation est passé de 0,31 à 0,88 soit une amélioration de variabilité expliquée par la relation Y_6 de 69 %, dans laquelle la densité apparente a elle seule, contribué à l'amélioration de la variabilité expliquée de 48 %. Ces fractions grossières ont participé à l'amélioration de la rétention en eau probablement par leur contribution dans la formation de la macroporosité qui s'exprime davantage à saturation.

Une différence de 9 % de variabilité est expliquée par la relation Y_6 , entre les sols remaniés et les sols à structure conservée, ces derniers présentent le R^2 le plus élevé. Un tel résultat est cohérent avec celui obtenu dans plusieurs études, celles-ci montrent la nécessité d'effectuer les déterminations sur des échantillons non remaniés (Bruand *et al.*, 1996).

2. Relations entre la teneur en eau et les caractéristiques du sol à 40 hPa

2.1. Sols remaniés

Les résultats présentés dans le tableau XVIII montrent une évolution progressive de r avec l'introduction successive des variables indépendantes. La valeur minimale de r correspond à la relation Y_2 ($r=0,51$) et la valeur maximale correspond à l'équation Y_6 ($r=0,79$). Toutes les relations sont statistiquement significatives.

PREDICTION DES PROPRIETES HYDRIQUES DES SOLS D'ALGERIE PAR LES FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT

| Var. dept. | Variables indépendantes | Equations de régressions | R ² | r | Sign. |
|------------|-------------------------|---|----------------|------|-------|
| 40 hPa | A, MO | $Y_1 = 0,28 A + 0,05 MO + 34,83$ | 0,31 | 0,55 | S |
| | CEC, LF | $Y_2 = 0,13 CEC + 0,18 LF + 35,44$ | 0,26 | 0,51 | S |
| | A, MO, LF | $Y_3 = 0,23 A - 0,25 MO + 0,14 LF + 33,92$ | 0,36 | 0,60 | S |
| | A, MO, LF, LG | $Y_4 = 0,24 A - 0,07 MO + 0,10 LF + 0,13 LG + 32,60$ | 0,39 | 0,62 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF | $Y_5 = 0,39 A + 0,38 MO + 0,28 LF + 0,29 LG + 0,24 SF + 14,07$ | 0,54 | 0,74 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF, da | $Y_6 = 0,33 A + 0,44 MO + 0,22 LF + 0,23 LG + 0,19 SF - 14,08 da + 37,54$ | 0,63 | 0,79 | S |

Tableau XVIII. Equations de régressions à 40 hPa des sols remaniés

Le modèle Y_2 explique seulement 26 % de variabilité, ce qui montre que la CEC n'améliore pas le r lorsqu'elle remplace l'argile et la matière organique, dans ce cas elle n'est pas appropriée comme paramètre de la prédiction de la rétention en eau, ainsi, à ce niveau d'énergie, d'autres éléments interviennent dans le comportement hydrique (LF, LG, SF et da).

L'argile et la matière organique expliquent 31 % de variabilité dans la relation Y_1 , alors que la valeur du R^2 indique 63 % de variation expliquée par la relation Y_6 entre la teneur en eau à 40 hPa et les différentes variables explicatives, cette importante différence apparaît lors de l'introduction des éléments grossiers et de la densité apparente.

2.2. Sols non remaniés

A l'exception de la relation Y_2 , l'ensemble des équations sont significatives avec un r variant de 0,28 (Y_2) à 0,88 (Y_7), en effet, la CEC ne constitue pas un élément de prédiction des propriétés hydriques. De nombreux travaux ont montré la complexité de la mesure de ce paramètre, car sa valeur dépend du pH et des méthodes de sa mesure (Tessier *et al.*, 1999).

| Var. dept. | Variables indépendantes | Equations de régressions | R ² | r | Sign. |
|------------|-------------------------|---|----------------|------|-------|
| 40 hPa | A, MO | $Y_1 = 0,24 A - 1,22 MO + 31,49$ | 0,15 | 0,38 | S |
| | CEC, LF | $Y_2 = 0,17 CEC - 0,04 LF + 30,51$ | 0,08 | 0,28 | NS |
| | A, MO, LF | $Y_3 = 0,24 A - 1,21 MO - 0,0007 LF + 31,49$ | 0,15 | 0,38 | S |
| | A, MO, LF, LG | $Y_4 = 0,26 A - 0,88 MO - 0,08 LF + 0,25 LG + 29,00$ | 0,22 | 0,46 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF | $Y_5 = 0,47 A - 0,25 MO + 0,16 LF + 0,47 LG + 0,33 SF + 3,83$ | 0,43 | 0,66 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF, da | $Y_6 = 0,33 A - 0,12 MO + 0,02 LF + 0,33 LG + 0,22 SF - 31,16 da + 55,77$ | 0,79 | 0,88 | S |

Tableau XIX. Equations de régressions à 40 hPa des sols non remaniés

Pour les sols à structure conservée, l'équation Y_6 qui intègre l'ensemble des variables indépendantes, explique 79 % de variabilité soit une différence de 16 % par rapport aux sols remaniés. Ainsi, les variables explicatives, la densité apparente et les fractions granulométriques (A, LF, LG et SF) ont toutes contribué à l'amélioration du coefficient de corrélation et, par conséquent à l'amélioration de la qualité de la relation entre la teneur en eau à 40 hPa et les variables explicatives. La comparaison des équations Y_5 et Y_6 montre l'importance de la structure du sol exprimée à travers la densité apparente (36 % de variabilité expliquée). C'est ainsi que Bruand *et al.* (2002), estimant que les FPT habituelles n'amélioreraient pas toujours la prédiction, ils ont montré dans leur étude, que la densité apparente peut améliorer significativement la prédiction de la rétention en eau des sols.

3. Relations entre la teneur en eau et les caractéristiques du sol à 80 hPa

3.1. Sols remaniés

La totalité des relations sont significatives entre la teneur en eau et les différentes caractéristiques du sol. En effet, le coefficient de corrélation croît avec l'intégration progressive des variables explicatives dans les FPT, il passe ainsi de 0,45 à 0,77.

| Var. dept. | Variabiles indépendantes | Equations de régressions | R ² | r | Sgn. |
|------------|--------------------------|---|----------------|------|------|
| 80 hPa | A, MO | $Y_1 = 0,21 A - 0,05 MO + 31,94$ | 0,21 | 0,45 | S |
| | CEC, LF | $Y_2 = 0,04 CEC + 0,19 LF + 32,32$ | 0,22 | 0,47 | S |
| | A, MO, LF | $Y_3 = 0,16 A - 0,39 MO + 0,16 LF + 30,90$ | 0,30 | 0,54 | S |
| | A, MO, LF, LG | $Y_4 = 0,17 A - 0,20 MO + 0,11 LF + 0,15 LG + 44,71$ | 0,35 | 0,59 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF | $Y_5 = 0,31 A + 0,21 MO + 0,28 LF + 0,30 LG + 0,23 SF + 12,30$ | 0,51 | 0,71 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF, da | $Y_6 = 0,26 A + 0,25 MO + 0,23 LF + 0,25 LG + 0,18 SF - 11,29 da + 31,11$ | 0,59 | 0,77 | S |

Tableau XX. Equations de régressions à 80 hPa des sols remaniés

La comparaison de la relation Y_2 et Y_3 montre que la CEC n'est pas un paramètre judicieux pour la prédiction de la rétention en eau car son emploi réduit le coefficient de corrélation, lorsqu'elle remplace l'argile et la matière organique. Cependant, les limons contribuent à l'amélioration des relations établies en raison de leur rôle dans les structures grossières.

Comme dans les cas précédents, aux hauts potentiels, l'introduction de la densité apparente en plus des autres variables explicatives, a contribué à l'amélioration de la prédiction de 8 %. Ainsi, la part de la variance de la teneur en eau à 80 hPa expliquée par la relation Y_6 est de 59 %.

3.2. Sols non remaniés

| Var. dept. | Variabiles indépendantes | Equations de régressions | R ² | r | Sgn. |
|------------|--------------------------|---|----------------|------|------|
| 80 hPa | A, MO | $Y_1 = 0,27 A - 1,02 MO + 26,20$ | 0,23 | 0,47 | S |
| | CEC, LF | $Y_2 = 0,14 CEC + 0,1 LF + 26,62$ | 0,08 | 0,28 | NS |
| | A, MO, LF | $Y_3 = 0,27 A - 1,05 MO + 0,01 LF + 26,11$ | 0,23 | 0,47 | S |
| | A, MO, LF, LG | $Y_4 = 0,28 A - 0,72 MO - 0,06 LF + 0,24 LG + 23,69$ | 0,31 | 0,55 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF | $Y_5 = 0,47 A - 0,17 MO + 0,15 LF + 0,44 LG + 0,29 SF + 1,45$ | 0,53 | 0,73 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF, da | $Y_6 = 0,06 A + 0,07 MO + 0,04 LF + 0,33 LG + 0,20 SF - 23,93 da + 41,33$ | 0,80 | 0,89 | S |

Tableau XXI. Equations de régressions à 80 hPa des sols non remaniés

Excepté la relation Y_2 , toutes les équations sont significatives, leurs coefficients de corrélations varient de 0,47 et 0,89. En effet, l'introduction de la CEC dans les calculs a montré les limites de ce paramètre, plusieurs explications peuvent être avancées notamment la nature minéralogique des argiles. La littérature scientifique évoque le rôle de la CEC des sols de l'Europe (Tessier *et al.*, 1999), la nature de cette fraction étant différente de celle des régions que nous étudions.

La relation Y_6 qui intègre en plus des fractions précédentes, la densité apparente explique 80 % de variabilité, soit une amélioration de la variabilité expliquée de 21 % par comparaison aux sols remaniés. Ce résultat montre que le remaniement des sols affecte la qualité de la prédiction de la rétention en eau des sols.

4. Relations entre la teneur en eau et les caractéristiques du sol à 160 hPa

4.1. Sols remaniés

La variabilité expliquée par les modèles obtenus est améliorée avec l'introduction des variables explicatives, celle-ci passe de 17 % à 57 %. L'étude statistique montre des corrélations significatives entre la teneur en eau à 160 hPa et les caractéristiques du sol.

PREDICTION DES PROPRIETES HYDRIQUES DES SOLS D'ALGERIE PAR LES FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT

| Var. dept. | Variables indépendantes | Equations de régressions | R ² | r | Sign. |
|------------|-------------------------|---|----------------|------|-------|
| 160 hPa | A, MO | $Y_1 = 0,18 A - 0,04 MO + 30,96$ | 0,17 | 0,41 | S |
| | CEC, LF | $Y_2 = 0,04 CEC + 0,17 LF + 30,77$ | 0,21 | 0,46 | S |
| | A, MO, LF | $Y_3 = 0,12 A - 0,37 MO + 0,16 LF + 29,94$ | 0,26 | 0,50 | S |
| | A, MO, LF, LG | $Y_4 = 0,14 A - 0,16 MO + 0,10 LF + 0,16 LG + 28,35$ | 0,31 | 0,55 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF | $Y_5 = 0,27 A + 0,24 MO + 0,27 LF + 0,31 LG + 0,22 SF + 11,75$ | 0,49 | 0,70 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF, da | $Y_6 = 0,22 A + 0,29 MO + 0,22 LF + 0,25 LG + 0,17 SF - 11,53 da + 30,98$ | 0,57 | 0,76 | S |

Tableau XXII. Equations de régressions à 160 hPa des sols remaniés

Lorsque l'argile et la matière organique sont remplacées par la CEC dans l'équation Y_2 , la relation est moins forte (R^2 passe de 26 % à 21 %), ce paramètre sous-estime la prédiction. La variabilité expliquée par les équations Y_4 et Y_5 est améliorée suite à l'introduction des LG et des SF ($R^2 = 31\%$ et 49%), ceci peut être expliqué par la contribution de ces fractions grossières à la formation de la macroporosité et de la mésoporosité ainsi qu'au volume global des vides des sols, ce dernier a un rôle fondamental dans la rétention en eau aux hauts potentiels. Par conséquent, la densité apparente se trouve aussi influencée par la présence de ces fractions, car dans la régression Y_6 , elle améliore la corrélation de 8 % ($R^2 = 57\%$).

4.2. Sols non remaniés

A l'exception de la relation Y_2 (non significative), l'analyse de données statistiques pour les sols non remaniés montre une amélioration des relations au fur et à mesure de l'introduction des caractéristiques du sol (R^2 varie de 28 % à 80 %).

| Var. dept. | Variables indépendantes | Equations de régressions | R ² | r | Sign. |
|------------|-------------------------|---|----------------|------|-------|
| 160 hPa | A, MO | $Y_1 = 0,28 A - 0,96 MO + 23,38$ | 0,28 | 0,52 | S |
| | CEC, LF | $Y_2 = 0,08 CEC + 0,06 LF + 24,77$ | 0,06 | 0,25 | NS |
| | A, MO, LF | $Y_3 = 0,27 A - 1,23 MO + 0,03 LF + 23,14$ | 0,29 | 0,53 | S |
| | A, MO, LF, LG | $Y_4 = 0,29 A - 0,69 MO - 0,04 LF + 0,26 LG + 20,60$ | 0,39 | 0,62 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF | $Y_5 = 0,46 A - 0,17 MO + 0,15 LF + 0,44 LG + 0,27 SF + 0,21$ | 0,60 | 0,77 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF, da | $Y_6 = 0,38 A - 0,11 MO + 0,06 LF + 0,35 LG + 0,20 SF - 19,19 da + 32,19$ | 0,80 | 0,89 | S |

Tableau XXIII. Equations de régressions à 160 hPa des sols non remaniés

L'argile et la matière organique expliquent 28 % de variance (Y_1) de la rétention en eau à 160 hPa. En revanche, la relation Y_2 indique que la CEC n'a pas d'effet sur la rétention en eau du sol à cette valeur de potentiel lorsque elle remplace ces deux variables.

De même, dans les sols non remaniés, l'intégration des fractions grossières (Lf, LG et SF) améliore la variabilité expliquée (Y_3 , Y_4 et Y_5). La densité apparente montre aussi un effet positif dans le model établi, elle a contribué, en association avec d'autres variables, à l'amélioration de la variabilité expliquée par la relation Y_6 de 20 %. Cette dernière montre que la variance totale de la teneur en eau à 160 hPa expliquée par sa relation avec les variables explicatives est supérieure de 23 % par rapport aux sols remaniés. Nous confirmons donc que l'état remanié ou non remanié affecte les propriétés de rétention en eau des sols, ce résultat rejoint ceux signalés par plusieurs auteurs (Bastet *et al.*, 1998) sur la nécessité d'effectuer des mesures sur des échantillons de sol non perturbés.

5. Relations entre la teneur en eau et les caractéristiques du sol à 330 hPa

5.1. Sols remaniés

L'introduction successive des variables explicatives dans les FPT montre un coefficient de corrélation qui varie de 0,34 à 0,73.

| Var. dept. | Variables indépendantes | Equations de régressions | R ² | r | Sgn. |
|------------|-------------------------|---|----------------|------|------|
| 330 hPa | A, MO | $Y_1 = 0,14 A - 0,01 MO + 28,99$ | 0,12 | 0,34 | S |
| | CEC, LF | $Y_2 = 0,03 CEC + 0,14 LF + 28,80$ | 0,16 | 0,40 | S |
| | A, MO, LF | $Y_3 = 0,10 A - 0,29 MO + 0,13 LF + 28,14$ | 0,20 | 0,44 | S |
| | A, MO, LF, LG | $Y_4 = 0,11 A - 0,06 MO + 0,07 LF + 0,17 LG + 26,41$ | 0,27 | 0,51 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF | $Y_5 = 0,24 A + 0,30 MO + 0,23 LF + 0,31 LG + 0,20 SF + 11,03$ | 0,44 | 0,66 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF, da | $Y_6 = 0,19 A + 0,35 MO + 0,18 LF + 0,26 LG + 0,16 SF - 11,13 da + 29,58$ | 0,54 | 0,73 | S |

Tableau XXIV. Equations de régressions à 330 hPa des sols remaniés

La relation statistique entre la rétention en eau et les teneurs en argile et en matière organique montre que ces deux paramètres expliquent seulement 12 % de la variabilité. La relation Y_3 indique que l'argile et la matière organique expliquent plus de variabilité que la CEC. L'examen des coefficients de corrélations montre que les limons fins, limons grossiers et les sables fins ont un effet sur la rétention en eau des sols, le dernier facteur présente le poids le plus élevé, cette fraction granulométrique a des propriétés hydriques qui se rapprochent de celles des limons, et participe à la formation des agrégats du sol.

L'introduction de la densité apparente dans l'équation Y_6 a aussi contribué à l'amélioration de la corrélation, elle passe ainsi de 0,66 (Y_5) à 0,73 (Y_6) soit une amélioration de la variabilité expliquée de 10 %.

5.2. Sols non remaniés

La comparaison des corrélations entre les deux états du sol aux mêmes potentiels indique qu'elles sont plus élevées dans les sols non remaniés (r varie de 0,34 à 0,89). Ainsi, la variabilité expliquée par les équations de régressions établies est comprise entre 12 et 80 %.

| Var. dept. | Variables indépendantes | Equations de régressions | R ² | r | Sgn. |
|------------|-------------------------|---|----------------|------|------|
| 330 hPa | A, MO | $Y_1 = 0,30 A - 0,71 MO + 20,27$ | 0,34 | 0,58 | S |
| | CEC, LF | $Y_2 = 0,07 CEC + 0,11 LF + 22,10$ | 0,12 | 0,34 | S |
| | A, MO, LF | $Y_3 = 0,28 A - 0,86 MO + 0,07 LF + 19,80$ | 0,36 | 0,60 | S |
| | A, MO, LF, LG | $Y_4 = 0,29 A - 0,53 MO - 0,006 LF + 0,24 LG + 17,39$ | 0,46 | 0,67 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF | $Y_5 = 0,45 A - 0,08 MO + 0,17 LF + 0,41 LG + 0,24 SF - 0,90$ | 0,64 | 0,80 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF, da | $Y_6 = 0,37 A - 0,01 MO + 0,10 LF + 0,33 LG + 0,18 SF - 16,70 da + 26,94$ | 0,80 | 0,89 | S |

Tableau XXV. Equations de régressions à 330 hPa des sols non remaniés

Comme dans les cas précédents, la CEC s'avère être le paramètre le moins indiqué pour la prédiction des propriétés hydriques des sols ($R^2 = 12\%$). Par ailleurs, les relations montrent que lorsque le sol n'est pas perturbé, l'argile et la matière organique expliquent une grande part de variabilité (34 %). Nous observons ainsi clairement les différences des résultats entre les échantillons reconstitués (tamisés à 2 mm puis séchés à l'air) et les mêmes sols mais à structure conservée, ce qui est conforme à ceux obtenus par plusieurs auteurs (Bastet *et al.*, 1998).

L'addition de la densité apparente à d'autres variables améliore la qualité de la prédiction de 16 %, ce résultat met en évidence l'intérêt de ce paramètre dans la prédiction de la rétention en eau des sols.

La variabilité expliquée par la relation Y_6 pour les sols à structure conservée est supérieure de 26 % par rapport à celles des sols remaniés.

6. Relations entre la teneur en eau et les caractéristiques du sol à 510 hPa

6.1. Sols remaniés

Une amélioration graduelle du coefficient de corrélation est enregistrée avec l'introduction des différentes variables, celui-ci varie de 0,36 à 0,70. Toutes les corrélations sont significatives à 510 hPa.

| Var. dept. | Variables indépendantes | Equations de régressions | R ² | r | Sign. |
|------------|-------------------------|--|----------------|------|-------|
| 510 hPa | A, MO | $Y_1 = 0,14 A - 0,06 MO + 27,28$ | 0,13 | 0,36 | S |
| | CEC, LF | $Y_2 = 0,04 CEC + 0,13 LF + 27,14$ | 0,15 | 0,39 | S |
| | A, MO, LF | $Y_3 = 0,10 A - 0,32 MO + 0,12 LF + 26,50$ | 0,20 | 0,44 | S |
| | A, MO, LF, LG | $Y_4 = 0,11 A - 0,09 MO + 0,06 LF + 0,17 LG + 24,78$ | 0,27 | 0,51 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF | $Y_5 = 0,23 A + 0,23 MO + 0,20 LF + 0,29 LG + 0,18 SF + 11,09$ | 0,42 | 0,65 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF, da | $Y_6 = 0,18 A + 0,27 MO + 0,16 LF + 0,25 LG + 0,14 SF - 9,73 da + 27,31$ | 0,49 | 0,70 | S |

Tableau XXVI. Equations de régressions à 510 hPa des sols remaniés

Les fractions granulométriques LF, LG et SF améliorent les corrélations, parmi celles-ci, la dernière a l'effet le plus important (R^2 croit de 15 %). La densité apparente a un effet limité dans la prédiction (Y_6).

6.2. Sols non remaniés

Toutes les relations sont statistiquement significatives, et sont nettement plus fortes que dans les sols remaniés à potentiel équivalent, le coefficient de corrélation est compris entre 0,38 et 0,88.

| Var. dept. | Variables indépendantes | Equations de régressions | R ² | r | Sign. |
|------------|-------------------------|---|----------------|------|-------|
| 510 hPa | A, MO | $Y_1 = 0,32 A - 0,64 MO + 18,52$ | 0,39 | 0,62 | S |
| | CEC, LF | $Y_2 = 0,06 CEC + 0,14 LF + 22,76$ | 0,14 | 0,38 | S |
| | A, MO, LF | $Y_3 = 0,29 A - 0,82 MO + 0,08 LF + 17,98$ | 0,41 | 0,64 | S |
| | A, MO, LF, LG | $Y_4 = 0,31 A - 0,50 MO + 0,007 LF + 0,24 LG + 15,64$ | 0,51 | 0,71 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF | $Y_5 = 0,44 A - 0,10 MO + 0,16 LF + 0,38 LG + 0,21 SF - 0,71$ | 0,65 | 0,80 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF, da | $Y_6 = 0,38 A - 0,04 MO + 0,10 LF + 0,31 LG + 0,16 SF - 15,46 da + 25,05$ | 0,79 | 0,88 | S |

Tableau XXVII. Equations de régressions à 510 hPa des sols non remaniés

Une différence de 65 % de variabilité expliquée est observée entre les Y_2 et Y_6 . L'argile et la matière organique apparaissent comme étant les caractéristiques les plus déterminantes pour la prédiction de la rétention en eau des sols, leurs poids ($R^2=39$ %) est d'autant plus élevé que les échantillons sont non remaniés. Cependant, d'autres caractéristiques du sol notamment les autres fractions granulométriques ont contribué à l'amélioration des corrélations mais avec un effet moins élevé. Comme relevé dans la bibliographie, la structure du sol exprimée à travers la densité apparente s'avère être d'une importance non négligeable. Cependant, ce paramètre qui explique le volume total des vides est mieux valorisé avec une stratification texturale (Bruand *et al.*, 2002).

A 510 hPa, la différence de variabilité expliquée par la relation Y_6 entre les sols remaniés et les sols non remaniés est estimée à 30 %, ainsi, les relations obtenues avec les sols non remaniés expliquent plus de variabilité.

7. Relations entre la teneur en eau et les caractéristiques du sol à 1000 hPa

7.1. Sols remaniés

La relation Y_1 est non significative en raison certainement de l'état remanié des sols. Les autres relations sont significatives, les équations Y_2 et Y_3 ont des coefficients de corrélations identiques, cela veut dire qu'à cette valeur de potentiel et pour les sols remaniés, la CEC peut remplacer l'argile et la matière organique.

| Var. dept. | Variables indépendantes | Equations de régressions | R ² | r | Sgn. |
|------------|-------------------------|--|----------------|------|------|
| 1000 hPa | A, MO | $Y_1 = 0,11 A + 0,03 MO + 25,48$ | 0,08 | 0,29 | NS |
| | CEC, LF | $Y_2 = 0,04 CEC + 0,12 LF + 24,80$ | 0,15 | 0,38 | S |
| | A, MO, LF | $Y_3 = 0,07 A - 0,20 MO + 0,12 LF + 24,71$ | 0,15 | 0,38 | S |
| | A, MO, LF, LG | $Y_4 = 0,08 A + 0,04 MO + 0,06 LF + 0,19 LG + 22,85$ | 0,24 | 0,48 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF | $Y_5 = 0,19 A + 0,35 MO + 0,18 LF + 0,30 LG + 0,17 SF + 10,04$ | 0,37 | 0,61 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF, da | $Y_6 = 0,15 A + 0,39 MO + 0,14 LF + 0,26 LG + 0,13 SF - 9,01 da + 25,06$ | 0,44 | 0,66 | S |

Tableau XXVIII. Equations de régressions à 1000 hPa des sols remaniés

A 1000 hPa (pF3), les caractéristiques du sol ont un effet sur l'amélioration de la teneur en eau du sol dans l'ordre croissant suivant : da avec 7 % de différence, LG avec 9 % et SF avec 13 %.

7.2. Sols non remaniés

Contrairement aux sols remaniés, la relation qui intègre l'argile et la matière organique explique une grande part de variabilité (> de 50 %). Par contre la prise en compte de la CEC réduit la corrélation ($R^2 = 17\%$).

| Var. dept. | Variables indépendantes | Equations de régressions | R ² | r | Sgn. |
|------------|-------------------------|---|----------------|------|------|
| 1000 hPa | A, MO | $Y_1 = 0,34 A - 0,59 MO + 16,42$ | 0,44 | 0,66 | S |
| | CEC, LF | $Y_2 = 0,06 CEC + 0,16 LF + 19$ | 0,17 | 0,41 | S |
| | A, MO, LF | $Y_3 = 0,31 A - 0,80 MO + 0,09 LF + 15,80$ | 0,47 | 0,68 | S |
| | A, MO, LF, LG | $Y_4 = 0,32 A - 0,50 MO + 0,02 LF + 0,22 LG + 13,59$ | 0,55 | 0,74 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF | $Y_5 = 0,46 A - 0,11 MO + 0,18 LF + 0,37 LG + 0,21 SF - 2,51$ | 0,69 | 0,83 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF, da | $Y_6 = 0,40 A - 0,05 MO + 0,12 LF + 0,30 LG + 0,16 SF - 13,98 da + 20,79$ | 0,80 | 0,89 | S |

Tableau XXIX. Equations de régressions à 1000 hPa des sols non remaniés

Dans l'ensemble, les corrélations sont plus fortes dans les sols non remaniés et ce quelque soit les variables prises en compte (r varie de 0,66 à 0,89).

En effet, la variabilité expliquée par le modèle Y_6 est de 80 % où le seul poids de la densité apparente est de 11 %. Les sables fins maintiennent encore une part importante dans les relations sol-eau (14 %).

Une importante différence de la variabilité expliquée par la relation Y_6 est ainsi enregistrée entre les sols remaniés et les sols non remaniés, elle est de 36 %.

8. Relations entre la teneur en eau et les caractéristiques du sol à 3500 hPa

8.1. Sols remaniés

PREDICTION DES PROPRIETES HYDRIQUES DES SOLS D'ALGERIE PAR LES FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT

| Var. dept. | Variables indépendantes | Equations de régressions | R ² | r | Sgn. |
|------------|-------------------------|--|----------------|------|------|
| 3500 hPa | A, MO | $Y_1 = 0,22 A + 0,41 MO + 14,79$ | 0,31 | 0,55 | S |
| | CEC, LF | $Y_2 = 0,07 CEC + 0,25 LF + 15,05$ | 0,37 | 0,61 | S |
| | A, MO, LF | $Y_3 = 0,16 A - 0,02 MO + 0,21 LF + 13,47$ | 0,45 | 0,67 | S |
| | A, MO, LF, LG | $Y_4 = 0,17 A + 0,22 MO + 0,15 LF + 0,18 LG + 11,64$ | 0,51 | 0,71 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF | $Y_5 = 0,25 A + 0,43 MO + 0,24 LF + 0,26 LG + 0,12 SF + 2,41$ | 0,55 | 0,74 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF, da | $Y_6 = 0,22 A + 0,46 MO + 0,21 LF + 0,24 LG + 0,10 SF - 5,53 da + 11,64$ | 0,57 | 0,75 | S |

Tableau XXX : Equations de régressions à 3500 hPa des sols remaniés

A 3500 hPa, les corrélations sont plus fortes en comparaison au potentiel précédent (r compris entre 0,55 et 0,75). A ce niveau de potentiel, comme l'indique les différents travaux (Bigorre *et al.*, 2000), l'influence de l'argile et de la matière organique augmente tandis que celle des éléments grossiers et de la densité apparente baisse. En effet, l'eau est de moins en moins retenue dans les macropores et les mésopores, elle se localise plutôt dans les pores les plus fins ayant pour origine les argiles.

8.2. Sols non remaniés

L'analyse de données par régressions multiples montre un coefficient de corrélation variant de 0,68 à 0,89, ce dernier croit avec l'introduction progressive des variables explicatives.

| Var. dept. | Variables indépendantes | Equations de régressions | R ² | r | Sgn. |
|------------|-------------------------|---|----------------|------|------|
| 3500 hPa | A, MO | $Y_1 = 0,35 A - 0,32 MO + 13,87$ | 0,47 | 0,68 | S |
| | CEC, LF | $Y_2 = 0,07 CEC + 0,20 LF + 16,43$ | 0,24 | 0,49 | S |
| | A, MO, LF | $Y_3 = 0,31 A - 0,59 MO + 0,13 LF + 13,06$ | 0,52 | 0,72 | S |
| | A, MO, LF, LG | $Y_4 = 0,33 A - 0,31 MO + 0,05 LF + 0,22 LG + 10,93$ | 0,59 | 0,77 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF | $Y_5 = 0,46 A + 0,07 MO + 0,21 LF + 0,35 LG + 0,20 SF - 4,66$ | 0,70 | 0,84 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF, da | $Y_6 = 0,39 A + 0,13 MO + 0,15 LF + 0,29 LG + 0,15 SF - 14,09 da + 18,74$ | 0,80 | 0,89 | S |

Tableau XXXI. Equations de régressions à 3500 hPa des sols non remaniés

La relation Y₁ qui intègre l'argile et la matière organique explique 47 % de variabilité, alors que la relation Y₂ qui intègre la CEC n'exprime pas une variabilité aussi importante (24 %) que les équations Y₁ et Y₃. Ceci indique que ce paramètre ne permet pas une prédiction de la rétention en eau aussi précise qu'avec l'argile et la matière organique. Tandis que 80 % de la variance de la teneur en eau est expliquée par la régression Y₆ intégrant l'ensemble des variables indépendantes retenues.

Les résultats obtenus montrent une différence importante de la variabilité expliquée par la relation Y₆ entre les sols remaniés et les sols non remaniés, elle est de à 32 %. Celle-ci est par conséquent plus élevée pour les sols non remaniés.

9. Relations entre la teneur en eau et les caractéristiques du sol à 16000 hPa

9.1. Sols remaniés

| Var. dept. | Variables indépendantes | Equations de régressions | R ² | r | Sgn. |
|------------|-------------------------|---|----------------|------|------|
| 16000 hPa | A, MO | $Y_1 = 0,24 A + 0,68 MO + 9,54$ | 0,36 | 0,60 | S |
| | CEC, LF | $Y_2 = 0,09 CEC + 0,28 LF + 9,80$ | 0,45 | 0,67 | S |
| | A, MO, LF | $Y_3 = 0,16 A + 0,18 MO + 0,24 LF + 8,04$ | 0,52 | 0,72 | S |
| | A, MO, LF, LG | $Y_4 = 0,17 A + 0,41 MO + 0,18 LF + 0,17 LG + 6,37$ | 0,56 | 0,74 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF | $Y_5 = 0,22 A + 0,55 MO + 0,24 LF + 0,22 LG + 0,07 SF + 0,59$ | 0,58 | 0,76 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF, da | $Y_6 = 0,22 A + 0,55 MO + 0,23 LF + 0,22 LG + 0,07 SF - 0,95 da + 2,17$ | 0,58 | 0,76 | S |

Tableau XXXII. Equations de régressions à 16000 hPa des sols remaniés

Les coefficients de corrélations obtenus varient entre 0,60 et 0,76. Au seuil de 5%, ces relations sont significatives, celles-ci expliquent 36 % de variabilité lorsque l'argile et la matière organique sont prises en compte, et 58 % lors de l'intégration de l'ensemble des variables explicatives. Contrairement aux cas précédents, la densité apparente n'améliore pas la variabilité expliquée (Y_6), à cette valeur de potentiel, la rétention en eau des sols dépend essentiellement du taux et de la nature des argiles. De même, pour la CEC, qui se substitue à l'argile et à la matière organique n'a pas contribué à l'amélioration du coefficient de corrélation. Par ailleurs, le poids des fractions grossières et de plus en plus faible car la structure du sol n'est pas impliquée à ce potentiel.

9.2. Sols non remaniés

La comparaison avec le tableau précédent montre que l'ensemble des corrélations sont plus fortes, les écarts sont plus importants lorsque le nombre de variables explicatives augmente (r varie de 0,67 à 0,89). Ce résultat indique également que l'argile (et matière organique) est mieux corrélée ($r=0,72$) à 16000 hPa qu'aux potentiels élevés (Arrouays et Jamagne, 1993). Le poids des fractions grossières y est moins prononcé qu'aux bas pF.

| Var. dept. | Variables indépendantes | Equations de régressions | R ² | r | Sgn. |
|------------|-------------------------|---|----------------|------|------|
| 16000 hPa | A, MO | $Y_1 = 0,38 A - 0,25 MO + 11,56$ | 0,52 | 0,72 | S |
| | CEC, LF | $Y_2 = 0,09 CEC + 0,28 LF + 9,80$ | 0,45 | 0,67 | S |
| | A, MO, LF | $Y_3 = 0,34 A - 0,52 MO + 0,12 LF + 10,76$ | 0,56 | 0,74 | S |
| | A, MO, LF, LG | $Y_4 = 0,35 A - 0,22 MO + 0,05 LF + 0,22 LG + 8,45$ | 0,63 | 0,79 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF | $Y_5 = 0,46 A + 0,09 MO + 0,18 LF + 0,34 LG + 0,17 SF - 4,64$ | 0,71 | 0,84 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF, da | $Y_6 = 0,40 A + 0,15 MO + 0,12 LF + 0,28 LG + 0,12 SF - 13,91 da + 18,54$ | 0,80 | 0,89 | S |

Tableau XXXIII. Equations de régressions à 16000 hPa des sols non remaniés

Lorsque l'ensemble des variables sont prises en compte, la relation Y_6 explique 80 % de variabilité.

Les corrélations des sols non remaniés sont meilleures de 22% que celles des sols remaniés.

10. Discussion

Afin d'établir des FPT à différentes valeurs de potentiel (9 valeurs), l'effet des caractéristiques du sol (argile, matière organique, CEC, limons fins, limons grossiers, sables fins et densité apparente) sur la rétention en eau de l'ensemble des sols a été étudié par une analyse statistique à l'aide des régressions multiples.

Les résultats obtenus montrent qu'au fur et à mesure que les caractéristiques des sols sont introduites dans les équations de régressions, la qualité de la prédiction, renseignée par la valeur du coefficient de corrélation r (ou par le coefficient de détermination R^2), de la rétention en eau à différentes valeurs de potentiel est améliorée tant pour les sols remaniés que pour les sols non remaniés. De plus, le remaniement des sols affecte les propriétés de rétention en eau des sols en raison de la formation d'une porosité artificielle. La configuration de cette dernière dépend du mode de reconstitution de l'échantillon.

Les équations de régressions obtenues montrent que les caractéristiques du sol ont des effets variables sur la teneur en eau des sols selon les valeurs des potentiels.

Aux hauts potentiels (0 à 510 hPa)

En fonction des teneurs en argile et en matière organique le coefficient de corrélation varie de 0,34 à 0,63 (12 % et 40 % la variabilité expliquée) pour les sols remaniés, et de 0,31

à 0,62 (10 à 39 % de variabilité expliquée) pour les sols non perturbés. Une légère différence dans la variabilité expliquée par les relations obtenues est enregistrée pour les deux états de sols. L'étude de la relation statistique entre la rétention en eau et les teneurs en argile et en carbone organique réalisée par Bigorre *et al.*, (2000), montre que ces deux paramètres expliquent environ 93 % de la variabilité de la rétention en eau, dont 93 % par l'argile et seulement 0,1 % par le carbone organique. Ainsi, avec 0,1 % de variabilité expliquée par le carbone organique, au voisinage de la capacité de rétention, la contribution de la matière organique à la rétention de l'eau devient insignifiante.

D'après Cornet (1980), la fraction 2-20 μ (limon fin) a un effet non négligeable sur la rétention en eau des sols. Ainsi, l'addition des limons fins aux premières équations, fait varier le coefficient de corrélation de 0,44 à 0,67 pour les sols perturbés, et de 0,31 à 0,64 pour les sols non remaniés. L'introduction des limons fins a amélioré la variabilité expliquée dans les relations obtenues de 5 % à 8 %, selon la valeur du potentiel, pour les sols remaniés et de 0 à 2 % pour les sols à structure conservée.

Cependant, les modèles intégrant la CEC n'améliorent pas les corrélations entre la teneur en eau et les variables explicatives. En effet, le coefficient de corrélations varie de 0,39 et 0,66 pour les sols remaniés et de 0,25 à 0,34 pour les sols non remaniés. Dans le cadre de cette étude, les résultats suggèrent que la CEC ne contribue pas à l'amélioration de la qualité de la prédiction de la teneur en eau. Ces résultats sont en concordance avec ceux obtenus par Tessier *et al.* (1999). Dans leur étude, les coefficients de corrélations obtenus entre la CEC et la teneur en eau à des hauts potentiels sont plus médiocres que ceux obtenus dans le domaine des bas potentiels de l'eau. Les mêmes auteurs ont montré qu'au voisinage de la capacité au champ, la teneur en eau est surtout reliée à la porosité structurale. Alors que d'autres auteurs (Bigorre *et al.*, 2000) ont signalé que la CEC est un excellent outil de prédiction de la teneur en eau des sols.

Pour distinguer l'effet des limons grossiers sur la rétention en eau des sols, cette fraction a été introduite dans les équations de régression. En effet, les limons grossiers apportent de 2 % à 7 % et de 5 % à 10 % de variabilité expliquée pour respectivement les sols remaniés et les sols à structure conservés, aux hauts potentiels, les limons grossiers contribuent à la rétention en eau des sols, probablement grâce à leur rôle dans la distribution de la macroporosité de sol.

L'effet des sables fins sur la rétention en eau des sols est testé par leur introduction dans les équations de régressions précédentes. Cette fraction de sol a été utilisée pour établir des FPT par plusieurs auteurs (Gupta et Larson, 1979 ; Rawls *et al.*, 1982 cités par Bastet *et al.*, 1998). Les coefficients de corrélations obtenus suite à leur introduction dans les équations de régressions varient de 0,64 à 0,73 pour les sols perturbés, et de 0,56 à 0,80 pour les sols non remaniés, soit une amélioration de la variabilité expliquée de 6 % à 15 % et de 14 à 16 %, selon la valeur du potentiel.

Certain auteurs (Tessier *et al.*, 1999) ont signalé que la matière organique a peu d'influence sur la rétention en eau, particulièrement, à certaines valeurs de potentiel. Les résultats obtenus sont conformes à ceux de la littérature, puisque globalement, les équations de régressions obtenues en fonction des fractions granulométriques A, LF, LG et SF ne sont pas significativement différentes de celles qui intègrent la MO. C'est pour cette raison que les équations intégrant uniquement les fractions granulométriques n'ont pas fait l'objet d'une présentation. Néanmoins, Chenu (1993) a souligné que certaines fractions organiques, comme les polysaccharides ont des propriétés d'hydratation importantes aux hauts potentiels. En outre, selon Bigorre (2000), la matière organique a un effet sur la

structure du sol, elle peut, de ce fait, accroître la macro et la méso porosité du sol ainsi que la porosité totale.

Les travaux de Bruand *et al.*, (2002 et 2004) ont montré que pour améliorer la précision de l'estimation des propriétés de rétention en eau, il faut associer la densité apparente qui renseigne sur l'état structural de l'horizon. Ces chercheurs ont conclu que la densité apparente apparaît comme étant un troisième critère discriminant.

Les FPT établies sur l'ensemble des sols remaniés en intégrant la densité apparente à d'autres variables explicatives (A, LF, LG, SF et MO) montrent un coefficient de corrélation compris entre 0,70 à 0,79 pour les sols reconstitués et entre 0,88 à 0,89 pour les sols à structure conservée. L'introduction de la ρ_a améliore la variabilité expliquée de 7 % à 10 % pour les sols perturbés et de 24 % à 48 % pour les sols non remaniés selon la valeur du potentiel.

Ces résultats sont aussi en accord avec ceux obtenus par Quentin *et al.*, (2001), ils ont signalé qu'après la texture, la densité apparente apparaît comme une grandeur déterminante pour estimer correctement les propriétés de rétention en eau.

Il faut souligner que lorsque la CEC remplace l'argile et la matière organique dans les équations de régressions, les coefficients de corrélation obtenus sont toujours les moins élevés, parfois les relations établies sont non significatives au seuil de 5%. Tessier *et al.*, (1999) estiment que la structure du sol est par essence très changeante aux hauts potentiels, la CEC, donnée physico-chimique, est d'un poids relativement faible dans la rétention de l'eau.

Lorsque l'argile et la MO sont prises comme étant des variables explicatives, elles expliquent les plus grandes variabilités dans les relations statistiques.

Aux bas potentiels (de 1000 à 16000 hPa)

La relation entre la teneur en eau d'une part et la teneur en argile et en matière organique d'autre part montre que la variabilité expliquée est comprise entre 8 % et 36 % (r varie de 0,28 à 0,60) pour les sols remaniés, et entre 44 % et 52 % (r varie de 0,66 à 0,72) pour les sols non perturbés. Ces résultats montrent que ces deux variables expliquent également une grande variabilité, particulièrement pour les sols non remaniés. A ce sujet, Bigorre *et al.* (2000), ont montré qu'aux bas potentiels, la prise en compte de l'argile et du carbone organique explique 90 % de la variabilité de la rétention de l'eau, ces mêmes auteurs indiquent que les matières organiques et les argiles possèdent à 16000 hPa, des propriétés d'hydratation propres et additives.

L'addition des limons fins aux premières équations fait varier le coefficient de corrélation de 0,38 à 0,72 pour les sols remaniés, et de 0,68 à 0,74 pour les sols non remaniés. Ce qui est conforme aux résultats obtenus par Cornet (1980), cet auteur a enregistré une élévation de r après l'introduction des Lf dans les équations de régressions. Ainsi, la proportion de la variabilité expliquée apportée par les limons fins varie de 7 % à 16 % pour les sols perturbés et de 3 % à 4 % pour les sols non perturbés.

Comme dans les hauts potentiels, la relation obtenue en intégrant la CEC comme variable explicative additive aux limons fins n'améliore pas le coefficient de corrélation, celui-ci est compris entre 0,38 et 0,67 pour les sols remaniés, et entre 0,41 et 0,67 pour les sols non remaniés. Ce résultat est en contradiction avec celui obtenu par Bigorre et Tessier (2000), ils ont montré que la rétention en eau est une fonction linéaire de la CEC.

Les coefficients de corrélations obtenus suite à l'introduction des limons grossiers, varie de 0,48 à 0,74 pour les sols perturbés, et de 0,74 à 0,79 pour les sols non remaniés. La

proportion de la variabilité expliquée par ces particules du sol varie, respectivement, de 4 % à 9 % et de 7 % à 8 %. Ces résultats montrent donc que les limons grossiers ont un effet plus au moins important sur la teneur en eau aux bas potentiels.

L'amélioration des estimations des teneurs en eau apportée par les sables fins aux bas potentiels est comprise entre 0,61 à 0,76 pour les sols perturbés, et entre 0,83 à 0,84 pour les sols non remaniés. Ainsi, la proportion de la variabilité expliquée apportée suite à l'introduction des sables fins dans les FPT établies en fonction de A, MO, LF, LG et SF, est comprise entre 2 % et 13 % pour les sols remaniés, et entre 8 et 14 % pour les sols à structure conservée. Ces résultats montrent que les sables fins ont aussi un effet plus important sur la teneur en eau des sols non remaniés que les limons grossiers.

Les résultats montrent que la matière organique n'a pas d'effet sur la rétention en eau des sols. Cependant, de nombreux travaux (Bigorre, 2000) ont montré que la matière organique tend à augmenter la rétention d'eau, autant à la capacité au champ qu'au point de flétrissement permanent. Selon Hudson (1994 in Bigorre, 2000), l'effet de la MO est généralement masqué dans les régressions statistiques par des variations trop importantes des autres paramètres, notamment par l'influence de la texture. Aux bas potentiels, les mécanismes de rétention d'eau des matières organiques sont moins clairs qu'aux hauts potentiels. Toutefois, Emerson (1995) a pu montrer que la matière organique accroît nettement la rétention de l'eau aux hauts potentiels et ne joue quasiment aucun rôle sur la rétention de l'eau au point de flétrissement.

Ainsi, à travers la bibliographie, le rôle de la matière organique à différents potentiels n'est pas établi avec certitude (nature, seuil, texture de sol, etc.).

Conformément aux résultats obtenus par Bruand *et al.* (2002) relatifs à l'influence de la densité apparente, ce paramètre a été introduit dans les calculs, les relations obtenues pour les sols perturbés montrent un coefficient de corrélation compris entre 0,66 à 0,76, il est de 0,89 pour les sols non remaniés. Ainsi, la proportion de variabilité expliquée par ces relations est améliorée de 7 % dans le cas des sols remaniés et de 9 % à 11 % pour les sols à structure conservée.

Les résultats font clairement apparaître que la densité apparente améliore la qualité des estimations, particulièrement aux hauts potentiels, car à ces niveaux d'énergie, elle exprime l'état structural des sols. D'après Tessier *et al.* (1999), la densité apparente apparaît comme un très bon indicateur de la rétention de l'eau des sols.

L'effet de la densité apparente sur la rétention en eau des sols a été étudié par un grand nombre d'auteurs. Dans leurs études sur les propriétés de rétention en eau des sols d'un bassin versant, Morvan *et al.* (2004) considèrent que la texture et la densité apparente comme étant des grandeurs déterminantes pour estimer correctement les propriétés de rétention en eau des sols. Selon Laroche (1997), la densité apparente est une notion indispensable pour le calcul de la capacité de stockage de l'eau. De même, Bigorre (2000) a montré que la rétention en eau à la capacité au champ et la densité apparente sont très fortement corrélées entre elles.

A l'issue d'une analyse de données par régressions multiples pour l'ensemble des sols étudiés, les résultats obtenus font apparaître que la variabilité expliquée comprise initialement entre 8 % et 40 % (r entre 0,28 et 0,63), dans le cas des sols remaniés et entre 10 % et 50 % (r entre 0,66 et 0,79), dans le cas des sols non remaniés passait à, respectivement, de 44 à 63 % (r entre 0,31 et 0,72) et de 79 à 80 % (r entre 0,88 et 0,89) lorsque l'ensemble de variables explicatives A, MO, Lf, LG, Sf et da, sont intégrées aux équations. Ceci montre que la corrélation entre la rétention en eau, à différents potentiels

et les variables explicatives est plus serrée lorsque l'ensemble des variables sont prises en compte, ce qui est en concordance avec les résultats obtenus antérieurement par plusieurs auteurs (Bastet *et al.*, 1998).

Généralement, dans le cas des sols non remaniés, l'influence des variables explicatives introduites augmente lorsque h décroît, et c'est l'inverse qui se produit dans le cas des sols remaniés.

La CEC et la matière organique n'améliorent pas significativement le coefficient de corrélation. Par ailleurs, l'intégration individuelle de différentes fractions dans les relations établies améliore progressivement la corrélation entre la teneur en eau et les caractéristiques du sol.

Les comparaisons effectuées entre les teneurs en eau obtenues au laboratoire sur des échantillons non perturbés et sur des échantillons perturbés ont montré que lors de l'estimation de la teneur en eau de ces sols par des FPT à différents potentiels, la variabilité expliquée par les relations obtenues avec les premiers est généralement plus élevée que celle obtenues avec les seconds. Ainsi, la variabilité expliquée par les relations obtenues avec les sols non remaniés, lorsque l'ensemble des variables indépendantes (A, LF, LG, SF, MO et d_a) sont prises en compte est supérieur de 9 % à 36 % que celle expliquée par les sols remaniés, celle-ci est d'autant plus élevée que le potentiel est bas.

Ainsi, l'analyse des résultats montre une étroite relation avec les caractéristiques du sol et leurs propriétés hydriques. Cette relation est d'autant plus étroite que le nombre de variables explicatives introduites dans les équations de régressions est élevé, la texture du sol et la densité apparente explique le maximum de variabilité.

La variabilité expliquée par la densité apparente aux bas potentiels, n'est pas aussi importante que celle apportée à des hauts potentiels, en raison de l'influence de la structure du sol qui s'exprime davantage vis-à-vis de la rétention en eau aux hauts potentiels.

En considérant l'ensemble des sols, nous constatons que les variables explicatives A, LF, LG, SF, MO et d_a , lorsque elles sont prises en compte simultanément expliquent le maximum de variabilité et ce quelle que soit la valeur du potentiel.

Chapitre VIII Etablissement de fonctions de pédotransfert par texture

Les travaux de Bruand *et al.* (2002), ont montré qu'une stratification par classe de texture améliore la qualité de la prédiction des teneurs en eau des sols.

Conformément aux résultats obtenus précédemment, en considérant l'ensemble des échantillons, et à ceux obtenus par plusieurs auteurs (Bastet *et al.*, 1998 ; Morvan *et al.*, 2004), l'équation retenue pour l'établissement de FPT par texture, à différentes valeurs de potentiel est de la forme générale suivante :

$$Y = a(A) + b(MO) + c(Lf) + d(LG) + e(Sf) + f(d_a) + g$$

Cependant, après avoir tenté d'établir des FPT par classes de texture, telles que définies par le triangle des textures de l'USDA, il a été constaté que le nombre d'échantillons par classe de texture est insuffisant. Ainsi, une autre démarche a été suivie, elle consiste en l'introduction d'une limite de teneur en argile (A) en considérant les sols pour lesquels A

$\geq 30 \%$ et ceux pour lesquels $A \leq 30 \%$ (Bastet *et al.*, 1998). Par conséquent, deux textures ont été déterminées : les sols de texture argileuse ($A \geq 30 \%$) et les sols de texture non argileuse ($A \leq 30 \%$), en considérant les sols remaniés d'une part et les sols non remaniés d'autre part.

1. FPT pour les sols de texture argileuse ($A \geq 30 \%$)

La démarche suivie a permis de regrouper plusieurs classes de texture afin de disposer d'un effectif supérieur ou égal à 10 horizons par classe (Bruand *et al.*, 2002). L'étude porte sur 16 horizons, les déterminations concernent les sols remaniés et les sols non remaniés.

1.1. Sols remaniés

Les coefficients de corrélations obtenus à différentes valeurs de potentiel sont compris entre 0,72 et 0,88. L'analyse statistique montre que tous les résultats sont significatifs au seuil de 5 %.

En observant les résultats précédents, sans stratification texturale, nous constatons une amélioration du coefficient de corrélation, à partir de 80 hPa. Ainsi, à 1000 hPa, le r est passé de 0,66 (Chapitre VII, relation Y_6) à 0,88 soit une amélioration de la variabilité expliquée pour cette équation de régression de 34%. A 16000 hPa, la variabilité expliquée est également améliorée de 15 %. Ces résultats rejoignent ceux obtenus par Bruand *et al.* (1996), ils ont montré que la prise en compte de la texture et de la densité apparente permettent d'améliorer la prédiction de la rétention en eau des sols.

Ainsi, l'amélioration de la variabilité expliquée par les équations de régressions établies, à différents potentiels, après une stratification par classes de textures, varie de 12 à 34 % selon la valeur du potentiel.

1.2. Sols non remaniés

Les équations établies à différents potentiels indiquent des coefficients de corrélations compris entre 0,90 et 0,94.

Tableau XXXV. Equations de régressions des sols non remaniés de texture argileuse ($A \geq 30 \%$)

| Var. dept (hPa) | Variabiles indépendantes | Equations de régressions (models) | R ² | r | Sgn. |
|-----------------|--------------------------|--|----------------|------|------|
| 0 | A, MO, Lf, LG, Sf, da | $Y_1 = 0,13 A - 0,80 MO + 0,13 Lf + 0,01 LG + 0,82 Sf - 50,43 da + 92,98$ | 0,89 | 0,94 | S |
| 40 | A, MO, Lf, LG, Sf, da | $Y_2 = 0,07 A + 0,08 MO + 0,11 Lf + 0,17 LG + 0,63 Sf - 42,26 da + 75,95$ | 0,87 | 0,93 | S |
| 80 | A, MO, Lf, LG, Sf, da | $Y_3 = 0,16 A + 0,11 MO + 0,001 Lf + 0,35 LG + 0,40 Sf - 31,44 da + 58,26$ | 0,89 | 0,94 | S |
| 160 | A, MO, Lf, LG, Sf, da | $Y_4 = 0,18 A + 0,17 MO - 0,006 Lf + 0,41 LG + 0,34 Sf - 24,29 da + 46,29$ | 0,89 | 0,94 | S |
| 330 | A, MO, Lf, LG, Sf, da | $Y_5 = 0,18 A + 0,21 MO + 0,02 Lf + 0,40 LG + 0,27 Sf - 20,97 da + 40,55$ | 0,86 | 0,93 | S |
| 510 | A, MO, Lf, LG, Sf, da | $Y_6 = 0,18 A + 0,19 MO + 0,03 Lf + 0,41 LG + 0,29 Sf - 20,10 da + 38,27$ | 0,87 | 0,93 | S |
| 1000 | A, MO, Lf, LG, Sf, da | $Y_7 = 0,19 A + 0,16 MO + 0,04 Lf + 0,42 LG + 0,27 Sf - 17,55 da + 33,63$ | 0,85 | 0,92 | S |
| 3500 | A, MO, Lf, LG, Sf, da | $Y_8 = 0,22 A + 0,17 MO + 0,08 Lf + 0,40 LG + 0,28 Sf - 16,84 da + 29,19$ | 0,85 | 0,92 | S |
| 16000 | A, MO, Lf, LG, Sf, da | $Y_9 = 0,21 A + 0,15 MO + 0,05 Lf + 0,39 LG + 0,25 Sf - 15,94 da + 29,07$ | 0,81 | 0,90 | S |

Après une stratification par texture, une nette amélioration du coefficient de corrélation est enregistré, par comparaison aux sols argileux remaniés d'une part (une amélioration de r qui varie de 0,04 à 0,22) et à l'ensemble des sols non remaniés d'autre part (une amélioration de r qui varie de 0,01 à 0,06) à toutes les valeurs de potentiels. Ainsi, la variabilité expliquée par les relations Y_1 et Y_9 passe, respectivement, de 51 % et de 73 % pour les sols remaniés à 89 % et à 81 % pour les sols à structure conservée.

La variabilité expliquée par les FPT établies pour les sols après une stratification texturale est supérieure de 1 à 10 % de celles enregistrée pour l'ensemble des sols. Ces écarts sont cependant moins importants que ceux notés dans le cas des sols remaniés. Ce résultat est conforme à celui obtenu par Bruand *et al.*, (2002) sur la nécessité d'effectuer des mesures sur des échantillons à structure conservée et après classification texturale.

2. FPT pour les de sols de texture non argileuse ($A \leq 30$ %)

En procédant selon la même approche, 22 sols non argileux ont été déterminés.

2.1. Sols remaniés

Pour les sols remaniés non argileux, la variabilité expliquée par les relations obtenues est comprise entre 52 % et 64 % (r varie de 0,72 à 0,80). Les données statistiques montrent des relations significatives à tous les potentiels.

Tableau XXXVI. Equations de régressions des sols remaniés de texture non argileuse ($A \leq 30$ %)

PREDICTION DES PROPRIETES HYDRIQUES DES SOLS D'ALGERIE PAR LES FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT

| Var. dept (hPa) | Variables indépendantes | Equations de régressions (models) | R ² | r | Sgn. |
|-----------------|-------------------------|--|----------------|------|------|
| 0 | A, MO, Lf, LG, Sf, da | Y=0,53 A+1,67 MO+ 0,41 Lf+0,34 LG+0,32 Sf- 11,55 da+ 35,13 | 0,60 | 0,77 | S |
| 40 | A, MO, Lf, LG, Sf, da | Y=0,40A+1,25 MO+ 0,18 Lf+0,24 LG+0,25 Sf- 11,95 da+ 28,73 | 0,64 | 0,80 | S |
| 80 | A, MO, Lf, LG, Sf, da | Y=0,37 A+0,73 MO+ 0,12 Lf+0,20 LG+0,19 Sf- 9,28 da+ 26,43 | 0,62 | 0,79 | S |
| 160 | A, MO, Lf, LG, Sf, da | Y=0,32 A+0,59 MO+ 0,13 Lf+0,20 LG+0,18 Sf- 9,91 da+ 27,56 | 0,60 | 0,78 | S |
| 330 | A, MO, Lf, LG, Sf, da | Y=0,25 A+0,36 MO+ 0,11 Lf+0,19 LG+0,16 Sf- 11,48 da+ 30,31 | 0,59 | 0,76 | S |
| 510 | A, MO, Lf, LG, Sf, da | Y=0,23 A+0,17 MO+ 0,12 Lf+0,17 LG+0,14 Sf- 10,78 da+ 29,39 | 0,52 | 0,72 | S |
| 1000 | A, MO, Lf, LG, Sf, da | Y=0,27 A+0,10 MO+ 0,10 Lf+0,19 LG+0,12 Sf- 8,82 da+ 24,77 | 0,52 | 0,72 | S |
| 3500 | A, MO, Lf, LG, Sf, da | Y=0,39 A+0,33 MO+ 0,15 Lf+0,14 LG+0,09 Sf- 1,52 da+ 5,56 | 0,57 | 0,75 | S |
| 16000 | A, MO, Lf, LG, Sf, da | Y=0,38 A+0,42 MO+ 0,20 Lf+0,13 LG+0,08 Sf + 3,77 da- 6,15 | 0,60 | 0,77 | S |

Le coefficient de corrélation est moins élevé que celui des sols argileux (remaniés et non remaniés), en particulier aux hauts potentiels.

La variance des teneurs en eau des sols, à différents potentiels, expliquée par les caractéristiques du sol sont supérieures de 1 à 8 % à celles enregistrées pour l'ensemble des sols remaniés.

A 1000 hPa, le coefficient de corrélation passe de 0,66, pour l'ensemble des sols remaniés à 0,72 après une classification par classe de texture. Ainsi, la variabilité expliquée par l'équation de régression à 1000 hPa, après une stratification texturale est améliorée de 8 %.

A 16000 hPa, la variabilité expliquée par les équations de régressions est améliorée de 2 % suite à une stratification par texture.

2.2. Sols non remaniés

Dans le cas des sols non remaniés, une augmentation du coefficient de corrélation (r varie de 0,86 à 0,91) par rapport aux sol remaniés est observée. Ces résultats expliquent 75 % à 83 % de variabilité soit une différence de variabilité expliquée de 15 % à 24 % par comparaison aux sols reconstitués.

Tableau XXXVII. Equations de régressions des sols non remaniés de texture non argileuse (A ≤ 30 %)

| Var. dept (hPa) | Variables indépendantes | Equations de régressions (models) | R ² | r | Sgn. |
|-----------------|-------------------------|--|----------------|------|------|
| 0 | A, MO, Lf, LG, Sf, da | Y= 0,28A+ 0,36 MO- 0,05 Lf+ 0,38 LG+0,22 Sf-38,77 da+ 74,89 | 0,81 | 0,90 | S |
| 40 | A, MO, Lf, LG, Sf, da | Y= 0,42A+ 0,57 MO- 0,03 Lf+ 0,35 LG+0,24 Sf-25,05 da+ 43,49 | 0,83 | 0,91 | S |
| 80 | A, MO, Lf, LG, Sf, da | Y= 0,34A+ 0,34 MO+ 0,04 Lf+ 0,30 LG+0,23 Sf-21,30 da+ 36,03 | 0,80 | 0,89 | S |
| 160 | A, MO, Lf, LG, Sf, da | Y= 0,24A+ 0,02 MO+ 0,10 Lf+ 0,28 LG+0,22 Sf-20,26 da+ 34,69 | 0,80 | 0,89 | S |
| 330 | A, MO, Lf, LG, Sf, da | Y= 0,22 A+ 0,18 MO+ 0,13 Lf+ 0,26 LG+0,20 Sf-18,25 da+ 30,13 | 0,76 | 0,87 | S |
| 510 | A, MO, Lf, LG, Sf, da | Y= 0,19 A+ 0,19 MO+ 0,13 Lf+ 0,23 LG+0,18 Sf-17,33 da+ 29,36 | 0,75 | 0,86 | S |
| 1000 | A, MO, Lf, LG, Sf, da | Y= 0,26 A+ 0,21 MO+ 0,14 Lf+ 0,22 LG+0,18 Sf-15,57 da+ 23,95 | 0,76 | 0,87 | S |
| 3500 | A, MO, Lf, LG, Sf, da | Y= 0,26 A+ 0,53 MO+ 0,17 Lf+ 0,22 LG+0,18 Sf-15,26 da+ 20,82 | 0,75 | 0,86 | S |
| 16000 | A, MO, Lf, LG, Sf, da | Y= 0,25 A+ 0,63 MO+ 0,13 Lf+ 0,20 LG+0,15 Sf-15,66 da+ 21,27 | 0,75 | 0,86 | S |

Ainsi, la variabilité expliquée par ces relations est plus élevée que celle enregistrée pour l'ensemble des sols non remaniés (R^2 compris entre 79 % et 80 %), cependant, seulement aux très hauts potentiels (0 à 40 hPa), et inversement pour $330 \leq h \leq 16000$ hPa. La différence de variabilité expliquée par les relations obtenues entre les deux cas varie de 2 % à 4 % pour $0 \leq h \leq 40$ hPa, et de 5 % pour $330 \leq h \leq 16000$ hPa (chapitre VII).

3. Discussion

La deuxième étape consistait en l'établissement des FPT selon leur composition granulométrique, ainsi deux types de texture ont été distingués.

Les FPT obtenues pour les sols argileux aussi bien remaniés que non remaniés, font apparaître des r compris entre, respectivement, 0,72 et 0,88 et entre 0,90 et 0,94. La variabilité expliquée par les relations obtenues est comprise, respectivement, entre 51 et 78 % et 81 et 89 %.

Dans le cas des sols non argileux, le r obtenu est compris entre 0,72 et 0,80 pour les sols remaniés, et entre 0,86 et 0,91 pour les sols non remaniés. La variabilité expliquée par les équations de régressions est de, respectivement, 52 % à 64 % et de 75 à 83 %.

Ainsi, la variabilité expliquée par l'ensemble des variables explicatives est meilleure avec une stratification par texture, notamment, dans le cas de sols non remaniés et aux hauts potentiels en particulier. Ces résultats sont conformes à ceux obtenus par Bastet (1999 cité par Morvan *et al.*, 2004) il a montré qu'une classification des sols par classe de texture, préalablement à l'établissement des FPT, apporte une amélioration sensible à la qualité des estimations de la rétention en eau.

Les résultats obtenus montrent que le remaniement des sols a un effet sur la qualité des FPT, les coefficients de corrélations obtenus avec des sols à structure conservée sont

généralement meilleurs que ceux obtenus avec des sols remaniés. Le remaniement modifie la structure des sols et par conséquent la porosité et la rétention en eau, l'effet est d'autant plus marqué que les sols sont peu argileux.

Selon Callot *et al.* (1982), le comportement hydrique du sol est très fortement dépendant des structures et des microstructures de chaque horizon. La structure du sol affecte aussi la forme de la courbe caractéristique de l'humidité du sol, particulièrement dans l'échelle des succions les plus faibles (Hillel, 1974). Afin de mettre en évidence le rôle de la structure dans la rétention en eau des sols, Bruand *et al.* (2002) ont proposé des classes de pédotransfert (CPT) par combinaison de la texture et de la structure. Les résultats obtenus montrent que les CPT exprimant une classification des sols dite « texturo-structurales », permettent de tenir compte à la fois de la texture et de l'état structural du sol, ce qui a abouti à une amélioration de la précision des prédictions de la rétention en eau des sols.

Selon Bastet *et al.* (1998), la quantité d'eau retenue à une valeur de potentiel dépend de la nature des constituants et de leur mode d'assemblage. Ainsi, la plupart des FPT prend en compte d'une part, la composition granulométrique et la teneur en carbone ou en matière organique (nature des constituants) et d'autre part, la densité apparente (mode d'assemblage des constituants). Ces auteurs considèrent que ces deux ensembles de caractéristiques sont indépendants et qu'ils interviennent de façon additive, seuls leurs poids relatifs varient en fonction des valeurs de potentiel. Cependant, Bruand *et al.*, (2002) estiment que la densité apparente n'est pas indépendante de la composition granulométrique et de la teneur en carbone organique ou de matière organique.

Paterson *et al.* (1968a) cités par Bastet *et al.* (1998), ont établi des FPT pour chaque classe de texture du triangle USDA. Ils ont montré que la densité apparente (d_a) explique la plus grande part de variabilité pour θ_{330} à l'exception de la classe sablo-limoneuse pour laquelle il s'avère que ce sont les sables (Sa) qui l'influencent. Par contre, pour θ_{15000} , ils ont déterminé que c'était l'argile (Ar) qui expliquait le maximum de variabilité, à l'exception de la classe limono-argileuse où c'est la densité apparente qui explique le maximum de variabilité.

Chapitre X Prédiction de la réserve utile

Connaître les caractéristiques du réservoir accessible aux plantes est essentiel dans une perspective agronomique (Tessier *et al.*, 1999).

Certaines caractéristiques hydriques (humidité à la capacité au champ, humidité au point de flétrissement permanent) sont fréquemment utilisées pour une estimation rapide des propriétés de rétention en eau des sols (Arrouyas *et al.*, 1993). Cependant, devant la lourdeur des déterminations nécessaires à leur obtention, de nombreux auteurs (Gras, 1957 ; Osty, 1971 ; Jamagne *et al.*, 1977 cités par Arrouyas *et al.*, 1993) ont cherché à quantifier l'influence de la composition granulométrique et de la teneur en carbone organique sur la réserve en eau utile des sols.

Dans ce qui suit, nous allons essayer de mettre en évidence les relations qui peuvent exister entre la réserve en eau des sols d'Algérie et leurs différentes caractéristiques (A, LF, LG, SF, MO, d_a). En procédant par analyse statistique à l'aide des régressions multiples, la première étape consiste à établir des équations pour l'ensemble des sols, la seconde

portera sur une détermination par classe de texture aussi bien pour les sols reconstitués que pour les sols à structure conservée.

1. Réserve utile pour l'ensemble des sols

1.1. Sols remaniés

Les équations de régressions obtenues montrent des corrélations significatives entre la réserve utile des sols remaniés et les caractéristiques du sol (r compris entre 0,53 et 0,82).

La relation RU_1 révèle que seules l'argile et la matière organique déterminent une relation significative avec une variabilité expliquée de 44 %. Le remplacement de ces facteurs par la CEC réduit la précision de la corrélation, cela veut dire que la CEC sous-estime la rétention en eau des sols.

Par ailleurs, la comparaison des équations RU_5 et RU_6 montre que le poids de la MO est nul. Probablement, le poids des variables granulométriques masque l'effet de ce constituant en raison de ses faibles teneurs. L'équation RU_6 qui intègre l'ensemble des caractéristiques explique 57 % de variabilité tandis que la densité apparente l'améliore de 10 % dans la relation RU_7 .

1.2. Sols non remaniés

Le tableau XXXIX, indique que la variabilité expliquée par les équations de régressions est comprise entre 34 % et 71 %.

Le coefficient de corrélation croît avec l'introduction des variables explicatives (r varie de 0,59 à 0,84). Les relations RU_2 et RU_6 montrent que la CEC et la matière organique ne contribuent pas à la rétention en eau des sols. Toutefois, la relation est meilleure dans le cas des sols à structure conservée. Le modèle RU_7 , qui intègre l'ensemble des variables indépendantes, montre une différence de 4 % de variabilité expliquée par rapport aux sols remaniés, le poids de la densité apparente est faible dans cette relation.

2. Réserve utile par texture

2.1. Sols non argileux ($A \leq 30\%$)

2.1.1. Sols remaniés

Après une classification par texture, les équations de régressions obtenues présentent un coefficient de corrélation compris entre 0,24 et 0,75. L'étude statistique montre que seule, la relation RU_1 est non significative au seuil de 5 %.

Contrairement aux cas précédents, la CEC en remplacement de l'argile et de la matière organique (RU_2) a fortement contribué à l'amélioration du coefficient de corrélation ($r=51$). Par ailleurs, le modèle RU_6 montre que la matière organique présente un effet modéré sur la réserve utile de sol, R^2 passe de 32 à 37 %.

En outre, la relation RU_7 , qui intègre les variables explicatives A, LF, LG, SF, MO et da, explique 56 % de variabilité.

Les coefficients de corrélations des sols remaniés non argileux (stratification texturale) sont moins élevés que ceux obtenus pour l'ensemble des sols remaniés, la variabilité expliquée par ces relations est moins importante, l'écart ainsi enregistré varie de 2 % à 38 %.

2.1.2. Sols non remaniés

Pour les sols non remaniés, la variabilité expliquée par les équations de régressions passe de 31 % lorsque la CEC remplace l'argile et la matière organique à 55 % dans la relation RU₇ en fonction de l'ensemble des caractéristiques du sol.

| Var. dept. | Variables indépendantes | Equations de régressions (modèles) | R ² | r | Sgn. |
|------------|-------------------------|--|----------------|------|------|
| RU (%) | A, MO | $RU_1 = -0,18A - 0,66MO + 12,58$ | 0,33 | 0,57 | S |
| | CEC, LF | $RU_2 = -0,03CEC - 0,10LF + 9,70$ | 0,31 | 0,55 | S |
| | A, MO, LF | $RU_3 = -0,13A - 0,41MO - 0,06LF + 12,02$ | 0,38 | 0,62 | S |
| | A, MO, LF, LG | $RU_4 = -0,14A - 0,45MO - 0,06LF - 0,02LG + 12,37$ | 0,38 | 0,62 | S |
| | A, LF, LG, SF | $RU_5 = 0,15A + 0,001LF + 0,04LG + 0,08SF + 6,19$ | 0,47 | 0,69 | S |
| | A, MO, LF, LG, SF | $RU_6 = -0,14A - 0,21MO + 0,01LF + 0,03LG + 0,08SF + 7,01$ | 0,47 | 0,69 | S |
| | A, LF, LG, SF, MO, da | $RU_7 = -0,29A - 0,36MO + 0,02LF - 0,01LG + 0,06SF - 6,71da + 19,76$ | 0,55 | 0,74 | S |

Tableau XLI. Relations réserve utile et caractéristiques des sols non remaniés de texture non argileuse (A≤30%)

La valeur de R² obtenue dans l'équation RU₆ montre que pour les sols à structure conservée non argileux, la matière organique n'a pas d'effet sur la réserve utile (R² constant).

La variabilité expliquée par les équations de régressions des sols non remaniés est plus élevée que celle enregistrée pour les sols remaniés (supérieur de 5 à 25 %). Cependant, la proportion de la variabilité expliquée par la relation RU₇, n'est pas significativement différente entre les sols remaniés et les sols à structure conservée.

La variabilité expliquée par les équations de régressions des sols non remaniés sans stratification texturale (ayant les R² les plus élevés), et celle obtenue après une stratification texturale est comprise entre 3 % et 25 %.

2.2. Sols argileux (A≥30%)

2.2.1. Sols remaniés

A l'exception des relations intégrant la CEC d'une part et les fractions granulométriques d'autre part, l'ensemble des relations sont significatives, le r varie de 0,39 à 0,61.

La relation RU₂ montre que la CEC n'améliore pas le coefficient de corrélation tandis que l'argile et la matière organique (RU₁ et RU₃) l'améliorent significativement. Les limons grossiers n'ont aucun poids, il en est de même pour la densité apparente.

Contrairement à ce qui a été observé dans les régressions précédentes, la matière organique est d'un effet remarquable sur la RU, car son introduction améliore le r de 0,39 à 0,61.

Si l'on compare les corrélations obtenues en considérant l'ensemble des sols remaniés et celles obtenues après une stratification texturale on s'aperçoit qu'elles sont plus élevées en absence de stratification texturale, les écarts de variabilité entre celles-ci sont compris entre 8 % et 42 %.

2.2.2. Sols non remaniés

L'introduction de la CEC et des limons fins aboutit à des corrélations très faibles. Les fractions minérales (A, LF, LG et SF) montrent également des équations non significatives. La meilleure prédiction de la RU pour les sols non remaniés et peu argileux est obtenue lorsque toutes les variables explicatives sont prises en compte ($r=0,71$).

| Var. dept. | Variabes indépendantes | Equations de régressions (modeks) | R ² | r | Sgn. |
|------------|------------------------|---|----------------|------|------|
| RU (%) | A, MO | $RU_1 = -0,03A - 0,26MO + 4,89$ | 0,33 | 0,57 | S |
| | CEC, LF | $RU_2 = 0,007CEC + 0,02LF + 1,61$ | 0,02 | 0,16 | NS |
| | A, MO, LF | $RU_3 = -0,03A - 0,26MO + 0,01LF + 4,53$ | 0,33 | 0,57 | S |
| | A, MO, LF, LG | $RU_4 = -0,01A - 0,24MO + 0,005LF + 0,03LG + 3,58$ | 0,36 | 0,60 | S |
| | A, LF, LG, SF | $RU_5 = -0,04A - 0,008LF + 0,04LG - 0,03SF + 4,49$ | 0,25 | 0,50 | NS |
| | A, MO, LF, LG, SF | $RU_6 = -0,02A - 0,24MO - 0,004LF + 0,03LG - 0,02SF + 4,41$ | 0,36 | 0,60 | S |
| | A, LF, LG, SF, MO, da | $RU_7 = -0,06A - 0,10MO - 0,02LF + 0,006LG - 0,05SF - 3,63da + 11,74$ | 0,50 | 0,71 | S |

Tableau XLIII. Relations réserve utile et caractéristiques des sols non remaniés de texture argileuse (A≥30%)

Par ailleurs, comme dans le cas précédent, la matière organique a participé à l'amélioration du coefficient de corrélation dans l'équation de régression RU_6 ($r=0,60$).

Pour les sols argileux, si l'on écarte les relations RU_5 et RU_7 les corrélations ne sont pas très différentes entre les sols remaniés et les sols à structure conservée.

3. Discussion

La réserve en eau des sols a été corrélée aux caractéristiques du sol (A, LF, LG, SF, MO, da). Les résultats obtenus montrent un lien entre la réserve utile et les variables indépendantes pour l'ensemble des sols d'une part et pour les sols après une stratification texturale d'autre part.

La variabilité expliquée par les relations établies pour l'ensemble des sols perturbés est moins élevée (R^2 varie de 28 % à 67 %) que celle obtenue pour l'ensemble des sol non perturbés (R^2 varie de 34 % à 71 %), soit une différence de variabilité expliquée de 4 % à 14 %. Ce résultat peut s'expliquer par l'effet du remaniement qui a homogénéisé les porosités et a masqué de ce fait l'influence de la texture.

Généralement, la matière organique montre un effet modéré sur la réserve utile des sols non remaniés argileux (le r passe de 0,50 à 0,60) et un effet nul sur les sols non argileux à structure conservée (le r reste constant après l'addition de la MO). Bigorre (2000), a souligné que l'effet de la matière organique sur la réserve utile peut être considéré comme négligeable. Cependant, d'après le même auteur, de nombreux travaux sur les mesures de rétention en eau visant l'étude de l'effet de la matière organique dans la réserve utile ont été réalisés avec des échantillons reconstitués.

Après une classification par texture, les coefficients de corrélations obtenus pour les sols remaniés non argileux (stratification texturale) sont moins élevés que ceux obtenus pour l'ensemble des sols remaniés et par conséquent la variabilité expliquée par ces relations est moins importante. Aussi, la variabilité expliquée par les équations de régressions établies pour les sols légers non remaniés est supérieure de 5 à 25 % que celle enregistrée pour les sols remaniés.

L'écart de la variabilité expliquée des sols argileux non remaniés sans stratification texturale (R^2 les plus élevée) et les sols après une stratification texturale varie de 3% à 25 % et de 8 % et 42 % en faveur des sols remaniés. Le remaniement a des effets différents sur la RU selon la texture des sols. En effet, Bruand *et al.* (1996) ont constaté que la RU est mal évaluée lors de l'utilisation des échantillons sous forme de terre tamisée à 2 mm.

D'après ce travail, la stratification texturale n'améliore pas la qualité de la prédiction de la réserve utile des sols.

L'introduction des limons et des sables dans les équations, améliore le coefficient de régression pour les sols non argileux. Néanmoins, ceux-ci ne montrent pas d'effet sur la réserve utile pour les sols argileux. D'après Bruand *et al.*, (1996), les sables (Sa) et les limons (Li) ont d'avantage de poids dans l'estimation de la RU pour les sols de texture grossière (sablo-limoneux, limono-sableux et limoneux) que pour ceux de texture plus fine (limono-argileux, argilo-limoneux, etc.). Dans ces sols, la densité apparente qui constitue la variable explicative la plus importante. Ainsi, et conformément aux résultats de Quentin *et al.* (2001), la prise en compte de la densité apparente comme estimateur de la réserve en eau semble être adéquate afin d'établir une relation de pédotransfert.

Nous soulignons que globalement, la CEC n'améliore pas la variabilité expliquée des équations de régressions alors que l'argile et la matière organique constituent les facteurs les plus importants de la rétention en eau.

Chapitre XI Validation des fonctions de pédotransfert établies

Plusieurs auteurs ont cherché à évaluer l'efficacité d'un certain nombre de fonctions de pédotransfert (Williams *et al.*, 1992 et Karen, 1995 cités par Bastet *et al.*, 1998 ; Bruand *et al.*, 2002 ; Morvan *et al.*, 2004). Cette évaluation a essentiellement porté sur leur capacité à estimer avec plus ou moins de précision, les teneurs en eau mesurées pour un échantillon test d'horizons de sols (Bastet *et al.*, 1998).

Pour estimer la validité des FPT établies dans ce travail sur d'une part, l'ensemble des sols, d'autre part, sur les sols après une stratification texturale et enfin sur la détermination

de la réserve utile, l'erreur moyenne de prédiction (EMP) et l'écart type de prédiction (ETP) ont été calculés.

Pour l'ensemble des sols, compte tenu du nombre important des valeurs de potentiels (9) ayant abouti sur une série élevée de FPT, nous avons limité le test à deux valeurs de potentiels 330 hPa et 16000 hPa. Ces deux points constituent les caractéristiques hydriques des sols.

S'agissant des sols après stratification texturale et la réserve en eau des sols, le test de validité des relations a porté sur les FPT qui intègrent l'ensemble des variables explicatives (A, LF, LG, SF, MO, da), en général, celles présentant le coefficient de corrélation le plus élevé.

1. Validation des FPT pour l'ensemble des sols

Les calculs de l'estimation de l'efficacité et de la précision des différentes FPT pour l'ensemble des sols par l'erreur moyenne de prédiction (EMP) et l'écart type de prédiction (ETP) sont portés au tableau XLIV, ils portent sur les sols remaniés et les sols non remaniés.

| Variables explicatives | EMP (sols remaniés) en % | | ETP (sols remaniés) en % | | EMP (sols non remaniés) en % | | ETP (sols non remaniés) en % | |
|---------------------------|--------------------------------|--------------|--------------------------------|--------------|---------------------------------------|--------------|------------------------------------|--------------|
| | 330 hPa | 16000 hPa | 330 hPa | 16000 hPa | 330 hPa | 16000 hPa | 330 hPa | 16000 hPa |
| A, MO (1) | -0,1 | -0,02 | 0,67 | 0,14 | -0,1 | -0,1 | 0,70 | 0,36 |
| A, MO, LF (2) | -0,2 | -0,17 | 0,96 | 1,04 | -0,1 | -0,3 | 0,65 | 1,51 |
| A, MO, LF, LG (3) | -0,4 | -0,35 | 2,37 | 2,08 | -0,3 | -0,5 | 1,88 | 3,21 |
| A, MO, LF, LG, SF (4) | -0,4 | -0,45 | 2,09 | 2,68 | -4,0 | -0,6 | 23,98 | 3,84 |
| A, MO, LF, LG, SF, DA (5) | -0,3 | 3,44 | 1,83 | 20,66 | -0,3 | -0,4 | 1,69 | 2,64 |

Tableau XLIV. Validation des FPT à 330 et 16000hPa pour l'ensemble des sols

Les résultats montrent que, globalement, les différentes FPT (sols remaniés et sols non remaniés) sous-estiment la teneur en eau à 330 et à 16000 hPa (EMP<0) à l'exception de l'équation 5 à 16000 hPa qui la surestime de 3,44 %.

Pour les sols remaniés, les FPT à 330 hPa sous-estiment la teneur en eau de 0,1 % à 0,4 %. En effet, lorsque l'ensemble des variables explicatives sont prises en compte (équation 5), la teneur en eau est sous-estimée de 0,3 %.

A 16000 hPa, les FPT sous-estiment la teneur en eau de 0,02 % jusqu'à 0,45 %. Quant à la précision, elle varie de 0,67 à 2,37 à 330 hPa et de 0,14 jusqu'à 20,66 % à 16000 hPa.

Par ailleurs, dans l'équation 5, la précision exprimée par l'ETP, est plus élevée à 330 hPa (1,83 %) qu'elle ne l'est au point de flétrissement permanent (20,66 %).

Dans le cas des sols non remaniés, les FPT sous-estiment W de 0,1 % à 4 % à 330 hPa, et de 0,1 % à 0,6 % à 16000 hPa. La précision de la prédiction varie de 0,65 % à 23,98 % à 330hPa et de 0,36 % à 3,88 % à 16000 hPa. Comme pour les sols perturbés, la précision de l'équation 5, est plus élevée à 330 hPa (1,69 %) qu'elle ne l'est à 16000 hPa (2,64 %).

Pour l'ensemble des FPT, les valeurs de l'erreur moyenne de prédiction sont sensiblement proches à 330 hPa entre les sols remaniés et les sols non remaniés. Enfin, la qualité de la prédiction est moins bonne aux bas potentiels lorsque l'ensemble des variables sont intégrées à l'équation 5.

2. Validation des FPT après une stratification texturale

Après stratification par classe de composition granulométrique, la validité des FPT à 330 et 16000 hPa est estimée, pour les sols remaniés et non remaniés.

2.1. Sols de texture argileuse

L'efficacité et la précision renseignée par l'EMP et l'ETP des FPT en fonction de l'ensemble des variables explicatives pour les sols argileux sont présentées dans le tableau XLV.

| Variables explicatives | EMP (sols remaniés) en % | | ETP (sols remaniés) en % | | EMP (sols non remaniés) en % | | ETP (sols non remaniés) en % | |
|------------------------|--------------------------------|--------------|--------------------------------|--------------|------------------------------------|--------------|------------------------------------|--------------|
| | 330 hPa | 16000 hPa | 330 hPa | 16000 hPa | 330 hPa | 16000 hPa | 330 hPa | 16000 hPa |
| | A, MO, LF, LG, SF, DA | 0,2 | 1,3 | 0,45 | 3,13 | -0,4 | -0,6 | 1,09 |

Tableau XLV. Validation des FPT à 330 et 16000hPa des sols argileux

Après stratification texturale, les FPT des sols argileux surestiment légèrement la teneur en eau des sols remaniés à 330 et à 16000 hPa respectivement, de 0,2 % et de 1,3 %, la précision de la prédiction est de 0,45 % et 3,13 % pour les deux valeurs de potentiel. Toutefois, dans le cas des sols non remaniés, nous observons une sous-estimation de W à 330 hPa et à 16000 hPa, respectivement, de 0,4 % et 0,6 %. Quant à la précision de cette estimation, elle est de 1,09 % à 330 hPa et de 1,36 % au point de flétrissement permanent.

2.2. Sols de texture non argileuse

Contrairement au cas précédant, les FPT établies pour les sols remaniés non argileux sous-estiment la teneur en eau à 330 et à 16000 hPa, respectivement, de 0,4 % et de 0,3 %.

| Variables explicatives | EMP (sols remaniés) en % | | ETP (sols remaniés) en % | | EMP (sols non remaniés) en % | | ETP (sols non remaniés) en % | |
|------------------------|--------------------------------|-----------|--------------------------------|-----------|------------------------------------|-----------|------------------------------------|-----------|
| | 330 hPa | 16000 hPa | 330 hPa | 16000 hPa | 330 hPa | 16000 hPa | 330 hPa | 16000 hPa |
| A, MO, LF, LG, SF, DA | -0,4 | -0,3 | 1,22 | 0,89 | -0,5 | -0,6 | 1,82 | 1,90 |

Tableau XLVI. Validation des FPT à 330 et 16000hPa des sols non argileux

La précision apportée par ces fonctions est de 1,22 % et de 0,89 % pour les valeurs des potentiels considérés. Néanmoins, les FPT établies pour les sols non remaniés de texture non argileuse, conduisent à des EMP globalement identiques à celles obtenues dans les cas des sols non remaniés argileux à 330 et à 16000 hPa et sont, respectivement, de 0,5 % et 0,6 %. Quant à la précision, elle est de 1,82 % et de 1,9 % pour les deux valeurs de potentiel.

La qualité des prédictions est légèrement meilleure pour les sols remaniés après stratification texturale.

3. Validation des FPT pour la prédiction de la réserve utile

Afin de tester l'efficacité de différentes FPT établies pour la détermination de la réserve utile des sols étudiés, l'équation de régression RU₇ qui intègre l'ensemble des variables explicatives (A, LF, LG, SF, MO et da) est prise pour validation, celle-ci explique le maximum de variabilité. Ainsi, la détermination de l'EMP et de l'ETP est calculée pour l'ensemble des sols, les sols de texture argileuse et enfin pour les sols de texture non argileuse tant pour les sols remaniés que pour les sols non remaniés.

Tableau XLVII. Validation des FPT de la réserve utile des sols

| Sols | EMP (sols remaniés) en % | ETP (sols remaniés) en % | EMP (sols non remaniés) en % | ETP (sols non remaniés) en % |
|-------------------------------|--------------------------|--------------------------|------------------------------|------------------------------|
| Ensemble des sols | 0,33 | 2,01 | 0,3 | 1,61 |
| Sols de texture argileuse | 0,03 | 0,08 | 1,25 | 3,04 |
| Sols de texture non argileuse | 0,02 | 0,06 | -0,31 | 1,04 |

Les relations établies pour la prédiction de la réserve en eau de l'ensemble des sols surestiment la RU des sols remaniés de 0,33 % et celle des sols non remaniés de 0,30 %, la différence est très faible, le remaniement n'a pratiquement pas eu d'effet sur ce paramètre. La précision de la prédiction est de 2,01 % dans le cas des remaniés et de 1,61 % dans le cas des sols non remaniés.

Les FPT permettant la prédiction de la RU des sols remaniés de texture argileuse surestiment la RU de 0,03 % et de 1,25 % pour les sols de texture argileuse non remaniés. Quant à la précision, elle est de 0,08 % pour les premiers et de 3,14 % pour les seconds.

Concernant les sols remaniés de texture non argileuse, on relève une surestimation de la RU de 0,02 % (ETP=0,06) alors que celle-ci est sous-estimée de 0,31 % (pour ETP=1,06) les sols non remaniés.

Globalement, la prédiction est de meilleure qualité lorsque le sol est remanié.

4. Discussion

L'analyse des résultats, pour l'ensemble des sols étudiés met en évidence une sous-estimation de W à 330 hPa (de 0,1 % à 0,4 % pour les sols remaniés et de 0,1 % à 4 % pour les sols non remaniés) et à 16000 hPa (de 0,02 % à 0,50 % pour les sols remaniés et de 0,1 % à 0,6 % pour les sols non remaniés) quelle que soit la variable explicative prise en compte.

Seulement à 16000 hPa, la teneur en eau est surestimée (EMP=3,44 %) lorsque l'ensemble de variables explicatives sont prises en compte dans le cas des sols non remaniés. Par ailleurs, la précision de l'estimation varie de 0,67 à 20,66 % pour les sols remaniés et de 0,36 % à 23,98 % pour les sols non remaniés. Compte tenu des erreurs liées aux manipulations tant sur le terrain qu'au laboratoire, ces résultats indiquent que globalement les EMP et ETP traduisent des prédictions relativement satisfaisantes et suggèrent que leur généralisation peut être acceptée à défaut de mieux notamment lorsque on tient compte de leur coût et de leur intérêt immédiat.

Les résultats par classe de texture montrent une nette réduction de l'EMP à 16000 hPa, dans le cas des sols remaniés, celle-ci passe de 3,44 % pour l'ensemble des sols à 1,3 % pour les sols de texture argileuse et de 3,44 à 0,3 % pour les sols non argileux. Toutefois, pour les sols non remaniés, l'erreur moyenne de prédiction n'est pas améliorée. Nous constatons que c'est pour les sols de texture argileuse que l'amélioration de la précision est la plus sensible, l'écart type de prédiction passe ainsi de 1,83 % (l'ensemble des sols remaniés) à 0,45 % (sols argileux remaniés) à 330 hPa et de 20,66 % à 3,13 % à 16000 hPa.

Dans le cas des sols non remaniés, l'ETP passe de 1,69 % à 1,09 % à 330 hPa et de 2,24 à 1,36 % à 16000 hPa. Pour les sols de texture non argileuse, il passe de 1,83 % à 1,22 % à 330 hPa et de 20,66 % à 0,89 % à 16000 hPa, dans le cas des sols perturbés. Celui-ci

passé aussi de 2,64 % à 1,90 % à 16000 hPa pour les sols non remaniés. Cependant, à 330 hPa, la stratification par classe de texture des sols non remaniés n'a pas amélioré l'ETP.

Ainsi, ces résultats montrent que la qualité de la prédiction varie selon l'état structural des sols (remaniés et non remaniés) et selon leur composition granulométrique. Ils sont en accord avec ceux obtenus par Bruand *et al.* (1996) et Bruand et Tessier (2000) et ont montré la nécessité de prendre en compte l'état structural des horizons lors de l'estimation de leurs propriétés de rétention en eau. En outre, de nombreuses études (Bruand, 1990 et Bruand *et al.*, 1994 cités par Quentin *et al.*, 2001) ont mis en évidence que pour les textures argiles lourdes et argileuses (AL, A, AS), des relations linéaires pouvaient être aisément établies entre la quantité d'eau retenue à des potentiels matriciels de 330 hPa et 16000 hPa. De telles relations indiquent que les quantités d'eau retenues sont liées à la fois à la composition granulométrique et à la façon dont les constituants élémentaires sont assemblés (Bruand, 1990 cité par Quentin *et al.*, 2001).

La prédiction de la réserve en eau des sols révèle une faible surestimation ($EMP > 0$) des sols remaniés avec ou sans une stratification texturale. Ces résultats rejoignent ceux obtenus par Trouche et Morlon (1999), ils ont signalé que des valeurs issues de mesures, pour un échantillon de sols, montrent que le remaniement conduit à la surestimation de la RU. Quant à la précision, elle est améliorée suite à la classification texturale (ETP passe de 2,01 % à 0,06 % pour les sols non argileux et de 2,01 à 0,08 % pour les sols argileux).

Les FPT des sols non remaniés surestiment faiblement la RU pour l'ensemble des sols ($EMP = 0,3$ %) et les sols de texture argileuse ($EMP = 1,25$ %). Cette propriété est faiblement sous-estimée dans le cas des sols de texture non argileuse ($EMP = -0,31$). L'écart type de prédiction est nettement amélioré pour les sols remaniés (ETP passe de 2,01 à 0,06% pour les sols remaniés), mais il n'est pas amélioré dans le cas des sols argileux non remaniés (ETP passe de 1,61 à 3,04). Donc selon que les sols sont argileux ou non, les équations de régressions estiment la RU différemment. Dans de nombreuses études, il a été observé une large gamme de variation de la RU au sein d'une même classe de texture en raison semble-t-il de différences de densité apparente (Ratliff *et al.*, 1983 cités par Bruand *et al.*, 1996).

Ainsi, sur la base de ces premiers résultats de validation, il apparaît que l'utilisation d'une stratification texturale apporte une amélioration sensible de la qualité de la prédiction (augmentation de la précision). Ces résultats sont en accord avec ceux obtenus par Bruand *et al.*, (2002), ils ont montré un accroissement de la précision après une stratification des sols par classe de texture.

Chapitre XII Synthèse des résultats

A la suite d'une analyse par régressions multiples, un grand nombre de FPT a été établi à différentes valeurs de potentiel. Les résultats obtenus ont permis de proposer la relation qui donne des corrélations élevées (r élevé) entre les teneurs en eau à différentes valeurs de potentiel et les variables explicatives intégrées dans l'équation de régression.

1. FPT établies pour l'ensemble des sols

Les analyses statistiques précédentes montrent que les coefficients de corrélation les plus élevés sont enregistrés avec l'équation qui présente la forme générale suivante :

$$W = (a A) + (b MO) + (c Lf) + (d LG) + (e Sf) + (f da) + g$$

Le tableau suivant présente les coefficients de régressions ainsi que les coefficients de corrélations associés aux FPT établies à chaque valeur de potentiel, pour l'ensemble de sols étudiés.

Tableau XLVIII. Coefficients de régressions et étroitesse (r) des FPT établies pour l'ensemble des sols

| Etat du sol | Coefficient* | Potentiel matriciel (hPa) | | | | | | | | |
|-------------------|--------------|---------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| | | 0 | 40 | 80 | 160 | 320 | 510 | 1000 | 3500 | 16000 |
| Sols remaniés | a | 0,46 | 0,33 | 0,26 | 0,22 | 0,19 | 0,18 | 0,15 | 0,22 | 0,22 |
| | b | 1,05 | 0,44 | 0,25 | 0,29 | 0,35 | 0,27 | 0,39 | 0,46 | 0,55 |
| | c | 0,28 | 0,22 | 0,23 | 0,22 | 0,18 | 0,16 | 0,14 | 0,21 | 0,23 |
| | d | 0,25 | 0,23 | 0,25 | 0,25 | 0,26 | 0,25 | 0,26 | 0,24 | 0,22 |
| | e | 0,18 | 0,19 | 0,18 | 0,17 | 0,16 | 0,14 | 0,13 | 0,10 | 0,07 |
| | f | -18,44 | -14,08 | -11,29 | -11,53 | -11,13 | -9,73 | -9,01 | -5,53 | -0,95 |
| | g | 56,33 | 37,54 | 31,11 | 30,98 | 29,58 | 27,31 | 25,06 | 11,64 | 2,17 |
| | r | 0,77 | 0,79 | 0,77 | 0,76 | 0,73 | 0,70 | 0,66 | 0,75 | 0,76 |
| Sols non remaniés | a | 0,24 | 0,33 | 0,06 | 0,38 | 0,37 | 0,38 | 0,40 | 0,39 | 0,40 |
| | b | -0,42 | -0,12 | 0,07 | -0,11 | -0,11 | -0,04 | -0,05 | 0,13 | 0,15 |
| | c | -0,02 | 0,02 | 0,04 | 0,06 | 0,10 | 0,10 | 0,12 | 0,15 | 0,12 |
| | d | 0,30 | 0,33 | 0,33 | 0,35 | 0,33 | 0,31 | 0,30 | 0,29 | 0,28 |
| | e | 0,18 | 0,22 | 0,22 | 0,20 | 0,18 | 0,16 | 0,16 | 0,15 | 0,12 |
| | f | -43,66 | -31,16 | -31,16 | -19,19 | -16,70 | -15,46 | -13,98 | -14,09 | -13,91 |
| | g | 86,18 | 55,77 | 55,77 | 32,19 | 26,94 | 25,05 | 20,79 | 18,74 | 18,74 |
| | r | 0,88 | 0,89 | 0,89 | 0,89 | 0,89 | 0,88 | 0,89 | 0,89 | 0,89 |

2. FPT établies pour les sols de texture argileuse

Le tableau suivant présente les coefficients de régressions ainsi que les coefficients de corrélation associés aux FPT établies à chaque valeur de potentiel pour les sols de texture argileuse.

PREDICTION DES PROPRIETES HYDRIQUES DES SOLS D'ALGERIE PAR LES FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT

| Etat du sol | Coefficient* | Potentiel matriciel (hPa) | | | | | | | | |
|-------------------|--------------|---------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | | 0 | 40 | 80 | 160 | 320 | 510 | 1000 | 3500 | 16000 |
| Sols remaniés | a | -0,37 | -0,15 | -0,21 | -0,17 | -0,21 | -0,19 | -0,31 | -0,28 | -0,33 |
| | b | 2,04 | 0,72 | 1,05 | 1,08 | 1,32 | 1,24 | 1,72 | 2,01 | 2,16 |
| | c | -0,27 | 0,02 | 0,15 | 0,13 | 0,02 | -0,03 | -0,12 | -0,02 | -0,12 |
| | d | -0,10 | 0,16 | 0,28 | 0,32 | 0,37 | 0,39 | 0,41 | 0,43 | 0,42 |
| | e | -0,57 | -0,20 | -0,17 | -0,20 | -0,42 | -0,51 | -0,72 | -0,53 | -0,7 |
| | f | -43 | -20,83 | -18,82 | -18,07 | -16,56 | -14,41 | -16,43 | -19,07 | -16,88 |
| | g | 149,05 | -77,29 | 64,54 | 60,36 | 60,47 | 57,50 | 65,23 | 57,14 | 58,13 |
| | r | 0,72 | 0,79 | 0,86 | 0,83 | 0,85 | 0,85 | 0,88 | 0,86 | 0,85 |
| Sols non remaniés | a | 0,13 | 0,07 | 0,16 | 0,18 | 0,18 | 0,18 | 0,19 | 0,22 | 0,21 |
| | b | 0,80 | 0,08 | 0,11 | 0,17 | 0,21 | 0,19 | 0,16 | 0,17 | 0,15 |
| | c | 0,13 | 0,11 | 0,001 | 0,006 | 0,02 | 0,03 | 0,04 | 0,08 | 0,05 |
| | d | 0,01 | 0,17 | 0,35 | 0,41 | 0,40 | 0,41 | 0,42 | 0,40 | 0,39 |
| | e | 0,82 | 0,63 | 0,40 | 0,34 | 0,27 | 0,29 | 0,27 | 0,28 | 0,25 |
| | f | -50,43 | -42,26 | -31,44 | -24,29 | -20,97 | -20,10 | -17,55 | -16,84 | -15,94 |
| | g | 92,98 | 75,95 | 58,26 | 46,29 | 40,55 | 38,27 | 33,63 | 29,19 | 29,07 |
| | r | 0,94 | 0,93 | 0,94 | 0,94 | 0,93 | 0,93 | 0,92 | 0,92 | 0,90 |

* $W = (a A) + (b MO) + (c Lf) + (d LG) + (e Sf) + (f da) + g$

Tableau XLIX. Coefficients de régressions et étroitesse (r) des FPT établies pour les sols de texture argileuse (A≥30 %)

3. FPT établies pour les sols de texture non argileuse

Le tableau suivant présente les coefficients de régressions ainsi que les coefficients de corrélation associés aux FPT établie à chaque valeur de potentiel, pour les sols de texture non argileuse.

Tableau L. Coefficients de régressions et étroitesse (r) des FPT établies pour les sols de texture non argileuse (A≤30 %)

| Etat du sol | Coefficient* | Potentiel matriciel (hPa) | | | | | | | | |
|-------------------|--------------|---------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| | | 0 | 40 | 80 | 160 | 320 | 510 | 1000 | 3500 | 16000 |
| Sols remaniés | a | 0,53 | 0,40 | 0,37 | 0,32 | 0,25 | 0,23 | 0,27 | 0,39 | 0,38 |
| | b | 1,67 | 1,25 | 0,73 | 0,59 | 0,36 | 0,17 | 0,10 | 0,33 | 0,42 |
| | c | 0,41 | 0,18 | 0,12 | 0,13 | 0,11 | 0,12 | 0,10 | 0,15 | 0,20 |
| | d | 0,34 | 0,24 | 0,20 | 0,20 | 0,19 | 0,17 | 0,19 | 0,14 | 0,13 |
| | e | 0,32 | 0,25 | 0,19 | 0,18 | 0,16 | 0,14 | 0,12 | 0,09 | 0,08 |
| | f | -11,55 | -11,95 | -9,28 | -9,91 | -11,48 | -10,78 | -8,82 | -1,52 | 3,77 |
| | g | 35,13 | 28,73 | 26,43 | 27,56 | 30,31 | 29,39 | 24,77 | 5,56 | 6,15 |
| | r | 0,77 | 0,80 | 0,79 | 0,78 | 0,76 | 0,72 | 0,72 | 0,75 | 0,77 |
| Sols non remaniés | a | 0,28 | 0,42 | 0,34 | 0,24 | 0,22 | 0,19 | 0,26 | 0,26 | 0,25 |
| | b | 0,36 | 0,57 | 0,34 | 0,02 | 0,18 | 0,19 | 0,21 | ,053 | 0,63 |
| | c | -0,05 | -0,03 | 0,04 | 0,10 | 0,13 | 0,13 | 0,14 | ,017 | 0,13 |
| | d | 0,38 | 0,35 | 0,30 | 0,28 | 0,26 | 0,23 | 0,22 | 0,22 | 0,20 |
| | e | 0,22 | 0,24 | 0,23 | 0,22 | 0,20 | 0,18 | 0,18 | 0,18 | 0,15 |
| | f | -38,77 | -25,05 | -21,30 | -20,26 | -18,25 | -17,33 | -15,57 | -15,26 | -15,66 |
| | g | 74,89 | 43,49 | 36,03 | 34,69 | 30,13 | 29,36 | 23,95 | 20,82 | 21,27 |
| | r | 0,90 | 0,91 | 0,89 | 0,89 | 0,87 | 0,86 | 0,87 | 0,86 | 0,86 |

4. FPT établies pour la prédiction de la réserve utile des sols

Après analyse par régressions multiples, les relations retenues pour la prédiction de la réserve en eau des sols sont portées dans le tableau LI.

Tableau LI. Coefficients de régressions et étroitesse (r) des FPT établies pour la prédiction de la réserve utile des sols

| Etat du sol | Coefficient* | Ensemble des sols | Sols argileux | Sols non argileux |
|-------------------|--------------|-------------------|---------------|-------------------|
| Sols remaniés | a | -0,19 | -0,008 | -0,34 |
| | b | 0,06 | -0,86 | 0,51 |
| | c | -0,05 | 0,09 | -0,09 |
| | d | -0,01 | -0,01 | 0,01 |
| | e | 0,10 | 0,08 | 0,10 |
| | f | -13,20 | -0,55 | -18,78 |
| | g | 35,25 | 27,55 | 44,62 |
| | r | 0,82 | 0,61 | 0,75 |
| Sols non remaniés | a | -0,10 | -0,06 | -0,29 |
| | b | -0,17 | -0,10 | -0,36 |
| | c | --0,01 | -0,02 | 0,02 |
| | d | 0,01 | 0,006 | -0,01 |
| | e | 0,06 | -0,05 | 0,06 |
| | f | -3,44 | -3,63 | -6,71 |
| | g | 11,82 | 11,74 | 19,76 |
| | r | 0,84 | 0,71 | 0,74 |

Conclusion générale

Ce travail s'est fixé pour objectif, l'établissement de fonctions de pédotransfert destinées à prédire les teneurs en eau à différents potentiels de quelques sols d'Algérie. Les deux types d'échantillons retenus (remaniés et non remaniés) visent à mettre en évidence l'effet du remaniement sur la rétention en eau des sols.

Les résultats obtenus révèlent que les sols étudiés se caractérisent par leur richesse relative en particules fines notamment ceux du bioclimat humide et sub-humide. Par contre, sous bioclimat aride et semi-aride, les sols sont assez riches en particules grossières notamment les limons et les sables. Ainsi, le climat, par son action sur les caractéristiques physiques, chimiques et biologiques des sols, influence indirectement les propriétés de rétention en eau.

Les courbes pF montrent que les mêmes échantillons de sols, selon qu'ils soient remaniés ou non, présentent des teneurs en eau différentes, particulièrement aux hauts potentiels.

En effet, aux faibles potentiels, les teneurs en eau sont peu différentes entre les sols perturbés et les sols à structure conservée de même texture (différence non significative au seuil de 5%).

De façon générale, les courbes représentant les teneurs en eau des sols à structure conservée montrent une allure régulière et de pente faible, signe d'une continuité des dimensions porales. Inversement, les courbes correspondant aux sols remaniés montrent des formes variables, elles sont composées de deux à trois paliers, elles traduisent la présence d'une porosité étagée, formée artificiellement lors de la reconstitution de l'échantillon. Ainsi, le remaniement des sols engendre une surestimation des teneurs en eau des sols aux potentiels élevés.

Les graphes indiquent, selon la texture des sols, une gamme étendue de variation des humidités caractéristiques. En effet, à la capacité de rétention, les sols remaniés présentent des humidités plus importantes que celles des sols non remaniés. Toutefois, au point de flétrissement permanent, les teneurs en eau des sols non remaniés sont plus élevées. Par conséquent, la RU, calculée à partir de ces deux humidités, se trouve plus ou moins influencée selon la texture, ainsi, les sols remaniés présentent des RU plus élevée. Les écarts enregistrés entre les teneurs en eau des sols perturbés et celles des sols non perturbés sont plus importants pour les sols de texture grossière.

Afin de pouvoir discuter de l'effet des caractéristiques du sol (argile, matière organique, limons fins, limons grossiers, sables fins et densité apparente) sur la rétention en eau de l'ensemble des sols étudiés, une analyse par régressions multiples a été effectuée pour établir des FPT à différentes valeurs de potentiel (9 valeurs).

Les calculs montrent qu'au fur et à mesure que les caractéristiques des sols sont introduites dans les équations de régressions, la qualité de l'estimation de la rétention en eau à différentes valeurs de potentiel est améliorée aussi bien pour les sols remaniés que pour les sols non remaniés. Par ailleurs, les caractéristiques du sol ont des effets variables sur la teneur en eau selon les valeurs des potentiels, alors que la densité apparente améliore la qualité des estimations avec un poids relativement élevé.

A l'issue d'une analyse statistique pour l'établissement des FPT sur l'ensemble des sols étudiés, nous observons que :

La variabilité expliquée par les relations établies, comprise initialement entre 8 % et 40 % ($Y=f(A, MO)$), dans le cas des sols remaniés, et entre 10 % et 50 % dans le cas des sols non remaniés, passait, respectivement, entre 44 et 63 % et entre 79 et 80 %, lorsque l'ensemble de variables explicatives (A, MO, Lf, LG, Sf, da) sont intégrées dans les équations de régressions.

Cependant, dans le cadre de cette étude, seule, l'introduction de la CEC dans les équations de régressions n'améliore pas l'estimation de la rétention en eau des sols (r les moins élevés).

La deuxième étape consistait en l'établissement des FPT par classe de texture, ainsi, en tenant compte d'une limite de teneur en argile, deux grandes classes de texture ont été délimitées. Sont considérés argileux, les sols pour lesquels $A \geq 30$ % et peu argileux, les sols pour lesquels $A \leq 30$ %.

Les FPT obtenues pour les sols argileux à différents potentiels, dans le cas de sols remaniés et de sols non remaniés, font apparaître des coefficients de corrélations (r) compris entre, respectivement, 0,72 et 0,88 et entre 0,90 et 0,94. De ce fait, la variabilité expliquée par les relations obtenues est comprise, respectivement, entre 51 et 78 % et 81 et 89 %.

Pour les sols non argileux, le r obtenu est compris entre 0,72 et 0,80 pour les sols remaniés, et entre 0,86 et 0,91 pour les sols non remaniés. La variabilité expliquée par les équations de régressions varie, respectivement, de 52 à 64 % et de 75 à 83 %.

Ainsi, l'étude de la relation statistique entre la rétention en eau des sols par classe de texture et leurs caractéristiques, montre que la variabilité expliquée par les relations intégrant l'ensemble des variables explicatives est améliorée suite à une stratification par classe de texture, notamment, dans le cas des sols non remaniés et aux bas potentiels en particulier.

Ce qui confirme que la précision des mesures effectuées sur des échantillons à structure conservée est plus précise. En conséquence, ces résultats montrent que le remaniement des sols a un effet sur la qualité des FPT.

Afin d'évaluer l'efficacité des FPT (en fonction de différentes variables explicatives), le critère utilisé est l'erreur moyenne de prédiction (EMP) et l'écart type de prédiction (ETP). Les calculs ont porté sur les teneurs en eau caractéristiques des sols soit à 330 hPa et à 16000 hPa .

L'analyse des résultats, pour l'ensemble des sols, met en évidence une sous-estimation des teneurs en eau (W %) à 330 hPa et à 16000 hPa. Ainsi, à 330 hPa, l'EMP varie de 0,1 % à 0,4 % pour les sols remaniés et de 0,1 % à 4 % pour les sols non remaniés. Quant à l'écart type de prédiction, il varie, respectivement de 0,67 % à 2,37 % et de 0,65 % à 23,98 %.

A 16000 hPa, l'EMP varie de 0,02 % à 0,50 % pour les sols remaniés, celle-ci est cependant surestimée de 3,44 % dans la relation qui intègre l'ensemble des variables explicatives, et de 0,1 % à 0,6 % pour les sols non remaniés, et ce quelle que soit la variable explicative prise en compte. La précision de l'estimation (ETP) varie de 0,14 à 20,66 % pour les sols remaniés et de 0,36 % à 3,88 % pour les sols non remaniés.

L'analyse des résultats par classe de texture, montre une nette réduction de l'EMP à 16000 hPa, dans le cas des sols remaniés, celle-ci passe de 3,44 % pour l'ensemble des sols à 1,3 % pour les sols de texture argileuse et à 0,3 % pour les sols non argileux.

Toutefois, pour les sols non remaniés, l'erreur moyenne de prédiction n'est pas améliorée. Quant aux sols de texture argileuse, l'amélioration de la précision est plus sensible, l'écart type de prédiction passe ainsi de 1,83 % pour l'ensemble des sols remaniés à 0,45 % pour les sols argileux remaniés à 330 hPa et de 20,66 % à 3,13 % à 16000 hPa.

Dans le cas des sols non remaniés, l'ETP passe de 1,69 % à 1,09 % à 330 hPa et de 2,24 à 1,36 % à 16000 hPa.

S'agissant des sols de texture non argileuse, l'ETP passe de 1,83 % à 1,22 % à 330 hPa et de 20,66% à 0,89 % à 16000 hPa, dans le cas des sols perturbés. Celui-ci passe aussi de 2,64 % à 1,90 % à 16000 hPa pour les sols non remaniés. Cependant, à 330 hPa, la stratification par classe de texture des sols non remaniés n'a pas amélioré l'ETP.

La prédiction de la réserve en eau des sols révèle une faible surestimation (EMP varie de 0,33 % à 0,02 %) des sols remaniés avec ou sans une stratification texturale. Quant à la précision, elle est améliorée suite à la classification texturale, l'ETP passe de 2,01 % à 0,06 % pour les sols non argileux et de 2,01 % à 0,08 % pour les sols argileux.

Ces comparaisons indiquent que les prédictions par les FPT obtenues sont globalement satisfaisantes car l'EMP et l'ETP restent dans des limites acceptables, ces prédictions sont plus précises lorsque les sols ont conservé leur structure d'origine, particulièrement si leur texture est argileuse.

Pour les sols non remaniés, la RU est surestimée pour l'ensemble des sols et les sols argileux mais elle est sous-estimée pour les sols non argileux. La précision de l'estimation est améliorée pour les sols non argileux, l'ETP passe de 1,61 % à 1,04 % mais elle ne l'est pas pour les sols argileux (l'ETP passe de 1,61 % à 3,04 %).

De cette étude il ressort que la prévision des principales caractéristiques hydriques des sols d'Algérie peut être réalisée de façon satisfaisante même sur de large étendues, grâce à des relations statistiques simples, à partir de leur composition granulométrique (argile, limon, sable), du taux de matière organique et de la densité apparente. Les résultats obtenus suite à l'analyse de données par régressions multiples montre que les FPT qui donnent les corrélations les plus significatives (« r » élevé), à chaque valeur de potentiel se présentent sous la forme générale suivante :

$$Y = a(A) + b(MO) + c(Lf) + d(LG) + e(Sf) + f(da) + g$$

Ainsi, pour prédire les propriétés de rétention en eau d'un horizon à l'aide des FPT proposées, il suffit de connaître sa texture, la teneur en matière organique et la densité apparente, données généralement disponibles lors d'étude de sols. Pour réduire au maximum l'EMP, il serait nécessaire de vérifier que les autres caractéristiques connues de l'horizon dont on cherche à prédire les propriétés de rétention en eau sont proches des propriétés des horizons ayant été utilisées pour établir les FPT que l'on désire utiliser.

Cependant, les FPT ont généralement un fort caractère régional et montrent leurs limites lorsqu'elles sont employées hors de leur zone d'origine. Il est en effet important de souligner que si la FPT a été déterminée dans un contexte particulier (pédogenèse, matériau parental, etc.), elle sera très précise si on l'utilise dans le même contexte. Mais, dans un contexte différent, elle conduira à des estimations totalement erronées.

Par ailleurs, si la FPT a été déterminée sur un grand nombre d'horizons de sols différents, couvrant de larges territoires et des contextes agropédoclimatiques variés, elle sera utilisable sur des sols très variés mais sera en revanche moins précise.

Au terme de ce travail, nous estimons qu'il serait utile de réaliser un ensemble de mesures sur des échantillons non remaniés sur des sols représentatifs à l'échelle régionale afin de constituer une base de données. Cette dernière pourra conduire au développement des FPT qui relient la teneur en eau des sols à différentes valeurs de potentiels, et doit être un support essentiel dans les prises de décisions et dans toutes les études portant sur les sols.

Enfin, cette étude n'est qu'une première étape dans la prédiction de la rétention en eau des sols de l'Algérie. D'autres travaux de recherches peuvent être envisagés pour la réalisation des fonctions de pédotransfert pour chaque contexte agropédoclimatique de notre pays.

Références bibliographiques

- Agehara S. ; Warncke D. D. (2005). Soil moisture and temperature effects on nitrogen release from organic nitrogen sources. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, vol. 69, pp. 1844-1855.
- Aidaoui A. (1985). Variabilité spatiale de la conductivité hydraulique $K(\theta)$ estimée in situ à partir des teneurs en humidité. Thèse Magister, INA El-Harrach, Algérie, 159 p.
- Al Majou H. ; Bruand A. ; Nicoullaud B. ; Duval O. ; et Dupont J. (2005). Premiers Résultats de Validation des Classes de Pédotransfert établies à partir de la Base de Données SOLHYDRO 1.0 : Application à des sols de la Région Centre. *Etude et Gestion des Sols*, vol. 12, n° 3, pp. 221-228.
- Al Majou H. ; Bruand A. ; Duval O. and Cousin I. (2007). Variation of the water-retention properties of soils: Validity of class-pedotransfer functions. *Comptes Rendus Geosciences* Vol. 339, Issue 9, pp. 632-639.
- Annabi M. (2005). Stabilisation de la structure d'un sol limoneux par des apports de composts d'origine urbaine : relation avec les caractéristiques de leur matière organique. Thèse Doctorat, Paris-Grignon, France. 270 p.
- Arrouays D.; Jamagne M. (1993). La possibilité d'estimer les propriétés de rétention en eau de sols limoneux lessivés hydromorphes de sud-ouest de la France à partir de leurs caractéristiques de constitution. *C. R. Acad. Fr.*, vol. 79, n° 1, pp. 111-121.
- Bachelier G. et Combeau A. (1971). Dynamique saisonnière de deux sols en climat tempéré. Recherche coopérative sur programme du C.N.R.S. n° 40, écologie du sol, O.R.S.T.O.M., 253 p.
- Balbino L.C. ; Brossard M. ; Leprun J-C ; Bruand A. (2002). Mise en valeur des Ferralsols de la région du Cerrado (Brésil) et évolution de leurs propriétés physiques : une étude bibliographique. *Étude et Gestion des Sols*, vol. 9, n° 2, pp. 83-104.
- Bastet G. ; A. Bruand ; P. Quétin et I. Cousin (1998). Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à l'aide des fonction de pédotransfert (FPT) : une analyse bibliographique. *Etude et gestion des sols*, vol. 5, n° 1, pp. 7-28.
- Bauer A. and Black A. L. (1992). Organic carbon effects on available water capacity of three textural groups. *Soil Sci. Am. J.* Vol. 56, pp. 248-254.
- Beaudoin N. ; Nicoullaud B. ; Houles V. (2007). Etablissement et validation de classes de pédotransfert pour un modèle de culture à l'échelle parcellaire : application au modèle Stics. *Agriculture de précision*. Edition Quae, Versailles, France, pp. 25-42.
- Benkhelifa (1997). Influence de la Bentonite sur les caractéristiques physiques, hydriques et mécaniques d'un sol sableux du plateau de Mostaganem. Thèse Magister, INA, El Harrach, Algérie, 104 p.
- Berthier E. (1992). Contribution a une modélisation hydrologique à base physique en milieu urbain : élaboration du model de première évaluation. Thèse Doctorat, INPG, Grenoble, France, 196 p.

- Bigorre F. (2000). Influence de la pédogenèse et de l'usage des sols sur leurs propriétés physiques. Mécanismes d'évolution et éléments de prévision. Thèse Doctorat, Université Henri Poincaré Nancy I, France, 148 p.
- Bigorre F. ; Tessier D. ; Pédro G. (2000). Contribution des argiles et des matières organiques à la rétention de l'eau dans les sols. Signification et rôle fondamental de la capacité d'échange en cations. C. R. Acad. Sci. Paris, Science de la terre et des planètes/Earth and Planetary Sciences, vol. 330, pp. 245-250.
- Bird N. R. A. et Perrier E. M. A. (2003). The pore -solid fractal model of soil density scaling. European Journal of Soil Science, vol. 54, pp. 467-476.
- Bonfils D. J. ; Mufradi I. ; Klitman S. ; Asido S. (1999). Wheat Grain Yield and Soil Profile Water Distribution in a No-Till Arid Environment. Agron. J. vol. 91 pp. 368-373.
- Bruand A. ; Duval O. ; Gaillard H. ; Darhout R. et Jamagne M. (1996). Variabilité des propriétés de rétention en eau des sols : importance de la densité apparente. Etude et gestion des sols, vol. 3, n°1, pp. 27-40.
- Bruand A. et Tessier D. (2000). Water retention properties of the clay in soils developed on clayey sediments: significance of parent material and soil history. European Journal of Soil Science, vol. 51, pp. 679-688.
- Bruand A. ; Pérez Fernandez P. ; Duval P. ; Quétin P. ; Nicoullaud B. ; Gaillard H. ; Raison L. ; Pessaud J. F. et Prud'Homme L. (2002). Estimation des propriétés de rétention en eau des sols : Utilisation de classes de pédotransfert après stratification texturale et texturo-structurale. Etude et gestion des sols, vol. 9, n° 2, pp. 105-125.
- Bruand A. ; Cousin I. ; Richard G. (2003). Prédiction des propriétés de rétention en eau des sols : outils disponibles et perspectives. In : Les fertilités du sol et les systèmes de culture, Thevent G., Faedy L. (eds). Actes des 6^{èmes} rencontres de la fertilisation raisonnée et de l'analyse de terre, Blois, pp. 87-96.
- Bruand A. ; Duval O. et Cousin I. (2004). Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à partir de la base de données SOLHYDRO : Une première proposition combinant le type d'horizon, sa texture et sa densité apparente. Étude et Gestion des Sols, vol. 11, n° 3, pp. 323-332.
- Emerson W. W. (1995). Water retention, Organic C and Soil texture. Aust. J. Soil Res. Vol. 33, pp. 241-251.
- Callot G. ; Chamayou H. ; Maertens C. ; Salsac L. (1982). Les interactions sol-racine : incidence sur la nutrition minérale. Ed. INRA, Paris, 325 p.
- Calu G. (2004). L'eau, le sol et les plantes (analyse bibliographique). Ed. spectrosciences, 21p.
- Calvet A. (1988). Etude sur les transferts d'eau dans le système sol-plante-atmosphère. Comptes rendus des travaux effectués dans le cadre de l'action thématique programmée « eau ». ed. INRA, Centre de Grignon, Laboratoire des Sols, France, 274 p.
- Cornet A. (1980). Observations sur la capacité de rétention, ses relations avec les valeurs de potentiel et la texture des sols sableux du Nord Sénégal. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Biol., n° 42, 1980, pp. 53-59.

- Coutadeur C. ; Cousin I. ; Nicoullaud B. (2000). Influence de la phase caillouteuse sur la réserve en eau des sols : cas des sols de petite Beauce du Loiret. *Etude et Gestion des Sols*, vol. 7, n° 3, pp. 191-205.
- Dancette C. ; Meartens C. (1974). Méthode d'estimation de la capacité au champ pour l'eau à partir du pF 3. *Science du sol*, vol. 3, pp. 165-171.
- Daoud Y. (1993). Contribution à l'étude des sols des plaines de Cheliff : le phénomène de salinisation. Conséquences sur les propriétés physiques des sols argileux. Thèse Doctorat, INA, El Harrach, Algérie, 227 p.
- Djili K. ; Daoud Y. (2000). Relation entre le pH et la teneur en carbonate de calcium des sols. Cas des sols du Nord Algérien. *Agrochimica*, vol. XLIII, n° 3-4, pp. 173-177.
- Djili K. ; Daoud Y. (2001). Relation entre l'argile, la matière organique et la capacité d'échange cationique des sols du nord de l'Algérie. *Agrochimica*, vol. XLV, n° 5-6, pp. 248-251.
- Douaoui A. ; Gascuel-Oudou C. ; Walter C. (2004). Infiltrabilité et érodibilité de sols salinisés de la plaine du Bas Chéiff (Algérie). *Etude et gestion des sols*, vol. 11, n°, pp. 379-392.
- Duchaufour ph. (1995). Abrégé de pédologie. Sol-Environnement, végétation. Ed. Masson et C^{le}, Rome, 324 p.
- Duthil J. (1970). *Elément d'écologie et d'agronomie (Tome I : connaissance du milieu)*.ed. Baillièrre et Fils, Paris, 385 p.
- Ensign K. L. ; Webb E. A. ; Longstaffe F. J. (2006). Microenvironmental and seasonal variations in soil water content of the unsaturated zone of a sand dune system at Pinery Provincial Park, Ontario, Canada. *Geoderma*, vol. 136, pp. 788–802.
- Gaume E. (2005). Hydrologie de versants et de bassins versants et modélisation pluie-débit. D.E.A., Sciences et Techniques de l'Environnement, 93 p.
- Gheyi H. R. ; Halitim A. (1976). Contribution de l'argile et de la matière organique dans la capacité d'échange cationique de quelques sols du Nord de l'Algérie.
- Gomendy v. ; Bartoli F. ; Pechard-Presson B. ; Vivier H. ; Petit V. ; Bird N. ; Niquet S. ; Perrier E. ; Royer J.J. et LeViandier T. (1996). Fractals, théorie de la percolation et structures des sols : une approche physique unifiée pour la modélisation des courbes de rétention d'eau et des transferts ?. Actes des journées du programme Environnement, Vie et Sociétés : "Tendances nouvelles en modélisation pour l'environnement" Cité des sciences et de l'industrie, Paris, pp. 175-180.
- Gras R (1974). Effet des éléments grossiers sur la dynamique de l'eau d'un système sol sableux éléments grossiers. *Science du sol*, vol. 3, pp. 155-164.
- Groenevelt P. H.; Grant C. D. (2004). A new model for the soil –water retention curve that solves the problem of residual water contents. *Eur. J. Soil Sci.*, vol. 55, pp. 479-485.
- Hachicha M. et Hallaire V. (2002). Evolution structurale de la surface d'un sol tunisien sous différents modes d'irrigation. *Étude et Gestion des Sols*, Vol. 9, n° 4, pp. 239-249.

- Hailiang Xu ; Mao Ye ; Jimei Li (2008). The water transfer effects on agricultural development in the lower Tarim River, Xinjiang of China. *Agricultural Water Management*, vol. 95, pp. 59-68.
- Hajnos M.; Lipiec J. ; #wieboda R. ; Soko#owska Z. ; Witkowska-Walczak B. (2006). Complete characterization of pore size distribution of tilled and orchard soil using water retention curve, mercury porosimetry, nitrogen adsorption, and water desorption methods. *Geoderma*, vol. 135, pp. 307–314.
- Halilat Med. T. ; Tessier D. (2000). Effet de la salinité et de la sodicité sur le comportement hydrique de mélange sable-argile. *Etude et Gestion des Sols*, vol. 7, n° 2, pp. 155-167.
- Halitim S. (2006). Contribution à l'étude de la réserve utile en eau des sols de cédraines dans les Aurès : influence des facteurs édaphiques. Thèse Magister, Université de Batna, Algérie, 117 p.
- Haverkamp R.; Leli F. J. ; Fuentes C. ; Sciortino A. ; Ross P. J. (2005). Soil Water Retention : Introduction of a Shape Index. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, vol. 69, pp. 1881-1890.
- Hénin (1977). Cours de physique du sol (tome II). L'eau et le sol, les propriétés mécaniques, la chaleur et le sol. Ed. Paris, ORSTOM, Bruxelles, 221 p.
- Hillel D. (1974). L'eau et le sol : principes et processus physiques. Ed. Vander, Paris, France, 288 p.
- King D. ; Bruand A. ; Cousin I. ; Hollis J. (2003). Rôle des propriétés physiques des sols et de leur variabilité spatiale sur les flux d'eau. *Etude et Gestion des Sols*, vol. 10, n° 4 pp.287-297.
- Lamandé M. ; Pérès G. ; Hallaire V. ; Curmi P. ; Cluzeau D. (2004). Action combinée des pratiques culturales et des lombriciens sur le sol : Morphologie porale, conductivité hydraulique et communautés lombriciennes suivant trois systèmes de culture. *Etude et Gestion des Sols*, vol. 11, n° 4, pp. 393-402.
- Laroche B. (1997). Détermination et représentation cartographique de la capacité de stockage en eau des sols du département de la côte d'Or. Rapport, ed. CNERTA : (Centre National d'Études et de Ressources en Technologie Avancé) ; l'ENESAD (Etablissement National d'Enseignement Supérieur Agronomique de Dijon) ; INRA : (Institut national de la recherche agronomique), France. 50 p.
- Laurant F. ; J. P. Rossignol (2003). Cartographie des propriétés hydriques des sols à partir de la lithologie et des pentes. Application au bassin versant de la Moine (Maine-et-Loire, France). *Etude et Gestion des Sols*, vol. 10, n° 3, pp. 155-172.
- Lesturgez G. (2000). Propriétés de sols sous savane du Nord-Est de l'Argentine. Impact de la riziculture Evolution hydrique et mécanique. DEA National de Science du Sol. Institut National Agronomique, Paris-Grignon, 21 p.
- Li Y.; Chen D.; White R.E.; Zhu A.; Zhang J. (2007). Estimating soil hydraulic properties of Fengqiu County soils in the North China Plain using pedo-transfer functions. *Geoderma*, vol. 138, pp.261–271.
- Luc J. P. ; Abid Karray J. ; Bourguignon P. ; Champion J. ; Koukou Tchamba A. ; Ben Hamouda N. (2003). Analyse et représentation de relations « ressources –usages

- » de l'eau au niveau des parcelles et des exploitations agricoles de la plaine de Kairouan. Séminaire PCSI "Gestion intégrée de l'eau au sein d'un bassin versant", session Présentation détaillée d'un terrain du Sud, la gestion du bassin du Merguellil (Tunisie), Montpellier, France., 5 p.
- Medina H. ; Tarawally M. ; del Valle A. ; Ruiz M. E. (2002). Estimating soil water retention curve in rhodic ferrasols from basic soil data. *Geoderma*, vol. 108, pp. 277-285.
- Mermoud A. (2005). Cours de physique du sol : état de l'eau du sol. ed., Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, Suisse, 27 p.
- Minasny B. ; Hopmans J. W. ; Harter T. ; Eching S. O. ; Tuli A. ; Denton M. A. (2004). Neural Networks Prediction of Soil Hydraulic Functions for Alluvial Soils Using Multistep Outflow Data. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, vol. 68, pp.417–429.
- Morvan X. ; Bruand A. ; Cousin I. ; Roque J. ; Baran N. ; Mouvet C. (2004). Prédiction des propriétés de rétention en eau des sols d'un bassin versant à l'aide de fonctions de pédotransfert : influence de la densité apparente et de la teneur en éléments grossiers. *Etude et Gestion des sols*, vol. 11, n° 4, pp. 1-24.
- Musy A. et Soutter M. (1991). Physique du sol. Ed. Presses polytechniques et universitaires romandes (collection gérer l'environnement), Lausanne, Suisse, 335 p.
- Ould Ferroukh M. E. H. (1994). Etude du comportement physique des vertisols de la Mitidja. Thèse Magister, INA, El Harrach, 126 p.
- Paris T., (2004). Etude du transfert d'eau et de solutés dans un sol a nappe superficielle drainée artificiellement. Thèse Doctorat, L'ENGREF (*l'Ecole Nationale du Génie Rural, des eaux et Forêts*), Paris, France, 188 p.
- Peiffer M. (2005). Paramétrisation du bilan hydrique et établissement des flux d'eau et de nutriments dans des séquences de hêtraies de plaine. Thèse Doctorat, ENGREF, Paris, France, 135 p.
- Quentin C ; Biggore F. ; Bréda N. ; Granier A. ; Tessier D. (2001). Etude des sols de la forêt de Hesse (Lorraine). Contribution à l'étude du bilan hydrique. *Etude et Gestion des Sols*, vol. 8, n° 4, pp. 215-229.
- Sala G. H. et Tessier D. (1994). Rétention de l'eau par les matériaux argileux : signification et prévision. *C.R. Acad. Sci. Paris*, vol. 318, série II, pp. 381-388.
- Salim S. ; Tessier D. (1998). Evolution des propriétés physiques et physico-chimiques des sols salés de la basse vallée de l'Euphrate (Syrie). *Etude et Gestion des sols*, vol. 5, n°4, pp. 277-288.
- Seyfried M. S. ; Murdock M. D. (2004). Measurement of Soil Water Content with a 50-MHz Soil Dielectric Sensor. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, vol. 68, pp. 394–403.
- Sonneveld M.P.W. ; Backx M.A.H.M. ; Bouma J. (2003). Simulation of water regimes including pedotransfer functions and land –use related preferential flow. *Geoderma*, vol. 112, pp. 97-110.
- Tavares-Filho J. ; Tessier D. (1998). Influence des pratiques culturales sur le comportement et les propriétés de sols du Parana (Brésil). *Etude et gestion des sols*, vol. 5, n°1, pp. 1-12.

- Tercinier G. (1969). Modifications apportées par la préparation conventionnelle des échantillons de terre a leurs propriétés physiques et hydriques. Cah. O.R.S.T.O.M.. série Pédo., vol. VII, no 4, pp. 585-601.
- Tessier D. ; Bigorre F. et Bruand A. (1999). La capacité d'échange : outil de prévision des propriétés physiques des sols. C.R. Acad. Agric. Fr., vol. 85, pp. 37-46.
- Tessier D. ; Bruand A. ; Le Bissonnais Y. ; Dambrine E. (1996). Qualité chimique et physique des sols : variabilité spatiale et évolution. Etude et Gestion des Sols, vol. 3, n° 4, pp. 229-244 (numéro spécial).
- Trouche G. et Morlon P. (1999). Comparaison de différentes méthodes d'estimation de la réserve utile des sols (R.U.) dans le périmètre de l'O.G.A.F. Environnement de la zone de Migennes (Yonne). Etude et Gestion des Sols, vol. 6, n° 1, pp. 41-54.
- Ungaro F. ; Calzolari C. ; Busoni E. (2005). Development of pedotransfer functions using a group method of data handling for the soil of the Pianura Padano-Veneta region of North Italy: water retention properties. Geoderma, vol. 124, pp. 293–317.
- Van Alphen B.J. ; Booltink H.W.G. ; Bouma J. (2001). Combining pedotransfer functions with physical measurements to improve the estimation of soil hydraulic properties. Geoderma vol. 103, pp 133-147.
- Vanclooster M. (2003). Transport processes determining pesticide behaviour in soil. Université catholique de Louvain (UCL), Louvain-la-Neuve, Belgium.
- Vauclin M., Vachaud G. (1991). Modélisation des écoulements d'eau dans le milieu naturel : approche déterministe ou stochastique ? Utilisation rationnelle de l'eau des petits bassins versants en zones arides. Ed. AUPELF-UREF, John Libbey Eurotext, Paris, pp. 3-16.
- Vetterlein D.; Jahn R. (2004). Combination of micro suction cups and time-domain reflectometry to measure osmotic potential gradients between bulk soil and rhizosphere at high resolution in time and space. Eur. J. Soil Sci., vol. 55, pp. 497-504.
- Vicente M. A.; Gallardo J. F.; Morenob G.; Gonzálezc M. I. (2003). Comparison of soil water-contents as measured with a neutron probe and time domain reflectometry in a Mediterranean forest ("*Sierra de Gata*", Central Western Spain). Ann. For. Sci., vol. 60 pp.185–193.
- Wang Q.; Shao M.; Horton R. (2004). A simple method for estimating water diffusibility of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J., vol. 68 pp.713-718.
- Willaime P. ; Osman A. et Gras F. (1971). Etude comparée des propriétés hydriques et des caractéristiques hydrodynamiques de trois familles de sols du Liban nord. Magon, série technique, n° 14, 35 p.

Annexes

Annexe I Origines des échantillons de sols étudiés

| N° Echantillon | Région | Localisation | | Structure |
|-------------------|------------------|--------------|-----------|-------------------------------|
| | | X | Y | |
| 1 | Bir Touta | 02°56'33' | 33°37'55' | Polyédrique subangulaire |
| 2 | Beni Merrade | 02°56'35' | 36°37'54' | Massive |
| 3 | Blida | 02°46'58' | 36°30'00' | Massive |
| 4 | Temezgida | 02°45'86' | 36°20'34' | Grumeleuse |
| 5 | Ouzra | 02°51'005' | 36°14'74' | Particulaire |
| 6 | El Berouagua | 02°54'95' | 36°05'29' | Polyédrique subangulaire |
| 7 | Djelfa | 03°15'05' | 34°37'36' | Particulaire |
| 8 | Djelfa | 03°14'13' | 34°35'59' | Particulaire |
| 9 | Ain El Bel | 03°12'03' | 34°20'59' | Polyédrique à particulaire |
| 10 | Mesaaed | 03°23'39' | 34°13'10' | Massive à particulaire |
| 11 | Djelfa | 03°13'19' | 34°39'52' | Polyédrique à particulaire |
| 12 | Djelfa | 03°11'71' | 34°38'34' | Polyédrique fine |
| 13 | Djelfa | 03°10'27' | 34°37'16' | Polyédrique à particulaire |
| 14 | Djelfa | 03°10'27' | 34°37'16' | Particulaire |
| 15 | Charef | 03°04'17' | 34°35'02' | Particulaire |
| 16 | Charef | 03°01'81' | 34°34'10' | Polyédrique à particulaire |
| 17 | Charef | 03°01'19' | 34°35'28' | Particulaire à polyédrique |
| 18 | Charef | 02°58'27' | 34°36'49' | Particulaire |
| 19 | Charef | 02°58'27' | 34°36'49' | Particulaire |
| 20 | Charef | 02°50'77' | 34°40'88' | Polyédrique à particulaire |
| 21 | Djelfa | 03°13'08' | 34°43'35' | Particulaire |
| 22 | Djelfa | 03°13'04' | 34°43'32' | Particulaire à polyédrique |
| 23 | Ain Ouessars | 02°54'30' | 35°32'78' | Polyédrique subangulaire fine |
| 24 | Boughzoul | 02°47'48' | 35°46'10' | Polyédrique subangulaire |
| 25 | Ouzra | 02°53'43' | 36°11'93' | Polyédrique à Massive |
| 26 | Echebli | 03°01'09' | 36°34'71' | Massive |
| 27 | Echebli | 03°02'51' | 36°34'83' | Massive |
| 28 | Meftah | 03°12'85' | 36°38'30' | Polyédrique anguleuse |
| 29 | El Harrach (INA) | 03°09'05' | 36°43'10' | Polyédrique |
| 30 | El Harrach (INA) | 03°09'05' | 36°43'06' | Polyédrique |
| 31 | Rouiba | 03°15'31' | 36°43'05' | Massive |
| 32 | Rouiba | 03°15'31' | 36°43'05' | Massive |
| 33 | Reghaia | 03°17'60' | 36°42'55' | Massive |
| 34 | Reghaia | 03°19'47' | 36°42'57' | Massive |
| 35 | Reghaia | 03°23'05' | 36°43'29' | Massive |
| 36 | Boudouaou | 03°24'06' | 36°42'54' | Massive |
| 37 | Boudouaou | 03°24'24' | 36°43'06' | Massive |
| 38 | Rouiba | 03°15'31' | 36°43'05' | Massive |

Tableau I. Localisation des échantillons de sol prélevés

Annexe II Teneurs en eau des sols à différents potentiels

| | Teneur en eau pondérale (W%) à différents pF | | | | | | | | |
|----|--|--------|--------|---------|---------|---------|----------|----------|-----------|
| | 0 hpa | 40 hpa | 80 hpa | 160 hpa | 320 hpa | 510 hpa | 1000 hpa | 3500 hpa | 16000 hpa |
| 1 | 78,7 | 49,2 | 44,3 | 42,8 | 39,9 | 38,2 | 36,3 | 33,6 | 30,4 |
| 2 | 69,6 | 39,4 | 34,7 | 33,6 | 32,0 | 30,2 | 29,1 | 23,7 | 23,7 |
| 3 | 60,8 | 39,5 | 35,3 | 34,0 | 30,0 | 27,9 | 26,7 | 21,8 | 20,0 |
| 4 | 59,4 | 38,7 | 33,7 | 31,9 | 28,8 | 27,3 | 25,4 | 22,5 | 19,9 |
| 5 | 47,4 | 34,2 | 30,0 | 28,6 | 26,6 | 25,1 | 22,7 | 14,1 | 8,9 |
| 6 | 84,1 | 48,3 | 38,3 | 36,0 | 33,4 | 31,9 | 30,0 | 27,4 | 24,4 |
| 7 | 59,1 | 38,3 | 34,6 | 33,6 | 30,5 | 28,5 | 26,4 | 17,0 | 13,7 |
| 8 | 57,9 | 42,7 | 38,0 | 36,9 | 35,0 | 33,7 | 31,1 | 22,0 | 14,2 |
| 9 | 47,2 | 32,0 | 28,7 | 27,5 | 25,7 | 24,4 | 22,7 | 12,6 | 8,4 |
| 10 | 49,1 | 31,6 | 28,6 | 27,4 | 24,9 | 23,4 | 21,5 | 14,5 | 10,4 |
| 11 | 60,2 | 40,2 | 35,1 | 32,2 | 29,1 | 27,1 | 24,9 | 17,5 | 14,8 |
| 12 | 81,1 | 55,9 | 49,1 | 48,1 | 44,2 | 42,9 | 39,3 | 29,3 | 22,1 |
| 13 | 62,3 | 43,6 | 38,5 | 36,8 | 34,5 | 32,0 | 30,0 | 21,9 | 17,0 |
| 14 | 69,7 | 50,9 | 45,2 | 41,7 | 35,2 | 31,5 | 26,8 | 22,6 | 16,6 |
| 15 | 70,2 | 48,5 | 41,0 | 38,3 | 35,7 | 33,9 | 31,2 | 21,5 | 18,9 |
| 16 | 71,5 | 48,6 | 40,0 | 38,2 | 34,6 | 30,1 | 28,1 | 18,6 | 15,6 |
| 17 | 46,1 | 33,4 | 30,4 | 29,2 | 27,1 | 25,7 | 22,4 | 13,6 | 10,2 |
| 18 | 56,2 | 42,0 | 38,2 | 36,3 | 34,5 | 31,7 | 30,1 | 18,9 | 10,1 |
| 19 | 54,5 | 40,3 | 36,4 | 35,3 | 33,0 | 31,7 | 29,1 | 22,9 | 16,7 |
| 20 | 66,5 | 45,0 | 39,6 | 38,5 | 36,7 | 34,9 | 32,7 | 24,1 | 18,5 |
| 21 | 50,3 | 37,7 | 35,2 | 33,5 | 32,2 | 31,2 | 29,9 | 22,8 | 18,6 |
| 22 | 54,4 | 37,6 | 33,4 | 32,8 | 30,8 | 29,0 | 27,0 | 16,7 | 11,4 |
| 23 | 67,6 | 47,5 | 41,5 | 39,4 | 35,4 | 33,4 | 31,4 | 24,6 | 21,5 |
| 24 | 75,5 | 55,8 | 48,2 | 46,3 | 39,2 | 36,7 | 32,2 | 28,6 | 22,9 |
| 25 | 74,9 | 45,2 | 35,8 | 33,3 | 30,6 | 29,2 | 27,3 | 24,8 | 21,7 |
| 26 | 67,3 | 44,4 | 38,1 | 36,2 | 33,1 | 31,4 | 29,5 | 25,8 | 23,6 |
| 27 | 62,2 | 44,9 | 41,2 | 37,1 | 32,9 | 29,9 | 27,0 | 23,9 | 19,7 |
| 28 | 75,6 | 47,2 | 40,9 | 39,3 | 36,5 | 35,1 | 33,2 | 30,3 | 27,2 |
| 29 | 45,7 | 30,6 | 27,9 | 26,9 | 23,9 | 22,5 | 21,1 | 18,8 | 16,6 |
| 30 | 68,8 | 43,5 | 35,4 | 32,6 | 29,9 | 29,1 | 27,5 | 20,7 | 19,3 |
| 31 | 72,3 | 53,7 | 48,4 | 47,1 | 44,9 | 41,4 | 40,2 | 32,8 | 30,6 |
| 32 | 65,3 | 48,0 | 43,4 | 40,7 | 36,9 | 35,5 | 31,7 | 28,1 | 24,3 |
| 33 | 62,8 | 43,4 | 37,5 | 35,7 | 32,6 | 31,1 | 27,3 | 24,4 | 18,4 |
| 34 | 61,4 | 42,2 | 37,6 | 35,4 | 31,8 | 29,7 | 24,8 | 22,2 | 16,6 |
| 35 | 60,1 | 40,6 | 32,0 | 30,2 | 27,8 | 26,2 | 22,2 | 15,0 | 13,9 |
| 36 | 70,9 | 45,0 | 39,2 | 36,2 | 31,7 | 30,8 | 27,7 | 22,9 | 19,1 |
| 37 | 60,1 | 44,2 | 42,0 | 39,1 | 36,3 | 35,2 | 32,4 | 29,9 | 24,7 |
| 38 | 74,4 | 51,6 | 48,9 | 46,5 | 44,3 | 42,5 | 40,4 | 37,6 | 35,2 |

Tableau II. Teneurs en eau des sols remaniés à différentes valeurs de potentiel matriciel
W : Humidité pondérale en %

PREDICTION DES PROPRIETES HYDRIQUES DES SOLS D'ALGERIE PAR LES FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT

| | Teneur en eau pondérale W % à différentes valeurs de potentiel | | | | | | | | |
|----|--|--------|--------|---------|---------|---------|----------|----------|-----------|
| | 0 hpa | 40 hpa | 80 hpa | 160 hpa | 320 hpa | 510 hpa | 1000 hpa | 3500 hpa | 16000 hpa |
| 1 | 50,7 | 37,1 | 34,9 | 33,5 | 32,5 | 32,3 | 30,8 | 30,6 | 29,8 |
| 2 | 34,8 | 25,1 | 22,3 | 21,3 | 20,6 | 19,9 | 19,4 | 18,4 | 17,5 |
| 3 | 30,0 | 24,5 | 23,4 | 21,9 | 21,7 | 20,8 | 19,7 | 19,6 | 18,6 |
| 4 | 38,9 | 28,3 | 23,5 | 21,5 | 20,5 | 19,6 | 18,4 | 19,4 | 18,5 |
| 5 | 28,4 | 23,0 | 19,9 | 18,8 | 16,0 | 14,7 | 13,0 | 10,7 | 7,0 |
| 6 | 50,4 | 45,2 | 40,1 | 35,5 | 33,7 | 33,0 | 30,9 | 29,8 | 28,4 |
| 7 | 43,2 | 36,4 | 32,3 | 30,1 | 27,6 | 26,1 | 24,5 | 22,4 | 20,8 |
| 8 | 52,1 | 42,7 | 38,7 | 36,6 | 34,2 | 31,9 | 29,6 | 28,1 | 24,7 |
| 9 | 27,4 | 20,8 | 17,4 | 14,5 | 12,4 | 12,3 | 10,3 | 7,8 | 6,8 |
| 10 | 35,5 | 28,5 | 25,6 | 22,9 | 20,5 | 19,7 | 17,2 | 14,4 | 12,9 |
| 11 | 39,1 | 31,9 | 26,9 | 25,2 | 22,6 | 20,7 | 19,9 | 18,0 | 16,7 |
| 12 | 48,1 | 39,9 | 37,4 | 32,2 | 29,4 | 27,3 | 24,7 | 22,3 | 19,8 |
| 13 | 48,5 | 40,9 | 33,7 | 29,4 | 27,3 | 26,2 | 25,4 | 23,4 | 21,9 |
| 14 | 64,1 | 53,5 | 44,0 | 39,3 | 36,5 | 35,8 | 34,1 | 33,0 | 31,8 |
| 15 | 44,0 | 36,8 | 32,5 | 30,5 | 28,9 | 27,9 | 27,2 | 26,0 | 24,4 |
| 16 | 49,4 | 39,6 | 34,0 | 27,7 | 26,3 | 25,2 | 24,1 | 23,3 | 22,5 |
| 17 | 34,7 | 28,3 | 23,9 | 21,2 | 19,9 | 18,5 | 17,0 | 15,8 | 13,4 |
| 18 | 46,4 | 36,4 | 30,7 | 27,9 | 24,6 | 22,9 | 21,1 | 19,0 | 18,1 |
| 19 | 46,7 | 33,2 | 29,8 | 28,7 | 25,9 | 24,2 | 20,9 | 19,7 | 18,6 |
| 20 | 58,4 | 44,8 | 38,1 | 36,0 | 33,1 | 31,1 | 29,1 | 27,9 | 25,8 |
| 21 | 50,2 | 32,7 | 28,9 | 24,8 | 21,6 | 20,9 | 20,2 | 17,7 | 16,7 |
| 22 | 52,6 | 37,2 | 31,6 | 29,7 | 26,6 | 24,5 | 22,4 | 20,6 | 18,7 |
| 23 | 54,3 | 44,2 | 37,9 | 34,5 | 30,5 | 28,9 | 27,3 | 25,5 | 23,5 |
| 24 | 49,5 | 45,3 | 39,8 | 37,2 | 35,1 | 34,0 | 33,3 | 31,6 | 30,4 |
| 25 | 49,9 | 40,3 | 38,0 | 35,7 | 33,0 | 32,3 | 30,7 | 29,3 | 28,8 |
| 26 | 32,5 | 27,3 | 25,4 | 24,4 | 23,9 | 23,7 | 22,9 | 22,3 | 21,4 |
| 27 | 32,6 | 32,6 | 27,7 | 26,7 | 26,2 | 25,5 | 24,8 | 24,3 | 23,6 |
| 28 | 43,9 | 38,4 | 34,8 | 31,0 | 30,1 | 29,3 | 28,5 | 27,7 | 26,5 |
| 29 | 32,3 | 25,0 | 21,3 | 19,8 | 18,7 | 17,5 | 16,6 | 15,7 | 14,3 |
| 30 | 32,5 | 26,9 | 24,6 | 23,4 | 22,4 | 21,6 | 20,9 | 19,4 | 19,3 |
| 31 | 48,1 | 40,1 | 38,3 | 37,1 | 35,8 | 35,2 | 33,8 | 33,1 | 32,2 |
| 32 | 48,7 | 33,3 | 32,3 | 31,6 | 30,6 | 30,1 | 29,6 | 29,4 | 28,9 |
| 33 | 37,4 | 29,9 | 28,2 | 26,5 | 25,5 | 25,1 | 23,7 | 23,4 | 21,1 |
| 34 | 37,0 | 30,1 | 28,6 | 27,2 | 25,9 | 25,8 | 25,2 | 23,7 | 23,0 |
| 35 | 35,7 | 29,0 | 27,4 | 26,6 | 25,7 | 25,1 | 24,2 | 24,2 | 23,6 |
| 36 | 40,5 | 35,7 | 34,9 | 34,2 | 33,2 | 32,7 | 31,8 | 31,5 | 30,7 |
| 37 | 43,0 | 37,7 | 36,8 | 35,8 | 34,4 | 34,1 | 33,4 | 31,8 | 31,2 |
| 38 | 37,3 | 34,2 | 31,5 | 30,1 | 28,9 | 28,4 | 27,8 | 26,9 | 25,9 |

Tableau III. Teneurs en eau de sols non remaniés à différentes valeurs de potentiel matriciel

W : Humidité pondérale en %

| Texture | W _{CR} (%) | | W _{ftp} (%) | | RU (%) | |
|---------|---------------------|------|----------------------|------|--------|------|
| | NR | R | NR | R | NR | R |
| A | 28 | 28,8 | 26,4 | 22,0 | 5,1 | 22,9 |
| AL | 30,6 | 33,2 | 28,4 | 21,5 | 7,1 | 37,7 |
| LA | 28,5 | 33,0 | 25,1 | 22,8 | 10,7 | 31,2 |
| LAS | 26,2 | 33,0 | 20,1 | 16,5 | 19,6 | 53,0 |
| L | 27,1 | 37,1 | 20,2 | 18,6 | 20,8 | 68,3 |
| LS | 22,7 | 30,3 | 13,3 | 11,4 | 34,0 | 54,1 |
| moy | 27 | 32,6 | 22 | 18,8 | 16,0 | 44,5 |

Tableau IV. Humidités caractéristiques des sols

R : Sols remaniés

NR : Sols non remaniés
 CR : Capacité de rétention
 pfp : Point de flétrissement permanent
 RU : Réserve utile

Annexe III Validation des fonctions de pédotransfert

| Relations | Y= a At+b MO + g | | Y= a At+b MO+cLf+ g | | Y= a At+b MO+cLf+d LG+ g | |
|--------------------|--------------------|----------------------|---------------------|----------------------|--------------------------|----------------------|
| | (Wp-Wm) 330 hPa | (Wp-Wm) 16000 hPa | (Wp-Wm) 330 hPa | (Wp-Wm) 16000 hPa | (Wp-Wm) 330 hPa | (Wp-Wm) 16000 hPa |
| 1 | -5,2 | -7,4 | -5,3 | -7,7 | -5,5 | -7,9 |
| 2 | 0,0 | -6,9 | 3,1 | -1,2 | 1,7 | -2,6 |
| 3 | 1,9 | -2,7 | 4,7 | 2,4 | 5,2 | 2,9 |
| 4 | 3,3 | 0,7 | 3,0 | 0,2 | 1,8 | -1,0 |
| 5 | 3,9 | 4,3 | 3,4 | 3,6 | 2,9 | 3,1 |
| 6 | 2,4 | -1,4 | 3,1 | -0,3 | 2,4 | -0,9 |
| 7 | 0,7 | 1,2 | 0,0 | -0,2 | -0,3 | -0,4 |
| 8 | -3,1 | 1,2 | -3,8 | -0,1 | -4,9 | -1,2 |
| 9 | 4,7 | 4,7 | 3,7 | 2,8 | 3,6 | 2,8 |
| 10 | 6,3 | 4,3 | 4,9 | 1,8 | 4,9 | 1,9 |
| 11 | 2,8 | 0,6 | 1,4 | -2,0 | 0,5 | -2,8 |
| 12 | -11,4 | -3,8 | -11,5 | -3,9 | -11,6 | -3,9 |
| 13 | -2,6 | -0,7 | -3,6 | -2,6 | -3,3 | -2,3 |
| 14 | -1,8 | 1,0 | 0,1 | 4,3 | -0,6 | 3,7 |
| 15 | -3,7 | -1,3 | -3,8 | -1,3 | -4,3 | -1,8 |
| 16 | -2,5 | 3,2 | -2,9 | 2,5 | -3,3 | 2,1 |
| 17 | 4,1 | 4,3 | 2,8 | 2,0 | 2,1 | 1,3 |
| 18 | -1,9 | 7,2 | -3,7 | 3,8 | -4,7 | 2,9 |
| 19 | -2,6 | -2,8 | -3,3 | -4,0 | -2,4 | -3,1 |
| 20 | -4,7 | -1,8 | -3,6 | 0,0 | 1,6 | 5,4 |
| 21 | -0,3 | -2,9 | -1,1 | -4,4 | -1,7 | -5,0 |
| 22 | 1,1 | 4,4 | 1,6 | 5,3 | 0,9 | 4,7 |
| 23 | -2,7 | -4,6 | -3,0 | -5,2 | -4,7 | -6,8 |
| 24 | -4,0 | -0,4 | -4,0 | -0,5 | -3,5 | 0,0 |
| 25 | 4,8 | 2,7 | 2,0 | -2,5 | 3,1 | -1,4 |
| 26 | 0,4 | -3,8 | 2,1 | -0,6 | 1,7 | -1,0 |
| 27 | 2,1 | 4,9 | 2,6 | 5,7 | 1,6 | 4,8 |
| 28 | -0,3 | -1,0 | -1,2 | -2,8 | -1,8 | -3,4 |
| 29 | 8,8 | 1,3 | 8,8 | 1,3 | 8,7 | 1,2 |
| 30 | 3,6 | -0,3 | 2,8 | -1,7 | 1,9 | -2,5 |
| 31 | -10,6 | -9,2 | -9,8 | -7,9 | -8,8 | -6,8 |
| 32 | -1,1 | -1,6 | 0,4 | 1,0 | -1,2 | -0,5 |
| 33 | 0,3 | 1,4 | 2,8 | 6,0 | 0,0 | 3,2 |
| 34 | 3,3 | 6,5 | 2,4 | 4,6 | 1,8 | 4,1 |
| 35 | 8,9 | 11,8 | 6,8 | 7,7 | 6,3 | 7,3 |
| 36 | 3,8 | 5,2 | 3,4 | 4,4 | 3,5 | 4,5 |
| 37 | -2,9 | -6,3 | -2,0 | -4,9 | -0,1 | -2,9 |
| 38 | -10,0 | -13,1 | -9,4 | -12,1 | -8,4 | -11,0 |
| $\sum (P_p - P_m)$ | -4,2 | -0,9 | -6,1 | -6,6 | -15,0 | -13,2 |
| EMP | -0,1 | -0,02 | -0,2 | -0,17 | -0,4 | -0,35 |
| ETP | 0,67 | 0,14 | 0,96 | 1,04 | 2,37 | 2,08 |

Tableau V. Validation des fonctions de pédotransfert de l'ensemble des sols remaniés

P : valeurs prédites ; m : valeurs mesurées

PREDICTION DES PROPRIETES HYDRIQUES DES SOLS D'ALGERIE PAR LES FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT

| Relations | Y= a A+b MO+c Lf+d LG+ e Sf + g | | Y= a A+c Lf+d LG+ e Sf + g | | Y= a A+b MO+c Lf+d LG+ e Sf + f da + g | |
|------------------|------------------------------------|----------------------|-------------------------------|----------------------|---|----------------------|
| | (Wp-Wm) 330 hPa | (Wp-Wm) 16000 hPa | (Wp-Wm) 330 hPa | (Wp-Wm) 16000 hPa | (Wp-Wm) 330 hPa | (Wp-Wm) 16000 hPa |
| 1 | -4,6 | -7,6 | -5,0 | -8,2 | -3,9 | -3,9 |
| 2 | 0,7 | -3,0 | 1,2 | -2,4 | -0,6 | -0,8 |
| 3 | 5,7 | 3,0 | 5,7 | 2,7 | 3,2 | 5,0 |
| 4 | -0,4 | -1,8 | -1,5 | -3,9 | 0,5 | 0,7 |
| 5 | 5,7 | 3,8 | 5,7 | 3,6 | 1,5 | 7,3 |
| 6 | 2,3 | -0,9 | 2,8 | 0,1 | 4,2 | 3,4 |
| 7 | 0,6 | -0,3 | 0,6 | -0,5 | 0,8 | 4,7 |
| 8 | -2,8 | -0,7 | -2,5 | -0,2 | -2,9 | 4,7 |
| 9 | -4,2 | -0,2 | -3,8 | 0,5 | -4,6 | 2,8 |
| 10 | 3,8 | 1,2 | 3,8 | 1,2 | 3,0 | 5,5 |
| 11 | 2,5 | -2,3 | 2,7 | -2,0 | 2,0 | 3,0 |
| 12 | -9,3 | -3,3 | -9,5 | -3,6 | -8,3 | 1,7 |
| 13 | -1,7 | -1,9 | -1,8 | -2,1 | -1,1 | 3,5 |
| 14 | -0,7 | 3,6 | 0,2 | 5,1 | 1,6 | 8,7 |
| 15 | -2,5 | -1,3 | -2,9 | -2,2 | -0,9 | 3,6 |
| 16 | -1,2 | 2,7 | -2,0 | 1,2 | 0,7 | 7,6 |
| 17 | 1,0 | 0,6 | 1,2 | 0,9 | 0,8 | 5,3 |
| 18 | -4,7 | 2,6 | -4,6 | 2,9 | -3,0 | 8,3 |
| 19 | -2,5 | -3,4 | -2,8 | -4,0 | -1,9 | 1,6 |
| 20 | 1,8 | 5,3 | 1,5 | 4,5 | 3,4 | 10,3 |
| 21 | -1,4 | -5,1 | -1,1 | -4,8 | -1,3 | -0,2 |
| 22 | 1,4 | 4,7 | 1,8 | 5,2 | 5,1 | 10,9 |
| 23 | -2,3 | -6,2 | -1,9 | -5,6 | -2,0 | -1,0 |
| 24 | -2,9 | 0,2 | -2,8 | 0,4 | -2,7 | 4,0 |
| 25 | 2,8 | -1,5 | 2,0 | -2,7 | 2,9 | 2,2 |
| 26 | 2,2 | -0,8 | 2,4 | -0,7 | -1,4 | 0,6 |
| 27 | 3,2 | 5,4 | 2,5 | 4,3 | 1,8 | 7,4 |
| 28 | -1,3 | -3,2 | -1,8 | -3,9 | -1,4 | -0,3 |
| 29 | 5,3 | -0,1 | 5,6 | 0,3 | 5,2 | 3,1 |
| 30 | -2,9 | -4,4 | -2,5 | -3,5 | -3,6 | -1,7 |
| 31 | -8,3 | -6,6 | -8,4 | -6,9 | -8,2 | -3,2 |
| 32 | -1,4 | -0,5 | -0,6 | 1,0 | -1,2 | 2,8 |
| 33 | -0,8 | 2,9 | -0,8 | 2,9 | 1,3 | 6,2 |
| 34 | 0,9 | 3,7 | 0,8 | 3,7 | -0,3 | 6,4 |
| 35 | 5,5 | 7,0 | 5,5 | 7,2 | 4,1 | 9,8 |
| 36 | 4,3 | 4,8 | 3,9 | 4,2 | 3,5 | 7,6 |
| 37 | 0,2 | -2,9 | 0,5 | -2,4 | -0,7 | 0,9 |
| 38 | -7,5 | -10,7 | -7,9 | -11,4 | -7,5 | -7,4 |
| $\sum (Wp - Wm)$ | -13,3 | -17,0 | -13,7 | -19,0 | -11,6 | 130,8 |
| EMP | -0,4 | -0,45 | -0,4 | -0,50 | -0,3 | 3,44 |
| ETP | 2,09 | 2,68 | 2,16 | 3,00 | 1,83 | 20,66 |

Tableau VI. Validation des fonctions de pédotransfert de l'ensemble des sols remaniés

| Relations | Y= a A+b MO + g | | Y= a A+b MO+cLf+ g | | Y= a A+b MO+cLf+d LG + g | |
|------------------|--------------------|----------------------|--------------------|----------------------|--------------------------|----------------------|
| | (Wp-Wm) 330 hPa | (Wp-Wm) 16000 hPa | (Wp-Wm) 330 hPa | (Wp-Wm) 16000 hPa | (Wp-Wm) 330 hPa | (Wp-Wm) 16000 hPa |
| 1 | -3,5 | -3,8 | -3,5 | -4,1 | -3,6 | -4,4 |
| 2 | 4,1 | 1,7 | 5,8 | 4,4 | 4,1 | 2,7 |
| 3 | 2,2 | 0,1 | 3,8 | 2,6 | 4,7 | 3,3 |
| 4 | 0,8 | -0,3 | 0,6 | -0,8 | -0,8 | -2,2 |
| 5 | 6,0 | 8,0 | 5,8 | 7,6 | 5,2 | 6,9 |
| 6 | -0,6 | 1,0 | -0,2 | 1,4 | -0,9 | 0,6 |
| 7 | -4,2 | -3,8 | -4,6 | -4,6 | -4,9 | -5,0 |
| 8 | -8,5 | -5,5 | -8,8 | -6,2 | -10,4 | -7,7 |
| 9 | 9,7 | 8,2 | 9,2 | 7,2 | 9,2 | 7,1 |
| 10 | 3,0 | 4,0 | 2,2 | 2,7 | 2,3 | 2,6 |
| 11 | 2,9 | 2,4 | 2,2 | 1,0 | 1,0 | -0,2 |
| 12 | -3,4 | 1,2 | -3,3 | 1,0 | -3,3 | 0,9 |
| 13 | -2,3 | -2,9 | -2,8 | -3,9 | -2,4 | -3,6 |
| 14 | -7,1 | -8,2 | -6,0 | -6,6 | -6,8 | -7,4 |
| 15 | -5,1 | -5,5 | -5,1 | -5,7 | -5,7 | -6,3 |
| 16 | -3,4 | -3,8 | -3,6 | -4,3 | -4,0 | -4,8 |
| 17 | 3,8 | 3,7 | 3,2 | 2,5 | 2,1 | 1,4 |
| 18 | 2,0 | 2,9 | 1,0 | 1,1 | -0,4 | -0,3 |
| 19 | -4,4 | -3,8 | -4,8 | -4,5 | -3,5 | -3,4 |
| 20 | -8,3 | -6,7 | -7,8 | -5,9 | -0,1 | 1,0 |
| 21 | 3,7 | 2,3 | 3,3 | 1,5 | 2,4 | 0,6 |
| 22 | -1,4 | 0,3 | -1,1 | 0,7 | -1,9 | -0,1 |
| 23 | -3,5 | -2,4 | -3,6 | -2,8 | -5,9 | -5,0 |
| 24 | -4,0 | -2,8 | -4,0 | -3,0 | -3,2 | -2,4 |
| 25 | -3,1 | -1,2 | -4,5 | -4,0 | -3,0 | -2,7 |
| 26 | 3,6 | 1,7 | 4,6 | 3,1 | 4,2 | 2,7 |
| 27 | 2,3 | 2,9 | 2,7 | 3,1 | 1,5 | 1,9 |
| 28 | 1,4 | 3,2 | 1,0 | 2,2 | 0,2 | 1,3 |
| 29 | 7,4 | 6,6 | 7,5 | 6,5 | 7,5 | 6,4 |
| 30 | 5,8 | 4,0 | 5,5 | 3,1 | 4,3 | 1,9 |
| 31 | -6,9 | -7,1 | -6,5 | -6,6 | -4,8 | -5,2 |
| 32 | 2,8 | 0,6 | 3,6 | 1,8 | 1,6 | -0,1 |
| 33 | -0,3 | 0,0 | 1,1 | 2,1 | -2,5 | -1,3 |
| 34 | 4,5 | 4,3 | 4,1 | 3,2 | 3,3 | 2,4 |
| 35 | 8,2 | 8,0 | 7,1 | 5,8 | 6,4 | 5,1 |
| 36 | -2,6 | -2,6 | -2,8 | -3,2 | -2,6 | -3,1 |
| 37 | -5,8 | -8,0 | -5,4 | -7,4 | -2,5 | -4,8 |
| 38 | -0,5 | -0,9 | -0,1 | -0,6 | 1,5 | 0,9 |
| $\sum (Wp - Wm)$ | -4,4 | -2,3 | -4,1 | -9,6 | -11,9 | -20,3 |
| EMP | -0,1 | -0,1 | -0,1 | -0,3 | -0,3 | -0,5 |
| ETP | 0,70 | 0,36 | 0,65 | 1,51 | 1,88 | 3,21 |

Tableau VII. Validation des fonctions de pédotransfert de l'ensemble des sols non remaniés

PREDICTION DES PROPRIETES HYDRIQUES DES SOLS D'ALGERIE PAR LES FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT

| Relations | Y= a A+b MD+c Lf+d LG+ e Sf + g | | Y= a A+c Lf+d LG+ e Sf + g | | Y= a A+b MD+c Lf+d LG+ e Sf + f da + g | |
|-----------------------|------------------------------------|----------------------|-------------------------------|----------------------|---|----------------------|
| | (Wp-Wm) 330 hPa | (Wp-Wm) 16000 hPa | (Wp-Wm) 330 hPa | (Wp-Wm) 16000 hPa | (Wp-Wm) 330 hPa | (Wp-Wm) 16000 hPa |
| 1 | -6,4 | -3,8 | -3,0 | -4,0 | -1,7 | -2,8 |
| 2 | -1,2 | 1,6 | 2,2 | 1,7 | 0,6 | 0,2 |
| 3 | 1,3 | 3,6 | 4,8 | 3,4 | 1,3 | 0,6 |
| 4 | -7,3 | -4,3 | -3,5 | -4,6 | -2,1 | -3,0 |
| 5 | 4,9 | 9,2 | 8,3 | 9,4 | 2,3 | 4,0 |
| 6 | -4,9 | 0,3 | -1,8 | 0,4 | 1,5 | 2,9 |
| 7 | -7,4 | -4,3 | -4,0 | -4,1 | -3,5 | -4,0 |
| 8 | -11,5 | -6,0 | -8,2 | -5,8 | -7,9 | -6,0 |
| 9 | -3,8 | 0,4 | -0,4 | 0,5 | -0,6 | 0,0 |
| 10 | -2,6 | 1,6 | 0,8 | 1,7 | -0,2 | 0,7 |
| 11 | -0,1 | 1,5 | 3,2 | 1,7 | 2,8 | 0,9 |
| 12 | -4,4 | 2,7 | -1,0 | 2,7 | 0,9 | 4,2 |
| 13 | -4,1 | -2,3 | -0,7 | -2,3 | 0,5 | -1,4 |
| 14 | -10,8 | -7,7 | -7,7 | -7,5 | -3,7 | -4,6 |
| 15 | -7,3 | -5,0 | -3,8 | -5,0 | -1,2 | -2,8 |
| 16 | -5,2 | -3,2 | -1,6 | -3,4 | 1,3 | -0,7 |
| 17 | -2,7 | 0,5 | 0,7 | 0,7 | 0,6 | 0,3 |
| 18 | -3,9 | -0,3 | -0,6 | -0,1 | 2,3 | 1,9 |
| 19 | -7,2 | -3,5 | -3,7 | -3,5 | -2,6 | -2,6 |
| 20 | -3,7 | 1,1 | -0,3 | 0,7 | 2,2 | 3,2 |
| 21 | -0,7 | 0,8 | 2,6 | 1,0 | 3,0 | 1,0 |
| 22 | -5,0 | 0,2 | -1,7 | 0,3 | 4,1 | 4,8 |
| 23 | -6,7 | -3,1 | -3,5 | -2,8 | -2,7 | -2,7 |
| 24 | -6,1 | -2,0 | -2,9 | -2,0 | -2,3 | -1,6 |
| 25 | -6,8 | -3,0 | -3,4 | -3,2 | -3,0 | -2,7 |
| 26 | 0,9 | 2,9 | 4,2 | 2,9 | -0,9 | -1,4 |
| 27 | -0,5 | 3,0 | 3,0 | 2,7 | 1,1 | 1,5 |
| 28 | -2,9 | 1,6 | 0,5 | 1,4 | 0,6 | 1,7 |
| 29 | -0,3 | 3,4 | 3,1 | 3,4 | 3,2 | 3,4 |
| 30 | -5,2 | -2,3 | -1,9 | -2,2 | -2,6 | -3,0 |
| 31 | -8,0 | -4,9 | -4,7 | -5,1 | -4,3 | -4,6 |
| 32 | -2,6 | -0,6 | 0,5 | -0,5 | 1,4 | -0,1 |
| 33 | -7,6 | -2,3 | -4,1 | -2,4 | -0,6 | 0,5 |
| 34 | -1,4 | 1,5 | 1,9 | 1,5 | 0,4 | 0,2 |
| 35 | 1,9 | 4,3 | 5,1 | 4,3 | 3,2 | 2,6 |
| 36 | -5,3 | -2,6 | -2,0 | -2,8 | -2,9 | -3,4 |
| 37 | -5,9 | -4,7 | -2,7 | -4,8 | -3,7 | -5,7 |
| 38 | -1,3 | 1,4 | 2,1 | 1,1 | 2,4 | 1,6 |
| $\sum (Wp - W_{the})$ | -151,8 | -24,3 | -24,1 | -24,5 | -10,7 | -16,7 |
| EMP | -4,0 | -0,6 | -0,6 | -0,6 | -0,3 | -0,4 |
| ETP | 23,98 | 3,84 | 3,81 | 3,88 | 1,69 | 2,64 |

Tableau VIII. Validation des fonctions de pédotransfert de l'ensemble des sols non remaniés

| Relations | $Y = a + b \cdot MO + c \cdot Lf + d \cdot LG + e \cdot Sf + f \cdot da + g$ | | $Y = a + b \cdot MO + c \cdot Lf + d \cdot LG + e \cdot Sf + f \cdot da + g$ | |
|------------------|--|----------------------|--|----------------------|
| Etat de sol | Sols remaniés | | Sols non remaniés | |
| | (Wp-Wm) 330 hPa | (Wp-Wm) 18000 hPa | (Wp-Wm) 330 hPa | (Wp-Wm) 18000 hPa |
| 1 | 2,1 | 2,1 | -0,3 | -0,9 |
| 2 | 0,4 | 4,0 | -0,3 | -0,4 |
| 3 | 0,8 | 1,9 | -0,8 | -0,8 |
| 4 | 0,1 | -1,9 | -0,4 | 0,2 |
| 5 | -2,5 | 2,2 | -2,9 | -3,0 |
| 6 | -1,5 | -1,3 | 3,7 | 3,0 |
| 7 | -3,2 | -4,7 | -0,4 | -1,7 |
| 8 | 3,4 | 6,6 | 0,1 | 0,1 |
| 9 | -1,9 | 2,0 | 0,5 | 0,4 |
| 10 | -2,7 | 1,8 | -1,7 | -0,6 |
| 11 | 2,1 | 1,1 | -1,0 | -0,7 |
| 12 | 4,3 | 6,5 | -3,4 | -4,0 |
| 13 | 4,8 | 1,8 | 0,7 | 1,8 |
| 14 | -1,6 | -1,7 | -1,1 | -2,5 |
| 15 | -1,1 | -1,7 | -1,0 | -0,7 |
| 16 | -0,6 | 1,7 | 1,3 | 0,7 |
| $\sum (Wp - Wm)$ | 3,0 | 20,6 | -7,1 | -9,0 |
| EMP | 0,2 | 1,3 | -0,4 | -0,6 |
| ETP | 0,45 | 3,13 | 1,09 | 1,36 |

Tableau IX. Validation des fonctions de pédotransfert des sols de texture argileuse

PREDICTION DES PROPRIETES HYDRIQUES DES SOLS D'ALGERIE PAR LES FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT

| Relations | $Y = a A + b M D + c L f + d L G + e S f + f d a + g$ | | $Y = a A + b M D + c L f + d L G + e S f + f d a + g$ | |
|--------------------|---|----------------------|---|----------------------|
| Etat de sol | Sols remaniés | | Sols non remaniés | |
| Echantillon | (Wp-Wm) 330 hPa | (Wp-Wm) 16000 hPa | (Wp-Wm) 330 hPa | (Wp-Wm) 16000 hPa |
| 1 | 1,1 | 4,4 | 2,8 | 4,6 |
| 2 | -4,7 | -0,6 | -1,2 | -0,8 |
| 3 | -2,7 | -5,2 | -2,2 | -2,1 |
| 4 | 3,2 | 1,6 | -0,7 | 0,3 |
| 5 | 1,3 | 1,3 | 0,5 | 0,3 |
| 6 | 0,7 | -0,5 | -3,5 | -3,8 |
| 7 | 2,9 | -0,8 | 2,2 | 0,5 |
| 8 | -0,9 | -4,3 | 2,2 | 0,2 |
| 9 | 4,6 | 3,4 | 3,7 | 4,2 |
| 10 | -2,4 | 0,5 | -8,4 | -6,6 |
| 11 | -1,0 | -1,8 | -0,4 | -2,2 |
| 12 | 0,3 | 1,3 | -0,3 | -1,6 |
| 13 | -0,1 | 0,7 | -1,4 | -1,1 |
| 14 | -2,9 | -4,0 | -0,4 | -1,6 |
| 15 | -1,3 | -1,9 | -1,3 | -2,6 |
| 16 | 0,4 | 2,1 | 1,5 | 0,3 |
| 17 | 0,2 | -2,0 | -1,8 | -1,5 |
| 18 | -1,6 | 4,5 | 1,2 | 1,1 |
| 19 | -1,4 | -4,5 | -3,7 | -3,7 |
| 20 | 4,8 | 0,5 | 0,9 | 0,8 |
| 21 | -8,6 | -3,2 | -0,6 | 2,8 |
| 22 | 0,1 | 2,5 | -1,0 | 0,1 |
| $\sum (W_p - W_m)$ | -7,9 | -5,8 | -11,7 | -12,3 |
| EMP | -0,4 | -0,3 | -0,5 | -0,6 |
| ETP | 1,22 | 0,89 | 1,82 | 1,90 |

Tableau X. Validation des fonctions de pédotransfert des sols de texture non argileuse

| | RUm (%) | | RUp (%) | | (RUp-RUm) | |
|----|-------------------|---------------|-------------------|---------------|-------------------|---------------|
| | Sols non remaniés | Sols remaniés | Sols non remaniés | Sols remaniés | Sols non remaniés | Sols remaniés |
| 1 | 1 | 5,9 | 3,29 | 11,54 | 2,3 | 5,6 |
| 2 | 3,8 | 9,9 | 4,52 | 11,24 | 0,7 | 1,3 |
| 3 | 2,2 | 7,9 | 4,30 | 10,42 | 2,1 | 2,5 |
| 4 | 3 | 12 | 4,00 | 13,56 | 1,0 | 1,6 |
| 5 | 11,8 | 19,7 | 8,72 | 17,35 | -3,1 | -2,3 |
| 6 | 4,6 | 7,5 | 3,01 | 10,91 | -1,6 | 3,4 |
| 7 | 9,3 | 19,9 | 8,53 | 19,77 | -0,8 | -0,1 |
| 8 | 9,5 | 20,8 | 8,62 | 19,65 | -0,9 | -1,1 |
| 9 | 7,7 | 19,1 | 6,33 | 14,58 | -1,4 | -4,5 |
| 10 | 10 | 17 | 7,78 | 17,68 | -2,2 | 0,7 |
| 11 | 5,9 | 14,3 | 8,68 | 19,63 | 2,8 | 5,3 |
| 12 | 12,4 | 26 | 6,76 | 17,51 | -5,6 | -8,5 |
| 13 | 5,4 | 17,5 | 8,07 | 19,37 | 2,7 | 1,9 |
| 14 | 4 | 14,9 | 5,91 | 15,60 | 1,9 | 0,7 |
| 15 | 6,1 | 19,4 | 7,22 | 18,93 | 1,1 | -0,5 |
| 16 | 5,2 | 22,6 | 6,89 | 18,98 | 1,7 | -3,6 |
| 17 | 7,8 | 19 | 8,22 | 18,73 | 0,4 | -0,3 |
| 18 | 6,5 | 24,4 | 7,72 | 19,45 | 1,2 | -5,0 |
| 19 | 10,1 | 18,6 | 8,66 | 20,30 | -1,4 | 1,7 |
| 20 | 5,3 | 16,4 | 5,85 | 15,45 | 0,6 | -0,9 |
| 21 | 4,9 | 13,6 | 7,84 | 18,33 | 2,9 | 4,7 |
| 22 | 11 | 21,4 | 8,30 | 21,26 | -2,7 | -0,1 |
| 23 | 7 | 13,9 | 7,76 | 18,47 | 0,8 | 4,6 |
| 24 | 3,6 | 13,8 | 3,16 | 10,44 | -0,4 | -3,4 |
| 25 | 1,9 | 5,6 | 2,89 | 10,85 | 1,0 | 5,2 |
| 26 | 2,3 | 7,8 | 2,96 | 7,48 | 0,7 | -0,3 |
| 27 | 1,9 | 10,2 | 1,75 | 7,94 | -0,2 | -2,3 |
| 28 | 2 | 6 | 1,41 | 8,10 | -0,6 | 2,1 |
| 29 | 3,2 | 5,9 | 4,59 | 12,27 | 1,4 | 6,4 |
| 30 | 3,1 | 10,6 | 3,64 | 10,14 | 0,5 | -0,5 |
| 31 | 3 | 10,8 | 3,35 | 10,72 | 0,3 | -0,1 |
| 32 | 1,2 | 11,2 | 2,35 | 8,51 | 1,2 | -2,7 |
| 33 | 4 | 12,7 | 4,30 | 13,79 | 0,3 | 1,1 |
| 34 | 2,2 | 8,2 | 2,49 | 8,68 | 0,3 | 0,5 |
| 35 | 0,6 | 8,3 | 1,30 | 6,53 | 0,7 | -1,8 |

Tableau XI. Validation des fonctions de pédotransfert de la réserve en eau utile de l'ensemble des sols

| Echantillon | $(RU_p - RU_m)$ NR | $(RU_p - RU_m)$ R |
|----------------------|-----------------------|----------------------|
| 1 | -2,76 | -3,37 |
| 2 | -0,73 | -4,52 |
| 3 | -0,17 | 3,35 |
| 4 | -2,43 | 0,53 |
| 5 | 0,59 | -0,42 |
| 6 | -0,36 | 0,31 |
| 7 | 2,21 | 4,51 |
| 8 | 2,50 | 4,14 |
| 9 | -1,87 | 0,86 |
| 10 | -1,17 | -2,01 |
| 11 | 2,21 | 1,94 |
| 12 | 1,24 | 0,83 |
| 13 | 0,13 | 0,16 |
| 14 | 0,42 | -0,69 |
| 15 | 0,79 | 0,34 |
| 16 | 1,12 | -2,17 |
| 17 | -0,50 | 2,59 |
| 18 | -0,01 | -5,40 |
| 19 | -0,28 | 3,16 |
| 20 | -0,34 | 4,76 |
| 21 | -6,85 | -8,94 |
| 22 | -0,46 | 0,42 |
| $\sum (RU_p - RU_m)$ | -6,71 | 0,38 |
| EMP | -0,31 | 0,02 |
| ETP | 1,04 | 0,06 |

Tableau XII. Validation des fonctions de pédotransfert de la réserve en eau utile des sols non argileux

| Echantillon | (RU _p -RU _m) NR | (RU _p -RU _m) R |
|----------------------|---|--|
| 1 | 2,29 | 0,82 |
| 2 | 1,29 | -1,47 |
| 3 | 0,65 | -1,07 |
| 4 | 0,93 | 2,70 |
| 5 | 1,72 | -1,41 |
| 6 | 2,08 | 1,48 |
| 7 | 2,62 | 2,96 |
| 8 | 0,63 | -2,48 |
| 9 | 0,50 | 0,59 |
| 10 | 0,38 | -3,91 |
| 11 | 1,23 | 1,37 |
| 12 | 1,12 | -3,46 |
| 13 | -0,13 | 3,15 |
| 14 | 2,58 | 0,07 |
| 15 | 0,66 | 1,35 |
| 16 | 1,47 | -0,17 |
| $\sum (RU_p - RU_m)$ | 20,01 | 0,51 |
| EMP | 1,25 | 0,03 |
| ETP | 3,04 | 0,08 |

Tableau XIII. Validation des fonctions de pédotransfert de la réserve en eau utile des sols argileux