



HAL
open science

Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à l'aide de fonctions de pédotransfert (FPT) : une analyse bibliographique

G. Bastet, Ary Bruand, P. Quétin, Isabelle Cousin

► To cite this version:

G. Bastet, Ary Bruand, P. Quétin, Isabelle Cousin. Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à l'aide de fonctions de pédotransfert (FPT) : une analyse bibliographique. *Étude et Gestion des Sols*, 1998, 5, pp.1-24. hal-00077754

HAL Id: hal-00077754

<https://insu.hal.science/hal-00077754>

Submitted on 7 Aug 2006

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à l'aide de fonctions de pédotransfert (FPT) : Une analyse bibliographique

G. Bastet, A. Bruand, P. Quétin et I. Cousin

Institut National de la Recherche Agronomique, Unité de Science du Sol - SESCOF. Centre de Recherche d'Orléans, Avenue de la Pomme de Pin, F 45160 Ardon.

RÉSUMÉ

L'étude des flux d'eau et de solutés dans les sols à l'échelle d'unité de paysage se heurte à de nombreuses difficultés dont celles relatives à une connaissance insuffisante des propriétés de rétention en eau des sols. Des outils d'estimation de ces propriétés ont par conséquent été développés. Cette analyse bibliographique présente les études ayant porté sur l'estimation des propriétés de rétention en eau à l'aide de fonction de pédotransfert (FPT). Celles-ci ont la forme de relations mathématiques entre une propriété ou un comportement du sol et des caractéristiques de constitution de ce sol.

Les travaux ayant concerné les fonctions de pédotransfert peuvent être regroupés en deux grands ensembles selon que l'on estime de façon ponctuelle ou continue les quantités d'eau retenues en fonction du potentiel matriciel. Dans le premier ensemble, les FPT permettent d'estimer la teneur en eau à des valeurs particulières de potentiel matriciel (h), en fonction de caractéristiques des sols. Des FPT ont été développées pour un nombre variable de valeurs de h pouvant aller jusqu'à 12 et variant dans ce cas de -40 à -15000 hPa. Dans le second ensemble de travaux, des modèles que l'on peut regrouper en deux sous-ensembles sont utilisés pour décrire l'évolution continue de h en fonction de la teneur en eau (θ). Le premier sous-ensemble est constitué par des modèles utilisant une ou plusieurs relations mathématiques paramétrées, lesquelles permettent de décrire mathématiquement au mieux l'évolution conjointe de h et de θ . Dans ce cas les FPT permettent d'estimer les paramètres de ces relations. Les modèles du second sous-ensemble sont en revanche basés sur des hypothèses reliant la distribution de taille et l'arrangement des particules élémentaires à la géométrie des pores. Dans ce cas, les modèles peuvent le plus souvent être assimilés à des FPT puisqu'ils intègrent dans leur expression mathématique des caractéristiques de la constitution du sol.

Suivant les études, les FPT ont nécessité, pour leur établissement, un nombre d'horizons très variable, mais aussi d'origine et de nature très différentes. De telles différences ont des conséquences importantes sur le mode d'utilisation et sur la qualité des estimations que l'on obtient avec les FPT. Plusieurs auteurs ont d'ailleurs cherché ces dernières années à évaluer l'efficacité d'un certain nombre de FPT en les utilisant pour des sols provenant des Etats-Unis ou d'Allemagne. Les résultats montrent de grandes disparités dans la qualité des estimations. Enfin, face à la complexité sans cesse croissante des FPT, cette analyse bibliographique montre qu'il est possible d'améliorer et de simplifier l'estimation des propriétés de rétention en faisant appel à des critères pédologiques pour établir des règles de stratification préalablement à l'établissement de FPT.

Mots clés

Rétention en eau, fonction de pédotransfert, modèle, granulométrie, matière organique, densité apparente, pédogenèse, stratification statistique.

SUMMARY

Intensive agriculture and related practices such as irrigation, fertilisation and pesticide treatments increase the need for a better knowledge of both water and solute flow in the soils, and consequently for the hydraulic properties of the soils. These properties are difficult to measure both in the field or laboratory and very time consuming. Therefore tools are needed in order to estimate water properties using easily measured soil characteristics. One main estimation method is referred to as pedotransfer function (PTF) (Bouma and van Lanen, 1987) and received considerable attention in the literature especially for estimating water retention properties. This paper reviews the different types of pedotransfer functions which were established for predicting the water retention properties.

Two main approaches can be distinguished. The first predicts individual points of the water retention curve using soil characteristics such as particle size distribution, bulk density, organic matter content. The earliest studies predicted few potential values (e.g. Petersen et al., 1968; Renger, 1971; Hall et al., 1977) (Tables 2, 3 and 6) but more recent studies predicted the water content at 12 potential values ($-15000 \cdot h \cdot -40 \text{ hPa}$) (Gupta and Larson, 1979; Rawls et al., 1982) (Table 4 and figure 1).

The second approach assumes that all retention curves fit a unique mathematical model. The models which were published aim at describing mathematically $h(\theta)$ as well as possible either without any mechanistic assumption about the relationships between the soil constitution, pore-size distribution and water retention process (e.g. Brooks and Corey, 1964; Campbell, 1974; Van Genuchten, 1980) (Figure 2), or with such mechanistic assumptions (Arya and Paris, 1981; Haverkamp and Parlange, 1986; Tyler and Wheatcraft, 1989; Assouline et al., 1998). For the former, PTFs were established between the parameters of the model and soil characteristics (Table 5). For the latter, most models used soil characteristics such as the particle-size distribution and pore-size distribution in the mathematical expression and consequently can be considered as PTF.

PTFs were established on sets of horizons which highly differed in both number and composition (Table 1). The water retention properties were often measured on undisturbed samples but sometimes on both air dried and sieved samples. For example, the PTFs of Gupta and Larson (1979) which were widely used, were established with 43 samples of soil-sediment mixtures using 13 soil materials and a dredged sediment from USA. The PTFs used also varying numbers and types of soil characteristics as predictors (Table 1). The simplest PTFs used one or two particle size classes as predictors (Renger, 1971; Saxton et al., 1986; Bruand et al., 1996) and the most complex PTFs included in addition to these characteristics others which are related to soil structure and to one or two measured water content values (Rawls et al., 1982, models II and III).

Several studies compared the validity of various PTFs on data sets from USA (Williams et al., 1992 and Kern, 1995) and Germany (Tietje and Tapkenhinrichs, 1993). These studies showed highly variable results. Consequently, the use and the validity of a given PTF should not be considered as general.

Finally, this paper also shows that the current tendency is to establish more and more complex PTFs (Rawls and Brakensiek, 1985; Wösten et al., 1995) but their validity remains questionable. Others studies showed that it should be possible to improve the validity of PTFs not by making complex them but by first stratifying the soil data sets using pedological criteria and by second establishing PTFs on the stratified data sets (Renger, 1971; Bruand, 1990)

Key-words

Water retention property, pedotransfer function, model, bulk density, organic matter, particle-size distribution, stratification.

RESUMEN

CONTENIDO TOTAL EN ELEMENTOS TRAZA EN LOS SUELOS AGRÍCOLAS DE SEINE-ET-MARNE - FRANCIA

Palabras claves

La montée en puissance des préoccupations en matière de gestion de la ressource en eau, aussi bien en ce qui concerne les aspects quantitatifs (irrigation, recharge de nappe, etc) que qualitatifs (entraînement de nitrates, pesticides, etc), est à l'origine d'une demande sans cesse croissante de connaissances, en particulier des propriétés des sols vis-à-vis de l'eau.

Les propriétés de rétention en eau ont fait l'objet d'un très grand nombre d'études durant ces dernières décennies. Ces propriétés étant difficiles à mesurer en raison des exigences en terme de date de prélèvement, de conservation des échantillons et de lourdeur des protocoles de mesure, des études ont très tôt eu pour objet l'établissement de relations permettant de les estimer à partir de caractéristiques du sol plus aisément accessibles. Ces relations, ou fonctions de pédotransfert comme on les nomme depuis quelques années, constituent en fait, comme nous le verrons, un ensemble hétérogène d'outils d'estimation des propriétés des sols et notamment des propriétés de rétention en eau des sols.

Historiquement, ce sont Bouma et van Lanen (1987) qui introduisent pour la première fois le terme de « fonction de transfert » (transfer function) comme correspondant à une expression mathématique reliant des caractéristiques du sol (composition granulométrique, Da, CO ou MO, etc) à une propriété ou à un comportement du sol (rétention en eau, conductivité hydraulique, etc). Le terme « fonction de pédotransfert », qui souligne le fait qu'il s'agit d'une fonction de transfert de l'information appliquée au sol, n'apparaît qu'un peu plus récemment (Bouma, 1989) et se généralise suite au col-

loque organisé en 1989 à Riverside (Van Genuchten et Leij, 1992). Si l'on s'en tient à ces définitions, de nombreuses études, menées dans les années 70 et 80 et ayant eu pour objectif l'établissement de relations entre la teneur en eau à des valeurs particulières de potentiel matriciel, constituent autant d'études ayant abouti à l'établissement de fonctions de pédotransfert.

Compte tenu de l'abondance de la littérature concernant l'estimation des propriétés de rétention en eau des sols et de l'importance qu'il y a à les connaître, il apparaît aujourd'hui nécessaire de mener une analyse bibliographique. Celle-ci a pour objectif de faire le point sur ce que représentent les fonctions de pédotransfert et dans quelles mesures elles permettent d'estimer les propriétés de rétention en eau. Cette analyse bibliographique tentera aussi de dégager les voies de recherche prometteuses pour améliorer la qualité de l'estimation des propriétés de rétention en eau. Enfin, précisons que l'analyse concernera les études ayant eu pour objectif l'estimation des propriétés de rétention en eau, qu'il y soit ou non fait explicitement mention de fonction de pédotransfert.

Après avoir abordé la nature des échantillons de sol étudiés pour établir des fonctions de pédotransfert, nous présenterons les travaux qui ont pour objectif l'estimation de la teneur en eau à des valeurs particulières de potentiel matriciel. Nous présenterons ensuite des travaux plus récents qui cherchent, cette fois, à estimer l'ensemble de la courbe donnant l'évolution de la teneur en eau en fonction du potentiel. Enfin, nous tenterons de dégager les avantages qu'il y a à procéder à une stratification avant l'établissement de fonctions de pédotransfert et

quelle est la validité des fonctions de pédotransfert proposées jusqu'alors.

CARACTERISTIQUES DES ENSEMBLES D'HORIZONS ETUDIÉS

Pour établir des fonctions de pédotransfert (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. Or, suivant les études, le nombre d'horizons utilisés pour établir des FPT ainsi que la nature de ces horizons sont très variables.

Effectif des ensembles de sols étudiés

La gamme de variation du nombre de sols est effectivement très large (Tableau 1). Ainsi, Gupta et Larson (1979), dont les FPT sont fréquemment citées, les ont établies à partir de 130 horizons de surface mélangés à d'autres matériaux (43 horizons artificiels au total). Rawls et al. (1982), quant à eux, en utilisent plus de 2500 pour des FPT de forme mathématique semblable à celles de Gupta et Larson (1979). Généralement, les études portent sur un nombre d'horizons variant entre 150 et 200 (e.g. Oosterveld et Chang, 1980; Vereecken et al., 1989; Wösten et Van Genuchten, 1988; Rajkai et al., 1996). Parmi les autres FPT les plus citées dans la littérature, celles établies par Cosby et al. (1984) le sont à partir d'un jeu de données proche de celui utilisé par Rawls et al. (1982) et celles de Saxton et al. (1986) le sont à partir d'une gamme de compositions granulométriques théorique (44 couples de teneurs en sable et en argile) représentative du jeu de données utilisé par Rawls et al. (1982). En revanche, De Jong et al. (1983) établissent leurs FPT à partir de seulement 64 horizons appartenant à 32 sols.

La tendance actuelle est à l'établissement de FPT à partir d'un nombre croissant d'horizons en regroupant les données acquises par différentes équipes, voire par différents pays. C'est ce qui est en cours en Europe avec la création de la base de données de propriétés hydrauliques, Hypres (propriétés de rétention et de conductivité) d'horizons de sols (Daroussin et King, 1997; Lilly, 1997a et b). C'est aussi le cas de la zone intertropicale pour laquelle un ensemble de données a été récemment regroupé pour établir des FPT (Van den Berg et al., 1997).

Caractère remanié des échantillons

Le caractère remanié ou non remanié des échantillons utilisés pour les déterminations varie aussi suivant les études (Tableau 1). Si les premières études portent toutes sur des échantillons séchés à l'air et tamisés à 2 mm (e.g. Jamison, 1956; Box et Taylor, 1962; Combeau et Quantin, 1963; Hill et Sumner, 1967),

très tôt ce sont aussi des échantillons non remaniés qui sont caractérisés (Salter et Williams, 1965 et Salter et al., 1966). Ainsi, Petersen et al. (1968a) mesurent θ_{330} (teneur en eau à -330 hPa) à partir d'échantillons non remaniés (cylindres d'environ 5 cm³) et θ_{15000} (teneur en eau à -15000 hPa, considérée comme celle correspondant au point de flétrissement) à partir d'échantillons perturbés (tamisés à 2 mm). Gupta et Larson (1979) utilisent encore des échantillons remaniés, issus de mélanges en proportions variables de sédiments dragués et d'échantillons de sols. Dans ce dernier cas, l'objectif était de caractériser le comportement de matériaux issus de ces mélanges en vue d'une utilisation comme support de culture. Rawls et al. (1982), quant à eux, utilisent les résultats disponibles dans une base de données concernant les sols de 32 états des Etats-Unis sans que le caractère remanié ou non des échantillons soit indiqué. Néanmoins, depuis ces travaux, les études publiées n'utilisent plus généralement que des résultats obtenus à partir d'échantillons non remaniés. (Tableau 1).

En France, l'étude des propriétés de rétention en eau a longtemps été effectuée à partir d'échantillons séchés et tamisés à 2 mm (Bonneau, 1961; Gras, 1962; Dancette et Maertens, 1974; Chiaverini et Gras, 1977). C'est le cas pour la plupart des déterminations ayant conduit à la synthèse effectuée par Jamagne et al. (1977) à partir des travaux du Service de la Carte de l'Aisne. Or, on sait maintenant que les propriétés de rétention en eau ainsi déterminées ne peuvent être directement reliées à celles des horizons dont sont issus les échantillons. La distorsion introduite par le séchage et le tamisage est en effet très variable selon les sols et la valeur de h (Unger, 1975; Bruand et al., 1996). C'est pourquoi, suite aux travaux de Jamagne et al. (1970) et de Tessier et Pedro (1984), l'utilisation d'échantillons non remaniés conservés à la teneur en eau lors du prélèvement (proche de la capacité au champ) s'est aussi développée en France durant les dix dernières années.

Ainsi, malgré l'incertitude sur la nature précise des échantillons analysés dans un certain nombre d'études très utilisées ces dernières années, il apparaît clairement que l'utilisation d'échantillons non remaniés s'est aujourd'hui très largement généralisée.

Origine et nature des sols

La plupart des études ont porté sur des sols du continent nord-américain (e.g. Petersen et al., 1968a et b; Gupta et Larson, 1979; Oosterveld et Chang, 1980; Rawls et al., 1982; Puckett et al., 1985) (Tableau 1). En Europe, les premières études ont essentiellement concerné les sols du Royaume Uni (Salter et Williams, 1965; Salter et al., 1966; Hall et al., 1977; Thomasson et Carter, 1992) et d'Allemagne (Renger, 1971). Par la suite, les études se sont généralisées aux autres pays du Nord de l'Europe : Belgique (Vereecken et al., 1989), Pays-Bas (Wösten et van Genuchten, 1988; Wösten et al., 1995), à

Tableau 1 - Caractéristiques des ensembles d'horizons utilisés pour établir les FPT les plus connues.
Table 1 - Characteristics of the sets of horizons which were used for establishing the most known PTFs.

Auteurs	nombre d'horizons	origine des sols	état des échantillons	Sa (g 100g ⁻¹)	Li (g 100g ⁻¹)	Ar (g 100g ⁻¹)	MO (g 100g ⁻¹)	Da (g 100g ⁻¹)	Eg
Petersen et al. (1988a)	1267	E.U.	remanié / non remanié	4-92,5	5,4-88,7	2,1-58,8	0,12-1,221	1,42-1,61	14,2-42,1
Petersen et al. (1988b)	401	E.U.	remanié / non remanié	17,1-24,4	55,7-64,4	16,1-21,2	0,12-1,641	1,33-1,73	7,1-45,7
Renger (1971)	450	D	non remanié	n.p.	n.p.	0-71	0-14	n.p.	n.p.
Hall et al. (1977)	825	G.B.	non remanié	n.p.	n.p.	2-90	n.p.	0,6-1,8	n.p.
Gupta et Larson (1979)	43	E.U.	remanié	5-98	1-72	0-65	0-23	0,74-1,74	n.p.
Rawls et al. (1982)	2541	E.U.	n.p.	0,1-99	0-93	0,1-94	0,1-12,5	0,1-2,09	n.p.
De Jong et al. (1983)	64	CAN	remanié	11-81	11-57	8-66	0,14-6,71	n.p.	n.p.
Cosby et al. (1984)	1448	E.U.	n.p.	6-92	7-70	0-60	n.p.	n.p.	n.p.
Puckett et al. (1985)	42	E.U.	non remanié	35-89	7-36	1-42	n.p.	1,47-1,86	n.p.
Rawls et Brakensiek (1985)	n.p.	E.U.	n.p.	5-70	n.p.	5-60	n.p.	1,33-1,48	n.p.
Saxton et al. (1986)	0	-	-	5-95	n.p.	5-60	n.p.	n.p.	n.p.
Vereecken et al. (1989)	182	B	non remanié	5-97	0-80	0-54	0-6,61	1,04-1,83	n.p.

n.p. : non précisé
1 CO (g 100g⁻¹)

la différence de ce qui s'est produit pour les pays du Sud de l'Europe où les études sont restées beaucoup plus limitées.

Les sols de la zone intertropicale ont aussi été peu étudiés. Néanmoins, dès 1963, Combeau et Quantin établissent des FPT pour des sols ferrallitiques de République Centrafricaine. Par la suite, Aina et Periaswamy (1985) et Dijkerman (1988) proposent des FPT pour respectivement des sols ferrallitiques du Nigéria et du Sierra-Leone. Dans ces mêmes années, des fonctions de pédotransfert ont aussi été établies pour les sols d'Afrique du Sud (Hutson, 1984 et Schulze et al., 1985 cités par Leenhardt, 1995). Beaucoup plus récemment, Van den Berg et al. (1997) ont établi des FPT à partir d'un ensemble de sols provenant d'Amérique du Sud, d'Afrique et d'Asie du sud-est.

En France, on ne dispose pas d'étude à l'échelle des sols du territoire national. En effet, non seulement, un nombre réduit d'études a eu pour objectif d'établir des FPT mais même dans le cas de celles réalisées par Jamagne et al. (1977) et plus récemment par Bruand et al. (1996), les sols étudiés concernent soit une région, soit une gamme restreinte de composition granulométrique.

ESTIMATION PONCTUELLE DE LA TENEUR EN EAU

De nombreuses FPT sont proposées dans la littérature. Elles peuvent être regroupées en deux ensembles suivant que l'on estime ponctuellement ou de façon continue les quantités d'eau retenues en fonction du potentiel matriciel (h). Dans le premier cas, les FPT permettent d'estimer la teneur en eau en fonction de caractéristiques des sols (granulométrie, teneur en matière organique, densité apparente, etc) à des valeurs particulières de potentiel matriciel (Husz, 1967; Petersen et al., 1968a et b; Renger, 1971; Gupta et Larson, 1979; Rawls et al., 1982; Puckett et al., 1985).

Valeurs de potentiel matriciel

Les premiers travaux concernent l'évaluation directe de la réserve en eau utile des sols (Lund, 1959; Salter et al., 1966). Petersen et al. (1968a) s'appliquent ensuite à estimer la teneur en eau de sols de Pennsylvanie pour deux valeurs particu-

lières de potentiel (θ_{330} et θ_{15000}) qui sont utilisées pour calculer la réserve en eau utile.

Par la suite, avec les progrès réalisés dans le domaine de la modélisation des transferts d'eau et de solutés dans les sols, il est devenu nécessaire de connaître avec davantage de précision l'évolution de θ en fonction de h et d'élargir le domaine de h étudié, en particulier aux valeurs de h proches de 0 (saturation). On assiste alors à un accroissement du nombre de valeurs de h pour lesquelles la teneur en eau peut être estimée à l'aide de FPT. Ainsi, Gupta et Larson (1979), puis Rawls et al. (1982), proposent des FPT pour estimer les teneurs en eau de sols des Etats-Unis à 12 valeurs de h qui varient de -40 à -15 000 hPa, dont cinq de -40 à -330 hPa.

L'analyse des études récentes révèle un certain manque d'intérêt pour les travaux ayant pour objectif une estimation de θ à des valeurs ponctuelles de h . Il semble que les efforts se soient concentrés, ainsi que nous le verrons plus loin, sur l'estimation des paramètres de modèles de courbe permettant de décrire de façon continue les variations de θ en fonction de h .

Caractéristiques des sols prises en compte et part de variabilité expliquée

De nombreux auteurs (e.g. Tsuji et al., 1975; Hall et al., 1977) considèrent que les principales caractéristiques du sol qui affectent les propriétés de rétention en eau sont la nature des constituants (taille et minéralogie des constituants minéraux, proportion et nature des constituants organiques) et leur mode d'assemblage (type et degré de développement de la structure). La température intervient également mais dans les faits, elle n'est généralement pas prise en compte puisqu'elle est considérée comme étant constante au cours des analyses en laboratoire (Hall et al., 1977; Hopmans et Dane, 1985). Les caractéristiques du sol liées au mode d'assemblage qui viennent d'être évoquées ne sont pas facilement mesurables et donc difficilement utilisables pour l'établissement de FPT et leur utilisation ultérieure. Par conséquent, les principales caractéristiques du sol utilisées pour estimer les teneurs en eau sont le plus souvent la composition granulométrique, la teneur en carbone organique ou en matière organique et la densité apparente.

Premières études

Salter et Williams (1965) et Salter et al. (1966) 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 de sols britanniques. Après analyse par régression, ces auteurs proposent la FPT suivante :

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

avec RU, réserve en eau utile (inch per foot). Petersen et al. (1968a) 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 qui explique le plus de variabilité pour θ_{330} alors que pour θ_{15000} , c'est Ar qui explique le maximum de variabilité.

Par la suite, le nombre de valeurs de potentiel matriciel pour lesquelles la teneur en eau pouvait être estimée à l'aide de FPT a rapidement augmenté. Des FPT sont ainsi établies en Allemagne pour $h = 0, -65, -300$ et $-15\,000$ hPa (Renger, 1971). D'autres sont ensuite proposées pour $h = -50, -100, -400, -2\,000$ et $-15\,000$ hPa par le Soil Survey Anglais (Hall et al., 1977). Les variables explicatives prises en compte par Hall et al. (1977) à l'issue d'une analyse par régression multiple sont Ar, Li (fraction 2-60 mm, en Grande-Bretagne la limite limon-sable est à 60 mm et non pas 50 mm, comme dans le système international) CO et Da. Les résultats obtenus sont différents de ceux de Petersen et al. (1968b) puisque cette fois (Tableaux 2 et 3), c'est Ar qui explique le maximum de variabilité quelle que soit la valeur de h . La proportion de variabilité expliquée par Ar augmente lorsque h diminue. Si CO explique entre 10 et 20 % de la variabilité totale pour les horizons de surface, ce n'est pas le cas pour les horizons de sub-surface puisqu'elle n'a même pas été prise en compte dans les régressions multiples. La densité apparente, quant à elle, n'explique qu'une faible, voire très faible, proportion de la variabilité totale. Enfin, on relève que la part de variabilité expliquée par l'ensemble des variables prises en compte croît lorsque h décroît, alors que c'est l'inverse pour Petersen et al. (1968b). Elle passe de 69 % pour $h = -50$ hPa à 73 % pour $h = -15\,000$ hPa dans le cas des horizons de surface, et de 68 % à 83 % pour la même variation de potentiel matriciel, dans le cas des horizons de sub-surface (Tableaux 2 et 3). Quant à la part de variabilité non expliquée par les variables prises en compte, elle est attribuée par Hall et al. (1977) à des difficultés d'ordre méthodologique et à la variabilité introduite par l'emploi de différents types d'échantillons (cylindres et mottes) pour caractériser un même horizon.

FPT de Gupta-Larson et de Rawls

Gupta et Larson (1979) et Rawls et al. (1982) accroissent encore le nombre de valeurs de h pour lesquelles θ peut être estimée à l'aide de FPT. Ils proposent ainsi des FPT pour douze valeurs de h variant de -40 à -15 000 hPa (Tableau 4). Comme pour les travaux antérieurs, les FPT ont été établies à la suite d'analyses par régression multiple. Les FPT établies par Gupta et Larson (1979) sont de la forme :

$$q = b \text{ Sa} + c \text{ Li} + d \text{ Ar} + e \text{ MO} + f \text{ Da} \quad [2]$$

Quant aux fonctions établies par Rawls et al. (1982) (modèle I), elles sont de la forme :

$$q = a + b \text{ Sa} + c \text{ Li} + d \text{ Ar} + e \text{ MO} + f \text{ Da} \quad [3]$$

Tableau 2 - Coefficients (a, b, b', c, d, e et f) et étroitesse (r^2) des FPT établies par Petersen et al. (1968) et Hall et al. (1977).Table 2 - Regression coefficients (a, b, b', c, d, e and f) and coefficient of determination (r^2) which were used by Petersen et al. (1968)

Auteurs	Type d'horizon	Coefficient ¹	Potentiel matriciel (hPa)					
			-50	-100	-330	-400	-2000	-15 000
Petersen et al. (1968)	horizons A	b			0,288			0,296
		c			0,242			0,17
		d			0,206			0,18
		e			-0,432			-0,261
		r^2			0,34			0,2
	horizons B	b			0,189			0,622
		c			0,213			
		d						0,224
		e			-0,552			
		f			-0,245			
		r^2			0,48			0,41
	horizons C	b						0,775
		e			-0,89			
		f			-0,513			
r^2				0,83			0,6	
Hall et al. (1977)	horizons A	a	47	37,47		26,66	8,7	2,94
		b	0,25	0,32		0,36	0,45	0,83
		b'						-0,0054
		c	0,1	0,12		0,12	0,11	
		d	1,12	1,15		1	1,03	
		e	-16,52	-1,25		-7,64		
		r^2	0,69	0,7	0,7	0,74	0,73	
horizons E, B et C	a	37,2	27,87		20,81	7,57	1,48	
	b	0,35	0,41		0,45	0,48	0,84	
	b'						-0,0054	
	c	0,12	0,15		0,13	0,11		
	e	-11,73	-8,32		-5,96			
	r^2	0,68	0,74		0,77	0,79	0,83	

$$1 q = a + (b Ar) + (b' Ar^2) + (c Li) + (d CO) + (e Da) + (f Eg)$$

et présentent donc une ordonnée à l'origine non nulle à la différence de celles établies par Gupta et Larson (1979). Par ailleurs, Rawls et al. (1982) contrairement à Gupta et Larson (1979) ne font apparaître dans les équations de régression que les caractéristiques de constitution qui améliorent significativement l'estimation de q (Tableau 4). Ainsi, Li n'est pris en compte que pour $-10^4 \cdot h \cdot -10^3$ hPa. De même, Sa et Da n'interviennent que pour respectivement $-600 \cdot h \cdot -40$ hPa et $-70 \cdot h \cdot -40$ hPa. Il est donc difficile de comparer l'évolution

des valeurs des coefficients de régression de Gupta et Larson (1979) et de Rawls et al. (1982) en fonction des valeurs de h (Tableau 4) (Figure 1). Toutefois, il est intéressant de remarquer que pour Rawls et al. (1982), Sa est corrélée négativement à q, alors que ce n'est pas le cas pour Gupta et Larson (1979). Pour ces derniers, Li intervient pour toutes les valeurs de h alors que pour Rawls et al. (1982) (modèle I), il est seulement pris en compte pour les faibles valeurs de $h \cdot -10^4 \cdot h < -10^3$ hPa). Enfin, Da est corrélée négativement à θ

Tableau 3 - Variabilité expliquée par les caractéristiques utilisées par Hall et al. (1977) pour établir des FPT.

Table 3 - Variance explained for by soil characteristics which were used by Hall et al. (1977).

Type d'horizon	Caractéristiques	Variabilité expliquée (%) au potentiel matriciel (hPa) de :				
		-50	-100	-400	-2000	-15 000
horizons A	Ar (g 100g ⁻¹)	35	41	50	62	65
	Li (g 100g ⁻¹)	6	6	5	1	1
	CO (g 100g ⁻¹)	22	19	14	5	6
	Da	6	4	1	1	1
	Ar, Li, CO et Da	69	70	70	69	73
horizons E, B et C	Ar (g 100g ⁻¹)	58	66	71	74	80
	Li (g 100g ⁻¹)	6	6	4	3	2
	Da	4	2	2	2	1
	Ar, Li et Da	68	74	77	79	83

Figure 1 - Valeurs des coefficients des FPT proposées par (a) : Gupta et Larson (1979) et (b) : Rawls et al. (1982) (modèle I).

Figure 1 - Regression coefficients of the PTFs of Gupta and Larson (1979) PTFs (a) and Rawls et al. (1982) PTFs (model I) (b).

AU SCANNER

Tableau 4 - Coefficients (a, b, c, d, e, f, g et h) et étroitesse (r^2) des FPT établies par régression multiple par Gupta et Larson (1979) et Rawls et al. (1982).
 Table 4 - Regression coefficients (a, b, c, d, e, f, g and h) and coefficient of determination (r^2) which were used by Gupta and Larson (1979) and Rawls et al. (1982) for establishing their PTFs.

Auteurs	Coefficient ¹	Potentiel matriciel (hPa)											
		-40	-70	-100	-200	-330	-600	-1000	-2000	-4000	-7000	-10000	-15000
Gupta et Larson (1979)	10^3 b	7,053	5,678	5,018	3,89	3,075	2,181	1,563	0,932	0,483	0,214	0,076	-0,059
	10^3 c	10,242	9,228	8,548	7,066	5,886	4,557	3,62	2,643	1,943	1,538	1,334	1,142
	10^3 d	10,107	9,135	8,833	8,408	8,039	7,557	7,154	6,636	6,128	5,908	5,802	5,766
	10^3 e	6333	6,103	4,966	2,817	2,208	2,191	2,388	2,717	2,925	2,865	2,653	2,228
	10^3 f	-321,2	-296,6	-242,3	-187,8	-143,4	-92,76	-57,59	-22,14	-2,04	15,3	21,45	26,71
	r^2	0,9	0,92	0,92	0,93	0,93	0,93	0,93	0,94	0,93	0,91	0,9	0,9
Rawls et al. (1982)	10^3 a	789,9	713,5	411,8	312,1	257,6	206,5	34,9	28,1	23,8	21,6	20,5	26
	10^3 b	-3,7	-3	-3	-2,4	-2	-1,6						
	10^3 c							1,4	1,1	0,8	0,6	0,5	
	10^3 d		1,7	2,3	3,2	3,6	4	5,5	5,4	5,2	5	4,9	5
	10^3 e	10		31,17	31,4	29,9	27,5	25,1	20	19	16,7	15,4	15,8
	10^3 f	-131,5	-169,3										
	r^2	0,34	0,55	0,66	0,74	0,76	0,76	0,76	0,65	0,7	0,65	0,65	0,64
Modèle II	10^3 a	627,5	482,9	410,3	300	239,1	181,4	141,7	98,6	64,9	42,9	30,9	
	10^3 b	-4,1	-3,5	3,1	-2,4	-1,9	-1,5	-1,2	0,9	-0,6	-0,4	-0,3	
	10^3 e	23,9	-10,7	26	23,5	21	17,8	15,1	11,6	8,5	6,2	4,9	
	10^3 h	-80	250	410	610	720	800	850	900	930	940	950	
	r^2	0,32	0,55	0,65	0,79	0,85	0,88	0,92	0,94	0,96	0,96	0,98	
	10^3 a	182,9	888,8	61,9	31,9		13,6	-3,4	-4,3	-3,8	-2,7	-1,9	
	10^3 b		-0,3	-0,2	-0,2								
	10^3 e	-24,6	-10,7	-6,7				2,2	2,6	2,6	2,4	2,2	
	10^3 f	-37,6					-9,1						
	10^3 g	1890	1530	1340	1010		660	520	360	240	160	110	
	10^3 h	-1380	-810	-510	-60		390	540	690	790	860	890	
	r^2	0,59	0,82	0,9	0,98		0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	

1 : $\theta = a + (b Sa) + (c Li) + (d Ar) + (e MO) + (f Da) + (g \theta_{330}) + (h \theta_{1500})$

dans les équations établies par Gupta et Larson (1979) pour $-4.103 \cdot h \cdot -40$ hPa, alors qu'elle l'est positivement pour $-15.103 \cdot h \cdot -7.103$ hPa. La proportion de variabilité expliquée par les équations de régression établies par Gupta et Larson (1979) est dans tous les cas supérieure à 90 % mais le nombre d'échantillons (mélanges de sédiments et de sols) n'était que de 43. Pour les équations établies par Rawls et al. (1982) (modèle I), la proportion de variabilité varie de 34 à 76 % mais l'analyse avait porté sur plus de 2500 échantillons de sol.

Pour accroître la proportion de variabilité expliquée, Rawls et al. (1982) analysent l'amélioration obtenue en prenant en compte θ_{15000} (modèle II), puis à la fois θ_{15000} et θ_{330} (modèle III) comme variables explicatives supplémentaires. Les teneurs en eau θ_{15000} et θ_{330} sont calculées à l'aide de la fonction de Brooks et Corey (1964) après l'ajustement de celle-ci sur les valeurs mesurées. L'influence de la variable explicative θ_{15000} augmente lorsque h décroît et c'est l'inverse qui se produit avec θ_{330} lorsque celle-ci est aussi prise en compte. Lorsque les auteurs prennent en compte θ_{15000} , puis à la fois θ_{15000} et θ_{330} , la proportion de variabilité expliquée augmente. Cette démarche avait déjà été suivie par Petersen et al. (1968a) qui avaient pris en compte θ_{330} pour estimer la RU. La proportion de variabilité expliquée comprise initialement entre 17 et 68 %, passait de 58 à 87 % lorsque θ_{330} était intégrée aux équations.

FPT de Puckett

Plus récemment, Puckett et al. (1985) ont développé des FPT pour dix valeurs de h ($-15000 \cdot h \cdot 0$ hPa). Les teneurs en eau correspondant aux valeurs de h sélectionnées sont issues d'un lissage des valeurs mesurées à l'aide de la fonction de Van Genuchten (1978). Ce lissage a non seulement permis de rendre plus cohérent le jeu de données mais aussi d'extrapoler ou d'interpoler des valeurs q (h) non mesurées. Les équations de régression établies pour $h = 0$ et -10 hPa sont de la forme :

$$\theta = a Da + b \phi + c \quad [4]$$

et se distinguent de celles établies pour $-15000 \cdot h \cdot -50$ hPa :

$$\theta = d Sa^1 + e Sa + f Ar + g \quad [5]$$

puisque les caractéristiques prises en compte sont effectivement totalement différentes dans l'un et l'autre cas. Puckett et al. (1985) n'utilisent pas de caractéristiques liées à la composition granulométrique des sols pour $h < -10$ hPa, parce qu'elles n'auraient selon ces auteurs que peu d'influence sur θ aux valeurs élevées de h . L'utilisation simultanée de Da et ϕ est toutefois redondante puisque ϕ a été calculée par Puckett et al.

1 la fraction Saf correspond dans ce cas aux particules de taille comprise entre 0,25 et 1,06 mm.

(1985) à partir de Da . La part de variabilité expliquée par ces deux variables est de 79 %. En revanche, pour $h < -10$ hPa, les FPT (relation [5]) utilisent uniquement des caractéristiques liées à la composition granulométrique. Sa est corrélée négativement à θ et l'influence de Sa et Saf sur θ décroît avec h , alors que celle-ci croît pour Ar . La part de variabilité expliquée par l'ensemble de ces caractéristiques de composition des sols dépasse 92 %. Malgré cette proportion élevée de variabilité expliquée, surtout pour $-15000 \cdot h \cdot -50$ hPa, les FPT développées par Puckett et al. (1985) sont sans doute difficilement extrapolables à d'autres types de sols, puisqu'elles ont été établies à partir de sols qui ont une même origine pédologique (Luvisols développés à partir de sédiments de plaine côtière) et n'intègrent par conséquent qu'une très faible variabilité.

ESTIMATION CONTINUE DE LA TENEUR EN EAU

Les modèles utilisés pour décrire la courbe θ [h], appartiennent essentiellement à deux ensembles. Ils sont basés soit sur des fonctions mathématiques qui visent à décrire de la façon la plus fiable possible l'évolution de θ en fonction de h , soit sur des hypothèses de distribution de taille et de mode d'assemblage des particules élémentaires et leurs conséquences sur la géométrie des pores.

Modèles de courbes à fondement mathématique

Dans ce premier ensemble, les FPT permettent d'estimer les paramètres du modèle mathématique retenu, lequel est choisi parmi les modèles proposés pour décrire de façon continue la distribution des valeurs de θ en fonction de h (e.g. Brooks et Corey, 1964 ; Campbell, 1974 ; Van Genuchten, 1980). Il faut noter que, au sein de cet ensemble, les modèles de courbes peuvent combiner des relations différentes suivant les domaines de potentiel considérés (De Jong et al., 1983 ; Saxton et al., 1986).

Si les relations proposées dans la littérature ont pour objectif de décrire de la façon la plus fiable possible l'évolution de θ en fonction de h , les variations de θ en fonction de h peuvent être très différentes selon la texture et la structure des sols. Les modèles mathématiques doivent par conséquent être suffisamment « souples » pour s'adapter à des distributions de points qui peuvent notablement varier, comme c'est le cas entre un sol argileux et un sol sableux. La présentation qui suit se limite aux seuls modèles ayant donné lieu au développement de FPT.

Modèle de Brooks et Corey

Brooks et Corey (1964) proposent une équation qui prend une forme différente selon le domaine de valeur de h

Figure 2 - Représentation schématique des différents modèles de courbes utilisés.

Figure 2 - Schematic representation of mathematical models used to describe the water retention curve.

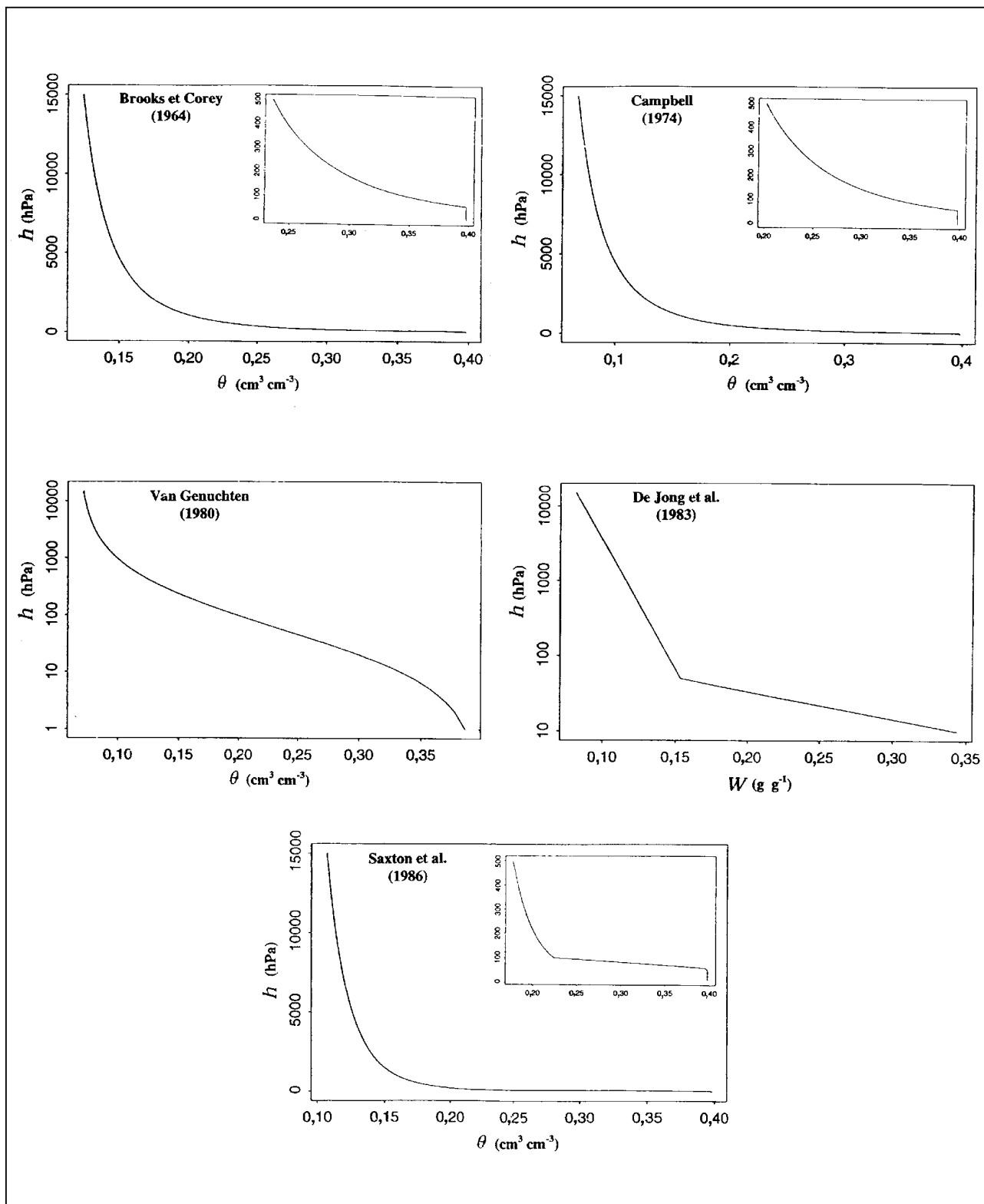


Tableau 5 - FPT associées aux paramètres de fonctions mathématiques représentatives de la courbe $q(h)$

Table 5 - Parameter equations of mathematical models which were used for describing the water retention curve.

AU SCANNER

(Figure 2). L'équation proposée est de la forme :

$$(\theta - \theta_r)/(\theta_s - \theta_r) = (h_a/h)^l \text{ pour } h_a/h < 1 \quad [6]$$

$$(\theta - \theta_r)/(\theta_s - \theta_r) = 1 \text{ pour } h_a/h \geq 1 \quad [7]$$

avec λ , index de distribution de la taille des pores (grandeur sans dimension) et h_a (potentiel au point d'entrée d'air) variant généralement de 15 à 80 hPa (Rawls et Brakensiek, 1985). La valeur moyenne de l varie, selon la texture, de 0,70 pour les sols sableux à 0,15 pour les sols limono-argileux selon Rawls et Brakensiek (1985). Pour faciliter l'écriture de cette équation, les auteurs utilisent fréquemment :

$$(\theta - \theta_r)/(\theta_s - \theta_r) = S_e \quad [8]$$

S_e , étant la saturation effective.

Ce modèle de courbe présente par conséquent une discontinuité de pente pour $h = h_a$. Pour $h > h_a$, c'est-à-dire pour un domaine de potentiel fréquemment proche de la saturation, q est constant et égal à q_s . Pour $h < h_a$, q varie suivant une loi de puissance qui est fonction de la distribution de la taille des pores et dont est censé rendre compte l . Cette rupture pour $h = h_a$ est rendue nécessaire pour que θ demeure inférieur à q_s . Notons que cette représentation continue de θ [h] ne rend pas compte de l'existence d'un point d'inflexion comme il est généralement observé sur les courbes déterminées au laboratoire.

Rawls et Brakensiek (1985) ont établi des FPT portant sur les paramètres h_a , λ et θ_r de la fonction proposée par Brooks et Corey (1964). Pour les trois paramètres, les FPT reposent sur les caractéristiques S_a , A_r et ϕ et prennent une forme exponentielle pour les paramètres h_a et l . L'utilisation de ces FPT demeure lourde puisque, pour un même paramètre, les caractéristiques S_a , A_r et ϕ apparaissent à plusieurs reprises et sont élevées à des puissances différentes (Tableau 5).

Modèle de Campbell

Sur la base des travaux de Gardner et al. (1970), Campbell (1974) propose une fonction puissance du même type que celle de Brooks et Corey (1964) (Figure 2) :

$$\theta = \theta_s (h/h_a)^{-1/b} \quad [9]$$

avec h et h_a exprimés initialement en bar et b , un paramètre empirique.

L'équation proposée par Campbell (1974) présente les mêmes inconvénients que celle de Brooks et Corey (1964) puisque l'on observe aussi une rupture de pente lorsque $h = h_a$. En outre, l'équation de Campbell (1974) ne fait pas apparaître le terme θ_r , ce qui limite d'autant plus la flexibilité de ce modèle.

Cosby et al. (1984) ont établi des FPT pour les paramètres h_s , θ_s et b de la fonction puissance de Campbell (1974) avec h_s , potentiel matriciel à saturation qui est équivalent à h_a . Les paramètres h_s , q_s et b sont reliés aux seules caractéristiques

granulométriques (A_r , L_i et S_a) à l'aide de FPT (Tableau 5). La teneur en eau à saturation a été déterminée pour chaque échantillon en utilisant D_a et $\rho_s = 2,65 \text{ g cm}^{-3}$. Quant à h_s et b , ils ont été ajustés à partir des résultats expérimentaux et de l'équation [9]. Les valeurs calculées de ces paramètres, à partir de plus de 1400 échantillons provenant des Etats-Unis, ont été distribuées suivant les 11 classes de texture de l'USDA. Elles ont ensuite été moyennées pour chaque classe de texture. Les FPT déterminées par régression simple à partir des 11 valeurs moyennes de chacun des paramètres montrent que le paramètre b est étroitement corrélé à A_r ($r^2 = 0,97$), tandis que les paramètres h_s et q_s sont corrélés de façon moins étroite à S_a , puisque r^2 prend respectivement les valeurs de 0,81 et 0,77. L'utilisation d'une deuxième caractéristique de composition granulométrique dans le cas de l'établissement de FPT par régression multiple n'apporte que très peu d'amélioration à l'estimation des relations pour h_s et q_s et aucune pour le paramètre b .

Modèle de van Genuchten

Pour permettre une meilleure description de l'évolution conjointe de θ et de h à proximité de la saturation, d'autres fonctions continues et dérivables sur l'ensemble du domaine de potentiel matriciel ont été proposées. Nous pouvons distinguer quatre grands groupes de fonctions : des fonctions exponentielles (Rogowski, 1971 ; Farrell et Larson, 1972), des fonctions puissances (van Genuchten, 1980), des fonctions en cosinus hyperbolique (King, 1965) et des fonctions erreurs (Laliberte, 1969).

Ces quatre groupes de modèles présentent des aptitudes à rendre compte des valeurs observées de θ et de h similaires (van Genuchten et Nielsen, 1985). Le choix de l'un de ces modèles pour l'établissement de FPT a alors reposé essentiellement sur la simplicité de son expression analytique et sur sa capacité à donner des expressions analytiques dérivées, utilisées dans le cas de l'estimation de la conductivité hydraulique par les modèles de Burdine (1953) et Mualem (1976). Le modèle proposé par van Genuchten (1980) est celui qui répond le mieux à ces exigences (Figure 2) :

$$(\theta - \theta_r)/(\theta_s - \theta_r) = (1 + \alpha h)^{-m} \quad [10]$$

avec h et a (considéré comme égal à $1/h_a$) exprimés initialement en cm et cm^{-1} . Ce sont les paramètres θ_s , θ_r , α et n (m est déterminé par l'intermédiaire de n ou fixé à 1) qui ont donné lieu au développement de FPT.

La forme analytique de ce modèle est relativement simple, aisément dérivable et elle permet de mieux rendre compte de l'existence du point d'inflexion sur les courbes q [h] et des changements de pente autour de celui-ci.

Vereecken et al (1989) ont établi des FPT pour les paramètres θ_s , θ_r , α et n d'une équation que l'on assimile à une forme réduite de l'équation proposée par van Genuchten

(1980), mais qui initialement a été proposée par Brutsaert (1966) et Endelmann et al. (1974) :

$$(\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) = (1 + \alpha h)^n \quad [11]$$

Les FPT ont été établies par régression multiple avec Da, CO, Ar et Sa (Tableau 5).

On remarque que l'étroitesse des relations est la plus élevée pour θ_s et la plus faible pour n. A ce sujet, Vereecken et al. (1989) montrent que seule l'expression qui décrit les variations de q_s répond au critère de signification imposé par son test de non-ajustement. Ceci peut sans doute s'expliquer par le fait que parmi les paramètres estimés par Vereecken et al. (1989), θ_s est le seul paramètre qui ait un sens physique incontestable.

Plus récemment, Wösten et al. (1995) ont établi d'autres FPT pour le modèle de Van Genuchten (1980) mais cette fois, à partir de sols de texture uniquement sableuse. Les auteurs ont tenu compte de la restriction qui permet de lier les paramètres m et n de telle façon que $m = 1-1/n$ (Mualem, 1976). Le caractère sableux des sols étudiés a aussi conduit Wösten et al. (1995) à utiliser des restrictions supplémentaires en posant $\alpha > 0$ et $n > 1$, et à mener l'analyse par régression multiple non plus sur α et n, mais sur $\ln(\alpha)$ et $\ln(n-1)$. De plus, θ_r a été fixée à 0,01. Les FPT ont donc porté sur les paramètres α , n et θ_s . Les caractéristiques utilisées par Wösten et al. (1995) pour établir leurs FPT sont (Ar + Li), la taille médiane des particules (M50), MO ainsi que Da et une variable booléenne de stratification : horizon de surface (HS) ou de sub-surface (HSS). La forme mathématique des FPT ainsi établies est complexe puisque, comme pour celles établies par Rawls et Brakensiek (1985), les paramètres dépendent à plusieurs reprises de la même caractéristique, celle-ci étant élevée à des puissances différentes. Ainsi, par exemple, α est corrélé négativement à Da et $1/Da$ et positivement au carré de Da. Comme dans le cas de Vereecken et al. (1989), θ_s est le paramètre pour lequel la relation est la plus étroite. En effet, les caractéristiques prises en compte expliquent 71 % de la variabilité de q_s , alors que celles prises en compte pour n et α n'expliquent respectivement que 63 et 53 % de variabilité.

Modèle de De Jong

De Jong et al. (1983) ont proposé un modèle composé de deux segments de droite qui possèdent la même forme mathématique mais en revanche des paramètres différents. Ces deux segments de droite doivent permettre de décrire les variations de W pour $-10.10^5 < h < -50$ hPa. Les équations des deux segments de droite sont de la forme (Figure 2) :

$$W = a + b_1 [\log(h) - t] \text{ pour } h \cdot 10_t \quad [12]$$

$$W = a + b_2 [\log(h) - t] \text{ pour } h > 10_t \quad [13]$$

avec h exprimé initialement en bar.

Les deux segments de droite proposés par De Jong et al. (1983) pour calculer W [h] se joignent pour une valeur de h qui est fonction de la teneur en argile des sols :

$$t = -1,12 + 0,029 Ar \quad [14]$$

Cette valeur de h, prise comme positive dans le calcul de W, varie de -200 hPa pour les textures grossières à -1200 hPa pour les textures fines. Le paramètre t est aussi utilisé pour déterminer W. Les paramètres a, b_1 et b_2 , sont reliés à Ar, Li et CO à l'aide de FPT (Tableau 5).

Modèle de Saxton

Saxton et al. (1986), arguant du fait qu'il est impossible de décrire la distribution des valeurs de θ [h] des sols par l'emploi d'un unique formalisme pour un domaine de potentiel matriciel allant de la saturation au point de flétrissement, ont subdivisé le domaine de potentiel matriciel en trois domaines. Pour $h_a \cdot h < 0$ (h_a variant en fonction de la composition granulométrique), Saxton et al. (1986) considèrent que $\theta = \theta_s$. Pour -100 hPa $\cdot h \cdot h_a$, q est donnée par la relation suivante (Figure 2) :

$$\theta = [((100 - h) (\theta_s - \theta_{100})) / (100 - h_a)] + \theta_{100} \quad [15]$$

Enfin pour $-15.10^3 \cdot h \cdot -100$ hPa, la teneur en eau varie suivant une loi de puissance :

$$\theta = (h/A)^{1/B} \quad [16]$$

L'établissement de FPT a porté, d'une part, sur les paramètres q_{100} , h_a et q_s de la relation [15] pour -100 hPa $\cdot h < h_a$ et, d'autre part, sur les paramètres A et B de la relation [16] pour $-15.10^3 \cdot h \cdot -100$ hPa (Saxton et al., 1986). Par ailleurs, l'estimation de θ_s permet de déterminer θ pour $h > h_a$ puisque dans ce domaine de h, $\theta = \theta_s$.

Les caractéristiques utilisées par Saxton et al. (1986) pour établir les FPT n'ont trait qu'à la composition granulométrique des sols : Sa et Ar (Tableau 5). L'étroitesse des relations entre le paramètre A et les caractéristiques Sa et Ar, et le paramètre B et ces mêmes caractéristiques est très élevée ($r^2 = 0,99$). Néanmoins, cette étroitesse des relations n'est pas indépendante de la démarche adoptée par Saxton et al. (1986) pour constituer le jeu de données nécessaire à l'élaboration de leurs FPT. En effet, les teneurs en eau ne sont pas mesurées mais calculées à partir des équations de régression établies par Rawls et al. (1982) pour dix valeurs de potentiel en fixant une teneur en matière organique égale à 0,66 % et en n'utilisant que 44 couples de teneur en sable et argile, qui sont de surcroît des cas théoriques, les teneurs en sable et en argile étant incrémentées de 10 en 10 %. Il en va de même pour θ_{100} qui dépend de A et B. Quant aux FPT définies pour θ_s et h_a qui dépendent respectivement de Sa et Ar et de θ_s , Saxton et al. (1986) font appel pour q_s aux travaux de Strait et al. (1979) et pour h_a aux travaux de Rawls et al. (1982). L'étroitesse des relations établies par Saxton et al. (1986)

est par conséquent à interpréter avec beaucoup de prudence.

Modèles de courbe à fondement physique

Dans ce deuxième ensemble, les modèles de courbe établis peuvent être le plus souvent assimilés à une FPT puisque l'expression analytique utilise directement des caractéristiques de constitution du sol.

Modèle de Arya et Paris

Arya et Paris (1981) proposent une méthode pour établir $\theta[h]$ à partir d'une distribution de taille de particules en n classes. Selon ces auteurs, il s'agit d'associer à un ensemble de particules donné, un ensemble de pores, puis d'utiliser un modèle capillaire pour déterminer les propriétés de rétention en eau. Le principe employé pour calculer une distribution de taille de pores est de considérer que plus les particules sont fines, plus leur empilement ménage des vides de petite taille. A chacune des n classes de taille est associée un unique pore cylindrique (n pores au total). La classe de particules de rayon R_i est censé être constituée de particules sphériques dont on peut déterminer le nombre n_i . Le pore cylindrique associé est supposé être formé par les particules de rayon R_i juxtaposées, d'où sa longueur :

$$l_i = n_i \cdot 2 R_i \alpha \quad [17]$$

avec α paramètre exprimant la tortuosité des pores, égal à 1 pour un pore rectiligne et supérieur à 1 pour une géométrie dite naturelle. Pour déterminer le rayon r_i de ce pore, les auteurs sup-

posent que l'indice des vides e (grandeur sans dimension donnant les volumes relatifs des vides et des particules solides) est le même pour chaque classe de particules et qu'il est égal à celui de l'échantillon tout entier, le calcul donne alors :

$$r_i = R_i [4 e n_i^{(1-\alpha)/6}]^{1/2} \quad [18]$$

La teneur en eau pour chaque classe de particules est déterminée grâce au volume poral (V_{pi}) considéré comme saturé en eau et au volume total ($\theta_i = V_{pi} / V_t$). La valeur du potentiel matriciel est, quant à elle, obtenue à partir de l'équation de capillarité de Laplace :

$$h_i = (2 \gamma \cos\theta_i) / (\rho_{eau} g r_i) \quad [19]$$

Le paramètre α est un paramètre empirique déterminé à partir des données expérimentales et par ajustement à partir des données calculées. Sa valeur moyenne, d'après Arya et Paris (1981) est égale à 1,38. Ce modèle capillaire se compose donc d'un ensemble de n tubes capillaires indépendants associés à n particules sphériques, qui permet de calculer n couples de valeurs (θ, h). Ce modèle « physico-empirique » est en lui-même une FPT, puisqu'il permet d'associer à des caractéristiques de composition granulométrique, des propriétés de rétention en eau des sols. Les résultats sont jugés satisfaisants par Arya et Paris (1981) pour des sols non gonflants et en négligeant les phénomènes d'hystérésis.

Modèle de Haverkamp et Parlange

Haverkamp et Parlange (1986) agissent de même en asso-

	Coefficients ¹	Potentiel matriciel (hPa)			
		0	-65	-300	-15 000
compacité ² > 1,75	a	30	18	12	3
	b	0,26	0,4	0,45	0,67
	b'				-0,022
	c	0,05	0,12	0,14	0,02
	r ²	0,5	0,69	0,71	0,72
1,40 < compacité < 1,75	a	39	19	12,5	3
	b	0,27	0,5	0,57	0,67
	b'				-0,022
	c	0,03	0,12	0,14	0,02
	r ²	0,52	0,67	0,69	0,72
compacité < 1,40	a	50	27	20	3
	b	0,25	0,48	0,52	0,67
	b'				-0,022
	c	0,02	0,08	0,08	0,02
	r ²	0,49	0,77	0,81	0,72

Tableau 6 - Valeurs des coefficients obtenues par régression multiple à différentes valeurs de potentiel matriciel et en fonction de la compacité (Renger, 1971).
Table 6 - Regression coefficients according to the packing density classes of Renger (1971).

1 : $\theta = a + (b Ar) + (b' Ar^2) + (c Li)$

2 compacité = $Da + (0,009 Ar)$

çant à une fonction cumulée de distribution de taille de particules $F(d)$ une fonction cumulée de distribution de taille de pores $f(R)$. L'hypothèse est que d , diamètre des particules est relié à R , rayon des pores, par une constante de proportionnalité (γ) qui caractérise l'assemblage structural des particules :

$$d = \gamma R \quad [20]$$

Les paramètres λ et h_a de l'expression proposée par Brooks et Corey (1964) sont ensuite exprimés à partir de $F(d)$ et de Da . Le paramètre θ_s de cette même expression est, quant à lui déterminé expérimentalement (θ_r est supposé égal à 0). Ces paramètres, une fois estimés, permettent de calculer $\theta[h]$ des sols. Dans le cas des travaux de Haverkamp et Parlange (1986), les sols traités sont des sols sableux ne contenant pas de matière organique.

Modèle de Tyler et Wheatcraft

Tyler et Wheatcraft (1989) se sont appliqués à représenter la tortuosité des pores (paramètre a proposé par Arya et Paris, 1981) à partir de l'agencement d'un ensemble de particules de distribution fractale. Le paramètre a n'est plus dans ce cas déterminé de façon empirique (Arya et Paris, 1981), mais possède une dimension fractale (D) qui dépend de la géométrie de l'assemblage des particules. Comme pour Arya et Paris (1981) c'est un modèle de type capillaire qui permet l'estimation des propriétés de rétention $\theta[h]$ des sols à partir de l'équation de Laplace. La tentative d'amélioration des relations réalisée ultérieurement (Tyler et Wheatcraft, 1992) reste néanmoins de portée très limitée.

Modèle d'Assouline

Plus récemment, Assouline et al. (1998) ont établi une expression mathématique de la courbe de rétention en eau en partant de l'hypothèse que le sol est caractérisé par une distribution uniforme de particules et d'agrégats. Contrairement aux modèles précédents (Arya et Paris, 1981 ; Haverkamp et Parlange, 1986), cette distribution uniforme de particules et d'agrégats est rapportée à un volume qui varie suivant l'état hydrique du sol. Les auteurs précisent, en outre, que l'approche développée pour l'évolution de θ en dessiccation, peut aussi s'appliquer pour l'humectation en prenant en compte les phénomènes d'hystérésis. Le modèle proposé, qui adopte à l'instar des précédents l'équation de capillarité, est de type fonction puissance :

$$\theta = (\theta - \theta_{15000}) [1 - \exp[-\zeta (h^{-1} - h_{15000}^{-1})^\eta]] + \theta_{15000}$$

$$\text{pour } h_{15000} \cdot h < 0 \quad [21]$$

Celui-ci ne peut pas être assimilé comme les précédents à une FPT. Il possède en effet deux paramètres de calage (ζ et h) qui n'ont pas encore donné lieu à l'établissement de FPT. Les sols qui ont permis d'évaluer l'aptitude du modèle à rendre compte de l'évolution de $\theta[h]$ provenaient du jeu de données publiée par

Mualem (1974) (cité par Assouline et al., 1998) et de différentes régions de France. Bien que ne possédant que deux paramètres de calage, le modèle permet d'aboutir à de meilleurs ajustements que ceux obtenus avec le modèle de Van Genuchten (1980).

APPORT D'UNE STRATIFICATION A L'ETABLISSEMENT DE FPT

Préalablement à l'établissement de FPT, de nombreux auteurs ont constitué des sous-ensembles d'horizons et procédé de la sorte à une stratification au sens statistique du terme sans pour autant que celle-ci soit le plus souvent explicite.

Stratification en fonction de la texture

Dès les premières études, des auteurs procèdent à une stratification par texture. Ainsi, Petersen et al. (1968a) établissent des FPT pour chaque classe de texture du triangle utilisé par l'USDA aux Etats-Unis. Ils montrent que Da explique la plus grande part de variabilité pour θ_{330} à l'exception de la classe Sablo-limoneux pour laquelle c'est Sa . En revanche, pour θ_{15000} , c'est Ar qui explique le maximum de variabilité, excepté pour la classe Limono-argileux pour laquelle c'est Da . Sa et Li ont davantage de poids dans l'estimation de 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) où Da est la variable explicative qui domine.

En introduisant une limite de teneur en argile et en ne considérant que les sols pour lesquels Ar ($30 \text{ g } 100\text{g}^{-1}$, Bruand et al. (1997) montrent qu'il est possible d'établir des FPT qui n'utilisent que $1/Da$ comme caractéristique du sol, Da étant mesurée en conditions proches de la capacité au champ.

Wösten et al. (1995) prennent en compte des critères de stratification liés à la texture pour établir deux types de FPT : des FPT par classe et des FPT continues. Alors que les FPT continues mettent en relation de façon continue les propriétés du sol avec certaines de ses caractéristiques (il s'agit par conséquent des FPT telles qu'elles ont été définies jusqu'alors dans le texte), les FPT par classe consistent à faire correspondre une propriété moyenne du sol à une classe, en l'occurrence ici une classe de texture. A cette stratification par classe de texture, Wösten et al. (1995) ajoutent des critères de stratification « horizons de surface » (horizons A) et « horizons de sub-surface » (horizons B ou C). Sur la base de cette stratification en 36 classes (18 classes de texture et deux types d'horizons), ils font correspondre à chacune d'elles, une courbe $\theta[h]$ moyenne.

Stratification en fonction de la compacité

Renger (1971) établit des FPT après stratification en fonc-

tion de la compacité (Tableau 6).

La compacité 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 θ pour $h = 0, -65, -300$ et -15000 hPa. En stratifiant en fonction de la compacité, Renger (1971) tient en fait compte de la nature des particules élémentaires (composition granulométrique) et de leur mode d'assemblage (structure).

Stratification en fonction de la profondeur

Après avoir établi des FPT pour chaque classe de texture, Petersen et al. (1968b) analysent les propriétés de rétention en eau des horizons limoneux à limono-argileux. Ils subdivisent cet ensemble d'horizons en distinguant les horizons A, B et C. Puis au sein des horizons A, ils distinguent ceux qui sont cultivés de ceux qui ne le sont pas et au sein des horizons B, ils distinguent différents horizons selon le degré de développement de la structure. Petersen et al. (1968b) montrent que l'étroitesse des relations établissant θ_{330} ou θ_{15000} est d'autant plus grande que l'horizon est profond (Tableau 2).

En effet, pour θ_{330} et θ_{15000} , les valeurs de r^2 passent respectivement de 0,34 à 0,83 et de 0,20 à 0,60. Cette augmentation de r^2 s'accompagne de surcroît d'une diminution du nombre de variables prises en compte (Tableau 2). On remarque, d'autre part, que CO n'est pas seulement utilisé pour évaluer θ_{330} et θ_{15000} pour les horizons de surface (A) mais aussi pour évaluer θ_{15000} pour les horizons B. En revanche, Petersen et al. (1968b) ne présentent aucun résultat permettant d'apprécier l'amélioration de l'estimation de θ_{330} ou θ_{15000} , lorsqu'ils procèdent à cette stratification par type d'horizon.

De la même manière, Hall et al. (1977) distinguent un premier ensemble regroupant les horizons de surface (horizons A) et un second regroupant les horizons de sub-surface (horizons B pour la plupart). Ces deux ensembles ont donné lieu à l'établissement de deux séries de FPT définies pour cinq valeurs de h (Tableau 2). A la différence de Petersen et al. (1968b), Hall et al. (1977) ne prennent pas en compte CO dans les FPT des horizons de sub-surface. En revanche, les caractéristiques Ar, Li et Da sont prises en compte pour les horizons de surface et de sub-surface, et les coefficients de chacune d'elles sont proches pour les deux types d'horizons (Tableau 2). Par ailleurs, les r^2 attribués aux FPT établies pour les horizons de surface et de sub-surface sont sensiblement identiques aux valeurs élevées de h (Tableau 2). Comme dans le cas de Petersen et al. (1968b), Hall et al. (1977) ne présentent pas de résultats sans stratification, qui permettraient ainsi d'apprécier l'évolution de l'étroitesse des relations lorsqu'ils procèdent effectivement à cette stratification par type d'horizon.

De Jong et al. (1983), qui ont proposé un modèle composé de deux segments de droite pour représenter $\theta [h]$ et dont les paramètres ont donné lieu à l'établissement de FPT, ont aussi classé leurs échantillons suivant des critères de profondeur (horizons de surface et de sub-surface) et de mode d'occupation (sols cultivés ou pas). Bien que ces auteurs calculent les paramètres d'ajustement de leur modèle pour chacun de ces cas, ils n'en tiennent plus compte lors de l'établissement des FPT.

Stratification en fonction de critères pédologiques

Dans toutes ces études, l'apport d'une stratification préalable à l'établissement des FPT ne peut être discuté puisque les résultats sans stratification ne sont pas présentés. En revanche, sur la base de la distinction introduite par Jamagne et al. (1977) en fonction de l'origine de l'argile (héritage de la roche mère ou illuviation), Bruand (1990) compare les résultats obtenus avec ou sans stratification pour des horizons B argileux ($Ar \cdot 30 \text{ g } 100\text{g}^{-1}$). Le critère de stratification repose alors sur l'origine pédologique (matériau parental et pédogenèse) des horizons étudiés. Les résultats obtenus montrent alors très clairement 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) mais aussi que des FPT peuvent être établies avec des caractéristiques plus faciles d'accès après stratification pédologique.

Arrouays et Jamagne (1993) mesurent in situ W à la capacité au champ et W_{15000} au laboratoire pour des sols limoneux du Sud-Ouest de la France développés à partir d'un même matériau parental. Ces auteurs montrent que des FPT peuvent être établies avec la seule caractéristique Ar pour W_{15000} et les caractéristiques Ar, Lif et MO pour W à la capacité au champ.

Ces études montrent qu'il devrait être possible de définir sur la base de critères pédologiques, des règles de stratification permettant d'aboutir à des FPT simples d'utilisation car ne faisant appel qu'à un nombre restreint de caractéristiques faciles d'accès. Bien évidemment, dans ce cas, les FPT ainsi établies ne seraient utilisables que pour des sols satisfaisant aux mêmes critères pédologiques que ceux utilisés pour les établir.

VALIDATION DES FPT

Plusieurs auteurs (e.g. Williams et al., 1992; Tietje et Tapkenhinrichs, 1993; Kern, 1995) ont cherché récemment à évaluer l'efficacité d'un certain nombre de FPT. Cette évaluation des FPT a essentiellement porté sur leur capacité à

estimer avec plus ou moins de justesse les teneurs en eau mesurées pour un échantillon test d'horizons de sols.

Validation effectuée par Williams

Williams et al. (1992) ont, tout d'abord, comparé l'efficacité de FPT faisant appel aux seules caractéristiques de constitution des sols (Gupta et Larson, 1979; Rawls et al., 1982 et 1983) avec d'autres qui tiennent compte de valeurs de teneur en eau à des valeurs de potentiel matriciel particulières (Rawls et al., 1982; Ahuja et al., 1985; Gregson et al., 1987). L'étude porte sur les teneurs en eau des sols pour $h = -100, -330, -600, -1000$ et -15000 hPa et le critère utilisé pour comparer les FPT est l'erreur moyenne (EM) et l'écart-type (SD) associé à EM. A partir d'un échantillon test composé de 366 horizons de sols provenant de l'Oklahoma (Etats-Unis), Williams et al. (1992) montrent que les méthodes d'estimation rendent mieux compte des valeurs mesurées lorsqu'elles utilisent une ou deux valeurs connues de teneur en eau et en l'occurrence ici, θ_{330} et θ_{15000} . En effet, les valeurs de EM associées aux trois niveaux de régression (modèles I, II et III) proposés par Rawls et al. (1982) diminuent lorsque l'on passe du modèle I qui n'utilise pas θ_{330} et θ_{15000} au modèle III qui utilise θ_{330} et θ_{15000} . Ainsi pour θ_{100} , EM varie de $-0,029 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ avec le modèle I à $-0,013 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ avec le modèle III. Il en va de même pour la dispersion des points : l'écart-type (SD) associé à EM varie pour θ_{100} de $0,058 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ avec le modèle I à $0,028 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ avec le modèle III.

Validation effectuée par Tietje et Tapkenhinrichs

Tietje et Tapkenhinrichs (1993) comparent un nombre élevé de FPT. L'étude porte sur des FPT permettant d'estimer ponctuellement θ à différentes valeurs de h (Husz, 1967; Renger, 1971; Gupta et Larson, 1979; Rawls et al., 1982 et Puckett et al., 1985) et sur des FPT correspondant aux paramètres de fonctions mathématiques (Pachepsky et al., 1982; De Jong et al., 1983; Cosby et al., 1984; Rawls et Brakensiek, 1985; Nicolaeva et al., 1986; Saxton et al., 1986; Vereecken et al., 1989). Tietje et Tapkenhinrichs (1993) intègrent aussi à leur évaluation des FPT des méthodes d'estimation de rétention en eau des sols basées sur la distribution de taille de particules et de porosités (Arya et Paris, 1981; Tyler et Wheatcraft, 1989).

L'échantillon test de validation provient de sols d'Allemagne (Basse-Saxe). Il comporte d'une part, 1079 horizons de sols renseignés pour quatre valeurs de potentiel matriciel ($-1, -60, -300$ et -15000 hPa) et d'autre part, 37 horizons de sols renseignés pour neuf valeurs de potentiel matriciel ($-2, -10, -20, -50, -100, -330, -1000, -3000, -15000$ hPa). Dans un premier temps, Tietje et Tapkenhinrichs (1993) testent l'applicabilité des FPT vis-à-vis de l'échantillon test, sans que soit explicité le critère d'évaluation. Pour comparer les teneurs en eau estimées à partir des FPT et les teneurs en eau mesurées,

Tietje et Tapkenhinrichs (1993) utilisent un outil statistique adapté à l'ensemble des FPT comparées. Ainsi, ils calculent pour chaque FPT la différence moyenne (DM) entre les teneurs en eau estimées et mesurées à l'aide d'une intégrale dont l'intervalle d'intégration s'étend généralement de -1 hPa à -15000 hPa. Cette intégrale correspond à l'aire qui sépare les courbes de rétention en eau estimées et mesurées. Tietje et Tapkenhinrichs (1993) calculent de la même manière la racine carrée de la différence moyenne (RMSD) qui est indicatrice du biais entre les estimations et les mesures.

Estimation ponctuelle de la teneur en eau

En ce qui concerne les FPT proposées par Rawls et al. (1982), les conclusions de Tietje et Tapkenhinrichs (1993) sont sensiblement différentes de celles présentées par Williams et al. (1992). En effet, les FPT de Rawls et al. (1982) conduisent à des valeurs de θ fréquemment aberrantes dès lors que la teneur en sable est élevée puisque l'on enregistre alors souvent $\theta_{100} > \theta_{40}$ et $\theta_{15000} > \theta_{10000}$. Par ailleurs, θ_{40} est surestimée de façon systématique alors que c'est le contraire, mais dans une moindre mesure, pour les teneurs en eau aux faibles valeurs de h . Enfin l'utilisation de la caractéristique θ_{15000} dans le modèle II et de θ_{15000} et θ_{330} dans le modèle III (Rawls et al., 1982), n'améliore pas l'estimation de θ_{40} . De façon générale, les résultats obtenus par Tietje et Tapkenhinrichs (1993) montrent que le modèle III améliore l'estimation des teneurs en eau par rapport au modèle I (DM (modèle III) = $0,0039 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ et DM (modèle I) = $-0,006 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$), par contre ce n'est pas le cas pour le modèle II (DM = $0,0164 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$).

Les FPT proposées par Gupta et Larson (1979) présentent le même type de limite que celles de Rawls et al. (1982) puisqu'elles surestiment θ et conduisent fréquemment à des valeurs aberrantes quelle que soit la composition granulométrique et non plus uniquement pour les horizons de texture sableuse.

Les FPT proposées par Puckett et al. (1985) ne peuvent s'appliquer qu'aux seuls sols sableux ($Sa > 35 \text{ g } 100\text{g}^{-1}$) compte tenu du type de sols utilisé pour leur élaboration. Lorsque l'estimation de θ s'effectue sur des sols dont les caractéristiques de composition ne correspondent pas à la gamme de variation de celles des sols utilisés par Puckett et al. (1985), les FPT sous-estiment θ aussi bien à proximité de la saturation qu'aux faibles valeurs de h . A l'inverse, pour les caractéristiques des sols correspondant à celles des sols échantillonnés par Puckett et al. (1985), l'estimation est de bonne qualité comme en attestent les valeurs DM ($-0,028 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) et RMSD ($0,056 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$).

Les FPT proposées par Renger (1971) permettent de calculer θ pour 4 valeurs de potentiel matriciel ($0, -65, -300, -15000$ hPa) et conduisent à une estimation satisfaisante pour l'ensemble des horizons testé (DM = $0,011 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ et RMSD

= $0,058 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$). Il est intéressant de noter que les FPT établies par Renger (1971) l'ont été à partir d'horizons de sols provenant d'Allemagne, comme l'échantillon test utilisé par Tietje et Tapkenhinrichs (1993).

Estimation continue de la teneur en eau

Les FPT permettant d'estimer les paramètres d'une fonction continue décrivant θ [h], notamment celles proposées par Rawls et Brakensiek (1985) et Vereecken et al. (1989) conduisent à une bonne estimation de θ pour l'ensemble de l'échantillon test. Toutefois, θ calculé à partir des FPT de Rawls et Brakensiek (1985) est généralement sous-estimé par rapport à celle mesuré et plus particulièrement pour les horizons à teneur en matière organique élevée. Les FPT proposées par Vereecken et al. (1989) sont considérées par Tietje et Tapkenhinrichs (1993) comme étant le meilleur outil d'estimation de θ parmi les 13 FPT comparées. En effet, elle peuvent s'appliquer à l'ensemble de l'échantillon test, y compris aux horizons de sols à teneur élevée en matière organique. Notons néanmoins que la différence entre les θ calculées par les FPT de Vereecken et al. (1989) et les θ mesurées ne sont élevées que lorsque les horizons de sols possèdent une Da faible. Rappelons aussi que les sols utilisés par Vereecken et al. (1989) pour élaborer leurs FPT proviennent de sols de Belgique alors que ceux utilisés par Rawls et Brakensiek (1985) proviennent des Etats-Unis. La meilleure estimation des teneurs en eau par les FPT de Vereecken et al. (1989) par rapport à celles proposées par Rawls et Brakensiek (1985) est sans doute en partie induite par des sols utilisés par ces premiers, qui se rapprochent de ceux utilisés par Tietje et Tapkenhinrichs (1993). Quant aux FPT proposées par De Jong et al. (1983) et Saxton et al. (1986), elles s'avèrent peu adaptées à l'échantillon test utilisé par Tietje et Tapkenhinrichs (1993). Les FPT proposées par De Jong et al. (1983) qui ont été élaborées pour $-105 < h < -50$ hPa, sont en effet mal adaptées au domaine de potentiel matriciel étudié par Tietje et Tapkenhinrichs (1993) ($-15000 < h < -1$ hPa). Par ailleurs, leur utilisation est soumise à caution du fait du peu d'étroitesse des relations entre les paramètres de l'équation et les variables explicatives comme en témoignent les r^2 ($0,4 < r^2 < 0,8$). Quant aux FPT proposées par Saxton et al. (1986), elles sous-estiment θ , en particulier pour les horizons A à teneur élevée en MO.

Validation effectuée par Kern

Kern (1995) teste l'efficacité de six FPT qui lui sont apparues comme étant les plus citées dans la littérature (Gupta et Larson, 1979; Rawls et al., 1982; De Jong et al., 1983; Cosby et al., 1984; Saxton et al., 1986 et Vereecken et al., 1989) et s'intéresse à θ pour des valeurs de h à -100, -330 et -15000 hPa. Rappelons que les FPT comparées n'utilisent pas toutes les mêmes caractéristiques du sol. L'échantillon test utilisé par

Kern (1995) provient des bases de données de l'USDA et il est de taille variable aux trois valeurs de potentiel ($n = 3666$ pour $h = -100$ hPa, $n = 23642$ pour $h = -330$ hPa et $n = 23333$ pour $h = -15000$ hPa). Le critère utilisé pour comparer les FPT est l'erreur moyenne (EM) et l'écart-type (SD) associé à EM.

Pour θ_{100} , SD le plus élevé et EM la plus faible sont associés à la FPT proposée par De Jong et al. (1983). Les FPT proposées par Vereecken et al. (1989), Saxton et al. (1986) et Rawls et al. (1982) conduisent à des EM faibles et des SD très proches les uns des autres. Les FPT proposées par Gupta et Larson (1979) et Cosby et al. (1984) conduisent, quant à elles, aux EM les plus élevées, mais les valeurs de SD sont proches de celles obtenues avec les trois précédentes FPT. Kern (1995) 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, Kern (1995) indique que θ_{100} calculée est, quelle que soit la FPT utilisée, surestimée par rapport à θ_{100} mesurée dès lors que $\theta < 0,1 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$.

Pour θ_{330} , les plus faibles valeurs de EM sont enregistrées avec les FPT proposées par Vereecken et al. (1989) et Rawls et al. (1982). Par ailleurs, on remarque sur les graphiques présentés par Kern (1995) que l'utilisation de la FPT de Cosby et al. (1984) fait apparaître une limite maximale pour θ_{330} (seuil proche de $0,4 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$). Ceci est sans doute lié au fait que cette FPT impose comme limite supérieure $q_s = 0,46 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$. A partir des graphiques présentés par Kern (1995), on remarque aussi que la distribution des points obtenus pour θ_{330} avec la FPT de De Jong et al. (1983) montre une rupture de pente autour de $\theta = 0,2 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, ce qui est sans doute une conséquence de l'existence de deux segments de droite dans le modèle utilisé.

Enfin, pour θ_{15000} , c'est la FPT de Cosby et al. (1984) qui conduit aux plus faibles valeurs de EM et SD. Les FPT proposées par Rawls et al. (1982) et Saxton et al. (1986) possèdent des EM et SD similaires, ce qui est vraisemblablement lié à l'origine commune des données utilisées pour établir leurs FPT. La FPT proposée par Saxton et al. (1986) apparaît néanmoins plus précise que celle de Rawls et al. (1982) pour $\theta < 0,24 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ mais celle-ci a tendance à surestimer θ_{15000} pour $\theta > 0,24 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ alors que ce n'est pas le cas avec celle proposée par Rawls et al. (1982). Selon Kern (1995), cette différence serait due à la prise en compte de la caractéristique MO par Rawls et al. (1982). 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 surestimation des valeurs de θ . Quant à la FPT de De Jong et al. (1983), elle a tendance à sous-estimer les valeurs de θ alors que celle proposée par Gupta et Larson (1979) a une nette tendance à les surestimer.

CONCLUSION

Pour estimer les propriétés de rétention en eau, la tendance actuelle consiste à établir des fonctions de pédotransfert pour les paramètres d'ajustement de modèles mathématiques de courbe θ [h]. Les FPT ainsi obtenues sont des relations dont l'étroitesse reste faible bien que le plus souvent, ce soient quatre ou cinq caractéristiques du sol qui interviennent. A ce propos, il est intéressant de relever que les FPT les plus étroites sont celles qui relient les paramètres ayant un sens physique aux caractéristiques de constitution des sols. C'est le cas dans le modèle de courbe de Van Genuchten (1980) pour q_s et dans une moindre mesure pour q_r . Pour les autres paramètres de ce modèle, comme a et n , la part de variabilité expliquée demeure faible même lorsque l'on augmente le nombre de caractéristiques prises en compte ou que l'on diversifie la façon dont elles sont prises en compte (expression élevée au carré ou au cube, inverse, etc).

On peut alors s'interroger sur le devenir de ces approches qui consistent à développer des FPT pour les paramètres de modèles de courbe en privilégiant la « flexibilité » du formalisme mathématique mais qui n'ont en revanche pas ou peu de fondements physiques.

En l'absence de formalisme reposant sur des bases physiques, il pourrait être préférable de développer des FPT pour estimer θ à des valeurs particulières de h et, dans un second temps, d'ajuster un modèle de courbe sur les couples de valeur (h , q) ainsi estimés. Cette façon de procéder permettrait de prendre en compte, suivant les valeurs de h , différentes caractéristiques du sol car elles n'ont effectivement pas toutes la même importance en fonction de h .

Une autre façon de procéder consisterait, préalablement à l'établissement de FPT, à réduire la variabilité de l'ensemble d'horizons par une stratification appropriée. Deux possibilités sont alors envisageables : soit on détermine une propriété moyenne pour chaque sous-ensemble ainsi défini, et l'on établit des « class pedotransfer functions », soit on détermine des FPT au sein de chaque sous-ensemble. Si une stratification par texture améliore incontestablement l'étroitesse des FPT, il n'en reste pas moins évident qu'elle demeure insuffisante pour aboutir, pour un sol donné, à une estimation nettement plus précise que lorsque l'on ne procède pas à une telle stratification. En revanche, une stratification par la densité apparente ou la compacité apparaît plus prometteuse bien qu'elle ait encore été peu pratiquée. En effet, les FPT obtenues très tôt par Renger (1971) après stratification en fonction de la compacité, ainsi que celles obtenues par Bruand et al. (1997) en fonction de D_a le montrent bien. Cela s'expliquerait par le fait que D_a ou la compacité rend compte à la fois de variation de taille des particules élémentaires (composition granulométrique) et de leur mode d'assemblage (structure).

Leenhardt (1991) a aussi montré, dans le cadre d'une approche spatiale du bilan hydrique, que les teneurs en eau mesurées à différents potentiels pour des horizons de surfa-

ce d'un secteur situé en plaine Languedocienne présentaient une variabilité comparable à celle des critères pédologiques de classification du milieu utilisés pour des cartographies à 1/10000 et 1/25000. La prise en compte de tels critères pour définir des ensembles de sols, permettrait de contraindre de façon importante la variabilité des propriétés de rétention en eau et ainsi conduire, comme l'a montré Bruand (1990), à l'établissement de FPT à l'aide de caractéristiques aisément accessibles.

A l'issue de cette analyse bibliographique, il apparaît que lorsque l'on teste des FPT sur des ensembles de sols correspondant peu ou prou à ceux à partir desquels elles ont été établies, les résultats sont nettement plus satisfaisants que lorsqu'elles le sont sur des ensembles de sols différents. Les FPT établies par voie statistique auraient par conséquent une valeur régionale, les paramètres des FPT intégrant une variabilité propre aux sols de chaque région considérée. C'est d'ailleurs pour les mêmes raisons que lorsque l'on réduit la variabilité des sols étudiés, les FPT établies se simplifient et n'utilisent plus qu'un nombre réduit de caractéristiques de la constitution des sols.

Dans le même ordre d'idée, il est aussi intéressant de relever que lorsque l'on combine stratification et hypothèses mécanistes, on aboutit à des FPT de forme mathématique assez simple. C'est le cas des FPT établies à partir de la seule caractéristique D_a pour des sols argileux par Bruand et al. (1997) pour l'estimation de θ à des valeurs ponctuelles de h . Les études n'ont néanmoins concerné jusqu'alors que les sols argileux.

De façon plus générale, il ressort de cette revue bibliographique que 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, on pourrait penser qu'elles sont applicables à une même gamme de variabilité de sols. Les résultats des essais 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. A l'opposé, lorsque les FPT sont établies à partir de sous-ensembles de sols bien définis par leur origine pédologique, ces FPT n'utilisent qu'un nombre très réduit de caractéristiques de la constitution mais ne peuvent être appliquées qu'aux sols satisfaisant les mêmes caractéristiques pédologiques. Dans ce cas et à la différence du cas précédent, l'estimation des propriétés de rétention en eau pour un sol en particulier est beaucoup plus satisfaisante.

Quant aux FPT établies sur la base d'hypothèses mécanistes, elles ne conduiraient encore aujourd'hui à des résultats satisfaisants que lorsque la gamme de variation des sols demeure limitée. En effet, dans ce cas, seul un nombre très réduit de caractéristiques de la constitution varient. Les hypo-

thèses qui sont très simplificatrices et qui sont à la base des FPT, sont alors plus aisément satisfaites.

Enfin, l'établissement de FPT par voie statistique lorsqu'elle est étroitement couplée à une stratification de l'échantillon d'horizons devrait permettre d'aboutir à une meilleure connaissance des principales caractéristiques intervenant dans les propriétés de rétention en eau, et de la sorte à la formulation de nouvelles hypothèses pour l'établissement de FPT à fondements physiques.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aina P.O., Periaswamy S.P., 1985 - Estimating available water-holding capacity of Western Nigerian soils from soil texture and bulk density, using core and sieved samples. *Soil Science*, 140 (1), 55-58.
- Ahuja L.R., Naney J.W., Williams R.D., 1985 - Estimating soil water characteristics from simpler properties or limited data. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49, 1100-1105.
- Arrouays D., Jamagne M., 1993 - Sur la possibilité d'estimer les propriétés de rétention en eau de sols limoneux lessivés hydromorphes du Sud-Ouest de la France à partir de leurs caractéristiques de constitution. *C.R. Acad. Agric. Fr.*, 79 (1), 111-121.
- Arya L.M., Paris J.F., 1981 - A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45, 1023-1030.
- Assouline S., Tessier D., Bruand A., 1998 - A conceptual model of the soil water retention curve. *Water Resour. Res.*, 34 (2), 223-231.
- Bonneau M., 1961 - Evaluation au laboratoire de la capacité au champ en fonction de la texture. *Bull. AFES*, 8 (N° spécial), 16-26.
- Bouma J., van Lanen H.A.J., 1987 - Transfer functions and threshold values : from soil characteristics to land qualities. 106-111. In Beek K.J., P.A. Burrough, D.E. McCormack (Ed.) *Proc. ISSS/SSSA workshop on quantified land evaluation procedures*. Int. Inst. For Aerospace Surv. And Earth Sci. Publ. no. 6. Enschede, the Netherlands.
- Bouma J., 1989 - Land qualities in space and time. p 3-13. In J. Bouma and A.K. Bregt (ed.) *Proc. ISSS Symp. On land qualities in space and time*, Wageningen, the Netherlands. 22-26 Aug. 1988. Pudoc. Wageningen.
- Box J.E., Taylor S.A., 1962 - Influence of soil bulk density on matric potential. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 26, 119-122.
- Brooks R.H., Corey C.T., 1964 - Hydraulic properties of porous media. *Hydrology Paper 3*, Colorado State Univ., Fort Collins, CO.
- Bruand A., 1990 - Improved prediction of water-retention properties of clayey soils by pedological stratification. *J. Soil Sci.*, 41, 491-497.
- Bruand A., Duval O., Gaillard H., Darhout R., Jamagne M., 1996 - Variabilité des propriétés de rétention en eau des sols : Importance de la densité apparente. *Etude et Gestion des Sols*, 3, 27-40.
- Bruand A., Quélin P., Duval O., Gaillard H., Raison L., 1997 - Significance of the soil fabric on the water retention properties : Example of clayey soils and consequences on PTFs. In : *The use of pedotransfer in soil hydrology research in Europe*. A. Bruand, O. Duval, H. Wösten and A. Lilly (eds). *Proceedings of the second workshop of the project 'Using existing soil data to derive hydraulic parameters for simulation modelling in environmental studies and in land use planning'*, Orléans, France, 10-12/10/1996. INRA Orléans and EC/JRC Ispra. 25-40.
- Burdine N.T., 1953 - Relative permeability calculations from pore-size distribution data. *Petroleum Trans., Am. Inst. Mining Eng.* 198, 71-77.
- Brutsaert W., 1966 - Probability laws for pore-size distributions. *Soil Science*, 101 (2), 85-92.
- Campbell G.S., 1974 - A simple method for determining unsaturated conductivity moisture retention data. *Soil Science*, 117 (6), 311-314.
- Chiaverini J., Gras R., 1977 - Comparaison de quelques méthodes d'évaluation au laboratoire de la capacité au champ. *Ann. Agron.*, 28 (4), 445-461.
- Combeau A., Quantin P., 1963 - Observations sur la capacité au champ de quelques sols ferrallitiques. Rapprochement avec les courbes pF-humidité. *Science du Sol*, 5-13.
- Cosby B.J., Hornberger G.M., Clapp R.B., Ginn T.R., 1984 - A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resour. Res.*, 20 (6), 682-690.
- Dancette C., Maertens C., 1974 - Méthode d'estimation de la capacité au champ pour l'eau à partir du pF 3. *Science du sol*, 3, 165-171.
- Daroussin J., King D., 1997 - A pedotransfer rules database to interpret the soil geographical database of Europe for environmental purposes. In : *The use of pedotransfer in soil hydrology research in Europe*. A. Bruand, O. Duval, H. Wösten and A. Lilly (eds). *Proceedings of the second workshop of the project 'Using existing soil data to derive hydraulic parameters for simulation modelling in environmental studies and in land use planning'*, Orléans, France, 10-12/10/1996. INRA Orléans and EC/JRC Ispra. 25-40.
- De Jong R., Campbell C.A., Nicholaichuk W., 1983 - Water retention equations and their relationship to soil organic matter and particle size distribution for disturbed samples. *Can. J. Soil Sci.*, 63, 291-302.
- Dijkerman J.C., 1988 - An Ustult-Aquult-Tropept Catena in Sierra Leone, West Africa. II. Land qualities and Land evaluation. *Geoderma*, 42, 29-49.
- Endelman F.J., Box G.E.P., Boyle J.R., Hughes R.R., Keeney D.R., Northrup M.L., Saffigna P.G., 1974 - The mathematical modeling of soil water-nitrogen phenomena. Oak Ridge National Laboratory. EDFB-IBP-74-8. 66 p.
- Farrel D.A., Larson W.E., 1972 - Modeling the pore structure of porous media. *Water Resour. Res.* 8 (3), 699-706.
- Gardner W.R., Hillel D., Benyamini Y., 1970 - Post-irrigation movement of soil water. I. Redistribution. *Water Resour. Res.* 6, 851-861.
- Gras R., 1962 - Quelques observations sur les relations entre les propriétés physiques du sol et de la croissance du pêcher dans la vallée du Rhône, entre Vienne et Valence. *Ann. Agron.*, 13 (2), 141-174.
- Gregson K.D., Hector J., McGowan M., 1987 - A one-parameter model for the soil water characteristics. *J. Soil Sci.* 38, 483-486.
- Gupta S.C., Larson W.E., 1979 - Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent and bulk density. *Water Resour. Res.*, 15 (6), 1633-1635.
- Hall D.G., Reeve M.J., Thomasson A.J., Wright V.F., 1977 - Water retention, porosity and density of field soils. *Technical Monograph. n° 9*. Soil Survey of England & Wales, Harpenden.
- Haverkamp R., Parlange J.Y., 1986 - Predicting the water-retention curve from particle-size distribution : 1. Sandy soils without organic matter. *Soil Science*, 142 (6), 325-338.
- Hill J.N.S., Sumner M.E., 1967 - Effect of bulk density on moisture characteristics of soils. *Soil Science*, 103 (4), 234-238.
- Hopmans J.W., Dane J.H., 1985 - Temperature dependence of soil water retention curves. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50, 562-567.
- Husz G., 1967 - The determination of pF-curves from texture using multiple

- regressions. (In German.) *Z. Pflanzenernähr. Düng. Bodenkd.* 116 (2), 23-29.
- Jamagne M., Bliet L., Rémy J.C., 1970 - Contribution à l'étude pédologique et agronomique des sols argileux du Bassin Parisien. *La Haute Brie. Ann. Agron.*, 21 (2), 119-157.
- Jamagne M., Bétrémieux R., Bégon J.C., Mori A., 1977 - Quelques données sur la variabilité dans le milieu naturel de la réserve en eau des sols. *Bull. Tech. Inf.* 324-325, 627-641.
- Jamison V.C., 1956 - Pertinent factors governing the availability of soil moisture to plants. *Soil Sci.*, 81, 459-471.
- Kern J.S., 1995 - Evaluation of soil water retention models based on basic soil physical properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 59, 1134-1141.
- King L.G., 1965 - Description of soil characteristics for partially saturated flow. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 29, 359-362.
- Labilerte G.E., 1969 - A mathematical function for describing capillary pressure-desaturation data. *Bull. Int. Ass. Sci. Hydrol.*, 14 (2), 131-149.
- Leenhardt D., 1991 - Spatialisation du bilan hydrique. Propagation des erreurs d'estimation des caractéristiques du sol au travers des modèles de bilan hydrique. Cas du blé dur d'hiver. Thèse de doctorat ENSAM, 129p.
- Leenhardt D., 1995 - Errors in the estimation of soil water properties and their propagation through a hydrological model. *Soil Use and Management*, 11, 15-21.
- Lilly A., 1997a - A description of the HYPRES database (Hydraulic Properties of European Soils). In : The use of pedotransfer in soil hydrology research in Europe. A. Bruand, O. Duval, H. Wösten and A. Lilly (eds). Proceedings of the second workshop of the project 'Using existing soil data to derive hydraulic parameters for simulation modelling in environmental studies and in land use planning', Orléans, France, 10-12/10/1996. INRA Orléans and EC/JRC Ispra. 161-182.
- Lilly A., 1997b - Report of the second annual workshop of the EU funded project. In : The use of pedotransfer in soil hydrology research in Europe. A. Bruand, O. Duval, H. Wösten and A. Lilly (eds). Proceedings of the second workshop of the project 'Using existing soil data to derive hydraulic parameters for simulation modelling in environmental studies and in land use planning', Orléans, France, 10-12/10/1996. INRA Orléans and EC/JRC Ispra. 185-193.
- Lund Z.F., 1959 - Available water-holding capacity of alluvial soils in Louisiana. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 23 (1), 1-3.
- Mualem Y., 1976 - A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, 12 (3), 513-522.
- Nicolaeva S.A., Pachepsky Y.A., Shcherbakov R.A., Shcheglov A.I., 1986 - Modelling of moisture regime for ordinary chernozems. *Pochvovedenie*. 6, 52-59.
- Oosterveld M., Chang C., 1980 - Empirical relations between laboratory determinations of soil texture and moisture retention. *Canadian Agricultural Engineering*. 22, 149-151.
- Pachepsky Y., Shcherbakov R.A., Varallyay G., Rajkai K., 1982 - Statistical analysis of water retention relations with other physical properties of soils. *Pochvovedenie*. 2, 42-52.
- Petersen G.W., Cunningham R.L., Matelski R.P., 1968a - Moisture characteristics of Pennsylvania soils : I. Moisture retention as related to texture. *Soil Sci. Am. Proc.*, 32, 271-275.
- Petersen G.W., Cunningham R.L., Matelski R.P., 1968b - Moisture characteristics of Pennsylvania soils : II. Soil factors affecting moisture retention within textural class-Silt Loam. *Soil Sci. Am. Proc.*, 32, 866-870.
- Puckett W.E., Dane J.H., Hajek B.F., 1985 - Physical and mineralogical data to determine soil hydraulic properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49, 831-836.
- Rajkai K., Kabos S., Van Genuchten M. T., Jansson P-E., 1996 - Estimation of water-retention characteristics from the bulk density and particle-size distribution of Swedish soils. *Soil Science*, 161 (12), 832-845.
- Rawls W.J., Brakensiek D.L., Saxton K.E., 1982 - Estimation of soil water properties. *Trans. ASAE*, 25, 1316-1320.
- Rawls W.J., Brakensiek D.L., Soni B., 1983 - Agricultural management effects on soil water processes, Part I. Soil water retention and Green and Ampt infiltration parameters. *Trans. ASAE*, 26, 1747-1752.
- Rawls W.J., Brakensiek D.L., 1985 - Prediction of soil water properties for hydrologic modeling. In E. Jones and T.J. Ward (ed.) *Watershed Manage. Eighties. Proc. Symp. ASCE*, Denver, CO. 30 Apr-2May 1985. ASCE, New York. p 293-299.
- Renger M., 1971 - Die Ermittlung der Porengrößenverteilung aus der Körnung, dem Gehalt an organischer Substanz und der Lagerungsdichte. *Z. Pfl Ernähr. Bodenk.*, 130, 53-67.
- Rogowski A.S., 1971 - Watershed physics : Model of soil moisture characteristic. *Water Resour. Res.* 7, 1575-1582.
- Salter P.J., Williams J.B., 1965 - The influence of texture on the moisture characteristics of soils. II. Available-water capacity and moisture release characteristics. *J. Soil Sci.*, 16 (2), 310-317
- Salter P.J., Berry G., Williams J.B., 1966 - The influence of texture on the moisture characteristics of soils. III. Quantitative relationships between particle size, composition and available-water capacity. *J. Soil Sci.*, 17 (1), 93-98.
- Saxton K.E., Rawls W.J., Romberger J.S., Papendick R.I., 1986 - Estimating generalized soil-water characteristics from texture. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50, 1031-1036.
- Strait S., Saxton K.E., Papendick R.I., 1979 - Pressure and hydraulic conductivity curves for various soil textures. Internal Report. USDA-ARS, Washington State University, Pullman.
- Tessier D., Pédro G., 1984 - Recherches sur le rôle des minéraux argileux dans l'organisation et le comportement des sols. *AFES, Livre Jubilaire*, 223-234.
- Thomasson A.J., Carter A.D., 1992 - Current and future uses of the UK soil water retention dataset. In : Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils, Riverside, California, October 11-13, 1989, Eds M.Th. van Genuchten, F.J. Leij et L.J. Lund, Univ. California, 355-358.
- Tietje O., Tapkenhinrichs M., 1993 - Evaluation of pedo-transfer functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57, 1088-1095.
- Tsuji G.Y., Watanabe R.T., Sakai W.S., 1975 - Influence of soil microstructure on water characteristics of selected Hawaiian soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 39, 28-33.
- Tyler S.W., Wheatcraft S.W., 1989 - Application of fractal mathematics to soil water retention estimation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 53 (4), 987-996.
- Tyler S.W., Wheatcraft S.W., 1992 - Fractal scaling of soil particle-size distributions : analysis and limitations. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56 : 362-369.
- Unger P.W., 1975 - Water retention by core and sieved samples. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 39, 1187-1200.
- Van den Berg M., Klamt E., Van Reeuwijk L.P., Sombroek W.G., 1997 - Pedotransfer function for the estimation of moisture retention characteristics of Ferralsols and related soils. *Geoderma*, 78, 161-180.
- Van Genuchten M.T., 1978 - Calculating the unsaturated hydraulic conductivity with a new closed-form analytical model. *Res. Rep.*, 78-WR-08. Princeton University. Princeton, NJ.
- Van Genuchten M.T., 1980 - A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 892-898.
- Van Genuchten M.T., Leij F.J., 1992 - On estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. 1-14. In M.Th. van Genuchten et al. (Ed.) *Indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils*. Univ. of California, Riverside.
- Van Genuchten M.T., Nielsen D.R., 1985 - On describing and predicting the

- hydraulic properties of unsaturated soils. *Annales Geophysicae*. 3 (5), 615-628.
- Vereecken H., Maes J., Feyen J., Darius P., 1989 - Estimating the soil moisture retention characteristic from texture, bulk density and carbon content. *Soil science*, 148 (6), 389-403.
- Williams R.D., Ahuja L.R., Naney J.W., 1992 - Comparison of methods to estimate soil water characteristics from soil texture, bulk density and limited data. *Soil Science*, 153 (3), 172-184.
- Wösten J.H.M., Finke P.A., Jansen M.J.W., 1995 - Comparison of class and continuous pedotransfer functions to generate soil hydraulic characteristics. *Geoderma*, 66, 227-237.
- Wösten J.H.M., van Genuchten M.T., 1988 - Using texture and others soil properties to predict the unsaturated soil hydraulic functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 52, 1762-1770.

GRANDEURS UTILISÉES

- h potentiel matriciel de l'eau (hPa)
- h_a potentiel matriciel de l'eau au point d'entrée d'air (hPa)
- W teneur en eau massique (g g⁻¹)
- q teneur en eau volumique (cm³ cm⁻³)
- qx teneur en eau volumique au potentiel matriciel de -x hPa (cm³ cm⁻³)
- qs teneur en eau volumique à saturation (cm³ cm⁻³)
- qr teneur en eau volumique résiduelle (cm³ cm⁻³)
- ϕ porosité (cm³ cm⁻³)
- Da densité apparente sèche
- Eg teneur en éléments grossiers (fraction > 2 mm, g 100g⁻¹)
- Sa teneur en sable (0,05 < fraction < 2 mm, g 100g⁻¹)
- Sag teneur en sable grossier (0,2 < fraction < 2 mm, g 100g⁻¹)
- Saf teneur en sable fin (0,05 < fraction < 0,2 mm, g 100g⁻¹)
- Li teneur en limon (0,002 < fraction < 0,05 mm, g 100g⁻¹)
- Lig teneur en limon grossierfin (0,02 < fraction < 0,05 mm, g 100g⁻¹)
- Lif teneur en limon fin (0,002 < fraction < 0,02 mm, g 100g⁻¹)
- Ar pourcentage d'argile (fraction < 0,002 mm, g 100g⁻¹)
- CO teneur en carbone organique (g 100g⁻¹)
- MO teneur en matière organique (g 100g⁻¹)
- rs masse volumique de la phase solide (g cm⁻³)
- I indice de distribution de la taille des pores

