



HAL
open science

Variabilité des propriétés de rétention en eau des sols : importance de la densité apparente.

Ary Bruand, Odile Duval, H. Gaillard, R. Darthout, Marcel Jamagne

► **To cite this version:**

Ary Bruand, Odile Duval, H. Gaillard, R. Darthout, Marcel Jamagne. Variabilité des propriétés de rétention en eau des sols : importance de la densité apparente.. *Étude et Gestion des Sols*, 1996, 31 (1), pp.(1) 27-40. hal-00077739

HAL Id: hal-00077739

<https://insu.hal.science/hal-00077739>

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.

Variabilité des propriétés de rétention en eau des sols : importance de la densité apparente

A. Bruand, O. Duval, H. Gaillard, R. Darhout et M. Jamagne

Institut National de la Recherche Agronomique. Unité de Science du Sol - SESCOF. Centre de Recherches d'Orléans.
Avenue de la Pomme de Pin. F45160 Ardon.

RÉSUMÉ

Les teneurs en eau mesurées à différentes valeurs de potentiel matriciel ces dix dernières années sur des horizons de sols de composition granulométrique variée provenant essentiellement du Bassin de Paris sont présentées. Elles sont comparées aux valeurs fréquemment utilisées en France depuis les études des années 70 et à celles publiées dans une abondante littérature internationale.

Les résultats obtenus confirment la nécessité d'effectuer les déterminations sur des échantillons non perturbés. Ils montrent aussi que la teneur en eau à la capacité au champ ne correspond pas à différentes valeurs de potentiel matriciel suivant la texture. Cette teneur en eau est proche de celle déterminée à un potentiel matriciel de -100 hPa ($pF = 2,0$).

Pour les horizons argileux, les teneurs en eau pondérales pour des valeurs de potentiel matriciel variant de -10 hPa ($pF = 1$) à -15 000 hPa ($pF = 4,2$) sont étroitement liées à l'inverse de la densité apparente en conditions proches de la capacité au champ. Des relations qui permettent de calculer ces quantités d'eau sont proposées et testées sur un échantillonnage indépendant d'horizons. L'erreur moyenne sur la teneur en eau pondérale estimée varie de 0,02 à 0,03 g/g suivant la valeur de potentiel matriciel. La réserve en eau utile varie du simple au quadruple lorsque la densité apparente varie de 1,8 à 1,2.

Pour les horizons limoneux et sableux, une importante gamme de variation des propriétés de rétention en eau est enregistrée au sein de chaque classe de texture. Une telle variation est cohérente avec celle obtenue dans d'autres études mais le nombre trop faible d'horizons étudiés n'a pas permis de mener une analyse aussi détaillée que pour les horizons argileux.

Plus généralement et quelle que soit la texture des horizons étudiés, les résultats montrent que le seul critère texture ne peut pas, à lui seul, conduire à une estimation satisfaisante des propriétés de rétention en eau. Pour ce faire, il apparaît en effet nécessaire de tenir compte à la fois de la nature et du mode d'assemblage des constituants élémentaires.

Mots clés

Sol argileux, réserve en eau utile, granulométrie, Bassin Parisien.

SUMMARY

VARIABILITY OF THE WATER RETENTION PROPERTIES OF SOILS : IMPORTANCE OF BULK DENSITY.

The water contents measured at different matric potentials during the last ten years in the INRA laboratory at Orléans are discussed. These results were compared with the values which have been commonly used since the seventies in France and with those published in an abundant international literature (Reeve et al., 1973 ; Hall et al., 1977 ; Gupta and Larson, 1979 ; Rawls et al., 1982 ; Ratliff et al., 1983 ; Boedt and Verheye, 1986 ; Bruand, 1990 ; Vereecken, 1992).

The studied soils were 265 subsoil horizons and 23 surface horizons collected in soils located mostly in the Paris Basin when they were near field capacity. The soils were mainly both clayey (clay content > 30 %) and non calcareous (figure 1). The measurements were performed on small clods (5 to 10 cm³) by using pressure plate or membrane apparatus. The clods were placed on a paste made of < 2µm of kaolinite to establish continuity of water between the clods and the membrane or plate (Tessier and Berrier, 1979) (figure 2). Water content was measured at -10 (W_{1.0} at pF = 1.0), -33 (W_{1.5} at pF = 1.5), -100 (W_{2.0} at pF = 2.0), -330 (W_{2.5} at pF = 2.5), -1 000 (W_{3.0} at pF = 3.0), -3 300 (W_{3.5} at pF = 3.5), -1 000 hPa (W_{4.0} at pF = 4.0) and -15 000 hPa (W_{4.2} at pF = 4.2) matric potentials. The bulk density was measured on the clods using the kerosene method (Monnier et al., 1973) excepted for some of the sandy (S), clayey-sand (SA) and loamy-sand (SL) horizons for which it was measured using a LPC-INRA gamma-probe (Stengel et al., 1986). For 40 horizons, water content at -330 hPa, -1 000 hPa and -15 000 hPa was also measured on the sieved material after air-drying (figure 3).

The results showed that the difference in the water content at field capacity and -330 hPa matric potential is low and did not exhibit high variation with the texture (figure 4, table 1). The analysis of the results obtained for clayey horizons showed that the water content at field capacity was close to -100 hPa matric potential (table 2). The results also confirmed (figure 6), as earlier shown (Unger, 1975 ; Hall et al., 1977), the necessity to measure the water retention properties on undisturbed samples collected when the soil is near the field capacity. The water retention properties, and consequently the available water capacity, vary highly within each textural class or group of textural classes (figure 5).

For clayey soils (ALO, A, AL, AS), the water retained (expressed on mass basis) for a matric potential varying from -10 to -15 000 hPa is closely related to the reciprocal of bulk density (1/D_a). Relationships which enable the calculation of the water retained at the different matric potentials were established (table 3) and validated by using an independant set of horizons (figure 7). The mean error (EM) on the calculated water content ranged from 0.02 to 0.03 g g⁻¹ for the matric potentials which were investigated. Graphs, which give the water retained (expressed on volume basis) versus the matric potential for bulk density varying from 1.0 to 2.0, were deduced from the regression equations presented in table 3 (figure 8). Values of available water capacity were also proposed for clayey horizons according to their bulk density when the soil is near field capacity (table 4). The available water capacity ranges from single to four times greater for bulk density ranging from 1.8 to 1.2 (table 5).

For loamy (LA, LSA, LM, LMS) and sandy (SA, SL, S) horizons, the high range of variation of water retention properties within each textural class is consistent with the results obtained in earlier studies (Hall et al., 1977) but the low number of investigated horizons did not enable an analysis as detailed as done for clayey horizons.

These results show that variation in water retained at a given matric potential is explained by both the nature and fabric of elementary particles. Thus, whatever the textural class, the texture cannot be used as single parameter to estimate accurately the water retention properties. For horizons with clay content > 30 %, bulk density can be used alone for the estimation of the water retention properties. For lower clay contents, measurements on a larger number of horizons are necessary for confident prediction.

Key-words

Clayey soil, available water capacity, particle size distribution, Paris Basin.

RESUMEN

VARIABILIDAD DE LAS PROPIEDADES DE RETENCIÓN EN AGUA DE LOS SUELOS: IMPORTANCIA DE LA DENSIDAD APARENTE

Los contenidos en agua medidos a diferentes valores de potencial matricial durante los deis ultimas años sobre horizontes de suelos de composición granulométrica variada y proviniendo en mayoría de la Cuenca de París están presentados en este trabajo. Se comparan por un lado las medidas en agua a los valores usados con frecuencia en Francia desde los años 70 y por otro a los publicados en la literatura internacional que es abundante.

Los resultados obtenidos confirman la necesidad de efectuar las determinaciones sobre muestras no perturbadas. Muestran también que el contenido en agua a capacidad de campo no corresponde a diferentes valores de potencial matricial según la textura. Este contenido en agua está cerca de la determinada a un potencial de -100 hPa (pF=2).

Para los horizontes arcillosos, los contenidos en agua ponderales por valores de potencial matricial que varían de -10 hPa ($pF=1$) a -15 000 hPa ($pF=4,2$) están estrechamente ligados al inverso de la densidad aparente en condiciones cerca de la capacidad de campo. Relaciones permitiendo de calcular estos contenidos en agua están propuestas y probadas sobre un muestreo independiente de horizontes. El error medio sobre el contenido en agua ponderal estimado varía de 0,02 a 0,03 $g.g^{-1}$ según el valor del potencial matricial. La reserva en agua útil varía del simple al cuádruple cuando la densidad aparente varía de 1,8 a 1,2.

Para los horizontes limosos y arenosos, una importante escala de variación de propiedades de retención en agua está registrada dentro de cada clase de textura. Una tal variación es coherente con la obtenida en otros estudios pero el número demasiado pequeño de horizontes estudiados no permitió de llevar un análisis tan detallada como para los horizontes arcillosos.

De manera más general y cualquier sea la textura de los horizontes estudiados, los resultados muestran que el criterio de la textura no puede, a sí solo, llevar a una estimación satisfactoria de las propiedades de retención en agua. Para eso, parece necesario de tener en cuenta a la vez, la naturaleza y el modo de agregado de los constituyentes elementarios.

Palabras claves

Suelos arcillosos, reserva en agua, granulometría, Cuenca de París.

Un grand nombre de résultats ont été publiés ces vingt dernières années à propos des propriétés de rétention en eau des sols. Les premières études ont essentiellement concerné les quantités d'eau retenues à des valeurs particulières de potentiel matriciel de l'eau (généralement trois à quatre valeurs entre -10 hPa ($pF = 1$) et -15 000 hPa ($pF = 4,2$)) avec pour objectif de mieux connaître la réserve en eau des sols (Petersen et al., 1968 ; Reeve et al., 1973 ; Hall et al., 1977 ; Gupta et Larson, 1979 ; Rawls et al., 1982 ; Ratliff et al., 1983 ; Boedt et Verheyne, 1986 ; Bruand, 1990 ; Arrouays et Jamagne, 1993). Plus récemment, l'analyse des transferts d'eau dans les sols nécessitant que soit connue l'ensemble de la courbe reliant la teneur en eau volumique du sol au potentiel matriciel de l'eau, les études ont alors concerné un nombre beaucoup plus élevé de valeurs de potentiel (Wosten et al., 1986 ; Fuentes et al., 1992 ; van Genuchten et Leij, 1992 ; Reutenauer et al., 1992).

En raison de la lourdeur des déterminations permettant de connaître les propriétés de rétention en eau, de nombreuses tentatives ont été faites pour estimer les quantités d'eau à des valeurs particulières de potentiel matriciel (Reeve et al., 1973 ; Oosterveld et Chang, 1980 ; De Jong et Loebel, 1982 ; Ahuja et al., 1985 ; Bruand et al., 1994) ou estimer l'ensemble de la courbe reliant la teneur en eau volumique au potentiel matriciel (De Jong, 1983 ; Williams et al., 1983 ; Saxton et al., 1986 ; Rajkai et Varallyay, 1992 ; Vereecken, 1992 ; Tietje et Hennings, 1993 ; Tietje et Tapkenhinrichs, 1993) à partir de caractéristiques aisément accessibles comme la teneur en argile, la densité apparente, la teneur en carbone organique, la profondeur du prélèvement... Plusieurs modèles permettant de calculer la courbe de rétention en eau ont été comparés récemment (Tietje et Tapkenhinrichs, 1993 ; Kern, 1995).

Des procédures d'extrapolation ou d'interpolation des propriétés de rétention en eau mesurées pour un nombre restreint de sols ont été étudiées à l'échelle de quelques hectares à quelques dizaines d'hectares (Vauclin et al., 1983 ; Greminger et al., 1985 ; Wosten et al., 1985 ; Mulla, 1988 ; Daamen et al., 1990 ; Voltz et Goulard, 1994) jusqu'à celle de plusieurs centaines à plusieurs milliers d'hectares (Bouma et al., 1980 ; van Kuilenburg et al., 1982 ; Bregt et Beemster, 1989 ; Bruand et al., 1994 ; Leenhardt et al., 1994). A l'échelle de l'Europe, l'estimation des réserves en eau des sols a nécessité un travail de synthèse (King et al., 1995) ; celui-ci repose essentiellement sur les données incluses dans la base de données géographique des sols de l'Union Européenne et sur les résultats publiés par Hall et al. (1977) à propos des sols d'Angleterre. Il a ainsi été possible d'établir des cartes de réserve en eau utile pour chaque pays de l'Union Européenne (King et al., 1995 ; Jamagne et al., 1995).

En France, les données publiées par Jamagne et al. (1977) constituent encore aujourd'hui autant de références très largement utilisées dans des études ayant pour objectif une évaluation de la qualité des sols (aptitude à telle ou telle production agricole, sensibilité au risque de pollution diffuse,...). Depuis la publication de ces données qui consistent en des valeurs de teneur en eau à la capacité au champ et au point de flétrissement permanent par classe de composition granulométrique, des études plus ponctuelles ont été réalisées.

A la suite des travaux ayant concerné les propriétés de rétention en eau de matériaux argileux modèles et d'argiles extraites de sols (Tessier et Pédro, 1984 ; Tessier, 1987 ; Tessier et al., 1992), ces propriétés ont été étudiées pour une large gamme de sols argileux en termes de teneur en argile et

de minéralogie, mais seulement pour les potentiels matriciels de -330 hPa ($pF = 2,5$) et -15 000 hPa ($pF = 4,2$) (Bruand et al., 1988 ; Bruand, 1990 ; Bruand et al., 1994). D'autres séries de déterminations ont été effectuées sur des sols de nature très variée, que ce soit dans le cadre de programmes d'inventaire régionaux ou de programmes de recherche (Curmi, 1987 ; Chrétien et Tessier, 1988 ; Arrouays et Jamagne, 1993 ; Moulenes, 1993 ; Bigorre, 1995). Des études en cours permettront dans les années à venir d'avoir une vue exhaustive des propriétés de rétention en eau des sols du territoire français. Néanmoins, en l'absence de publication synthétique depuis les travaux de Jamagne et al. (1977), il nous apparaît aujourd'hui nécessaire de faire état des données acquises ces dix dernières années au laboratoire de Science du Sol de l'INRA d'Orléans sur des sols localisés en majorité dans le Bassin Parisien. Nous pourrions ainsi comparer ces nouvelles données à celles encore très fréquemment utilisées en France, et les replacer dans un contexte qui dépasse très largement celui des sols du territoire français.

LES SOLS ÉTUDIÉS

Les déterminations ont porté sur 23 horizons A et 265 horizons S et BT de sols provenant en majeure partie du Bassin de Paris, et secondairement des marais de l'Ouest et du piémont pyrénéen. Ces sols sont développés dans différents matériaux : des formations sédimentaires argileuses ou marneuses (107 horizons), des formations résiduelles sur séries sédimentaires calcaires (39 horizons), des alluvions fluviales de textures très variées (57 horizons), des alluvions marines argileuses (30 horizons) et des formations superficielles limoneuses (55 horizons).

Les horizons étudiés ne possédaient pas, pour la grande majorité d'entre eux, d'éléments grossiers. Les sols correspondant à la plupart des textures ont été échantillonnés mais les textures argile-lourde (ALO), argile (A) et argilo-limoneuse (AL) sont largement dominantes (figure 1). Les classes de texture utilisées sont celles proposées par le Service de la carte des sols de l'Aisne (Jamagne, 1967).

Par ailleurs, sur les 288 horizons étudiés, 70 sont calcaires ($\text{CaCO}_3 < 5\%$ pour 18 horizons, $5 < \text{CaCO}_3 < 15\%$ pour 33 horizons et $15 < \text{CaCO}_3$

$< 26\%$ pour 19 horizons). La teneur en carbone organique (méthode Anne, in Baize 1988) varie de 0,08 à 5,10 % et 191 horizons sur 254 ont une teneur comprise entre 0,2 et 1,0 % (34 horizons n'ont pas fait l'objet d'une analyse). La capacité d'échange cationique (méthode Metson, in Lefèvre, 1961) rapportée à l'argile est inférieure à 25 cmol^+/kg pour 17 horizons, comprise entre 25 et 45 cmol^+/kg pour 143 horizons et supérieure à 45 cmol^+/kg pour 121 horizons.

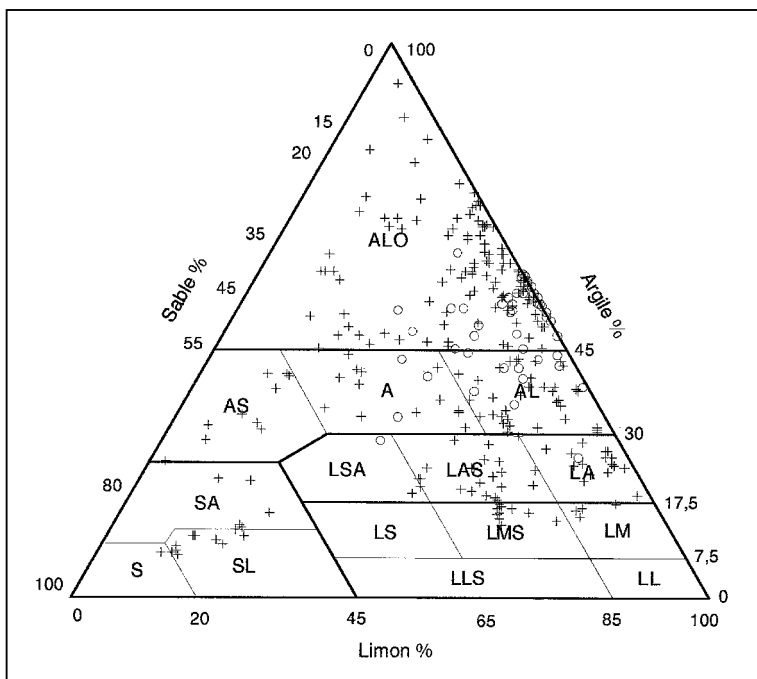
LES MÉTHODES MISES EN ŒUVRE

Les échantillons ont été prélevés en hiver sous la forme de mottes de 10^2 à 10^3 cm^3 lorsque le sol se trouvait dans un état hydrique proche de la capacité au champ. Ces mottes ont été conservées à la teneur en eau correspondant à leur état lors du prélèvement, au frais et dans des boîtes hermétiques.

Les déterminations ont porté sur des mottes de dimensions centimétriques (5 à 10 cm^3) obtenues par fragmentation à la main à partir des mottes prélevées. La densité apparente des mottes dans l'état correspondant à celui lors du prélèvement a été mesurée à l'aide de la méthode au pétrole (Monnier et al., 1973) excepté pour certains horizons sablo-argileux (SA), sablo-limoneux (SL) et sableux (S). Pour ces horizons, la densité apparente a été mesurée lors du prélèvement sur le sol en place à l'aide d'une sonde LPC-INRA (Stengel et al., 1986). La teneur en eau des mottes au moment du prélèvement (exprimée en

Figure 1 - Texture des horizons étudiés (+ et o correspondent respectivement aux horizons de teneur en CaCO_3 inférieure et supérieure à 5 %).

Figure 1 - Texture of the studied horizons (+ and o correspond to the horizons with CaCO_3 content lower and higher than 5%, respectively).



référence massique, i.e. par exemple en gramme d'eau par gramme de sol sec) a été déterminée après séchage à l'étuve à 105 °C pendant au moins 24 h. Les déterminations ont requis 10 à 15 mottes pour chaque horizon.

Sept teneurs en eau ont ensuite été déterminées pour des valeurs de potentiel matriciel de -10 hPa ($W_{1,0}$ à $pF = 1,0$), -33 hPa ($W_{1,5}$ à $pF = 1,5$), -100 hPa ($W_{2,0}$ à $pF = 2,0$), -330 hPa ($W_{2,5}$ à $pF = 2,5$), -1 000 hPa ($W_{3,0}$ à $pF = 3,0$), -3 300 hPa ($W_{3,5}$ à $pF = 3,5$), -10 000 hPa ($W_{4,0}$ à $pF = 4,0$) et -15 000 hPa ($W_{4,2}$ à $pF = 4,2$). Les déterminations ont été réalisées en utilisant des dispositifs pneumatiques. Les mottes ont été disposées sur une pâte de kaolinite préalablement ressuée à -10^2 hPa de façon à établir une continuité satisfaisante entre l'eau de l'échantillon et la membrane ou la plaque poreuse du dispositif. Ce dispositif s'apparente à celui qui a été utilisé par Tessier et Berrier (1979) mais il permet de mettre à l'équilibre 30 à 40 mottes à la fois dans une seule cellule (figure 2). La teneur en eau est mesurée après sept jours de mise à l'équilibre avec la pression choisie puis passage à l'étuve à 105 °C pendant au moins 24 h. Sept jours sont en effet nécessaires pour que les mottes atteignent l'équilibre quels que soient le potentiel matriciel et la composition des horizons étu-

diés. Pour des échantillons de taille supérieure à des mottes centimétriques, le temps de mise à l'équilibre serait plus long. Comme pour la détermination de la teneur en eau des mottes lors du prélèvement, chaque valeur correspond à la moyenne donnée par 10 à 15 mottes.

Les propriétés de rétention en eau de certains échantillons ont aussi été déterminées après les avoir séchés à l'air et tamisés à 2 mm. Cette façon de procéder a longtemps été pratiquée dans de nombreux laboratoires. A cet effet, 40 échantillons ont été sélectionnés de façon à couvrir une large gamme de texture (figure 3). Après avoir été disposés dans des anneaux reposant directement sur la membrane ou la plaque poreuse du dispositif de pression utilisé, les échantillons ont été réhumectés par capillarité pendant 24 h. Les teneurs en eau des échantillons (3 à 4 répétitions) ont été déterminées pour des valeurs de potentiel matriciel de -330 hPa ($pF = 2,5$), -1000 hPa ($pF = 3,0$) et -15 000 hPa ($pF = 4,2$) après 5 jours de mise à l'équilibre. Elles sont, comme pour les mottes, exprimées par rapport à la masse de l'échantillon séché à 105°C pendant au moins 24 h.

RÉSULTATS ET DISCUSSION

Capacité au champ et potentiel matriciel de l'eau

Les conditions de prélèvement des échantillons ont été telles que la teneur en eau lors du prélèvement peut être considérée comme étant une valeur approchée de celle à la capacité au champ (W_{cc}). W_{cc} a été comparée à $W_{2,5}$ (figure 4) en regroupant les textures en grands ensembles de façon à réduire le nombre de classes et ainsi augmenter l'effectif dans chacune d'elles : texture argile lourde (ALO), argileuse (AL, A, AS), sableuse (SA, SL, S), limono-argileuse (LA, LAS, LSA) et limoneuse (LS, LMS, LM). Rappelons que les textures LL et LLS ne sont pas représentées dans l'ensemble d'horizons étudié.

On constate que W_{cc} est proche de $W_{2,5}$ en étant très fréquemment supérieur à $W_{2,5}$, et il ne semble pas que cette différence varie en fonction de la texture (figure 4). Les écarts quadratiques moyens (EQM), qui ont été calculés à l'aide de la relation suivante :

$$EQM = [\sum(W_{cc} - W_{2,5})^2] / (n - 1) \quad [1]$$

varient néanmoins de $0,29 \cdot 10^{-3}$ à $1,02 \cdot 10^{-3} \text{ g}^2/\text{g}^2$ selon la texture, les valeurs les plus élevées étant enregistrées pour les textures limono-argileuses et limoneuses (tableau 1). En revanche, les EQM sont sensiblement les mêmes pour les textures argileuse lourde et sableuse. Une telle comparaison avait déjà été effectuée par Ratliff et al. (1983). Elle avait montré que $W_{2,5}$ déterminé sur des cylindres de sol de 270 cm^3 était significativement inférieur à W_{cc} pour l'ensemble des classes de texture, excepté pour les textures correspondant approximati-

Figure 2 - Dispositif pneumatique utilisé pour mettre à l'équilibre les mottes.

Figure 2 - Pneumatic apparatus used to fix the matric

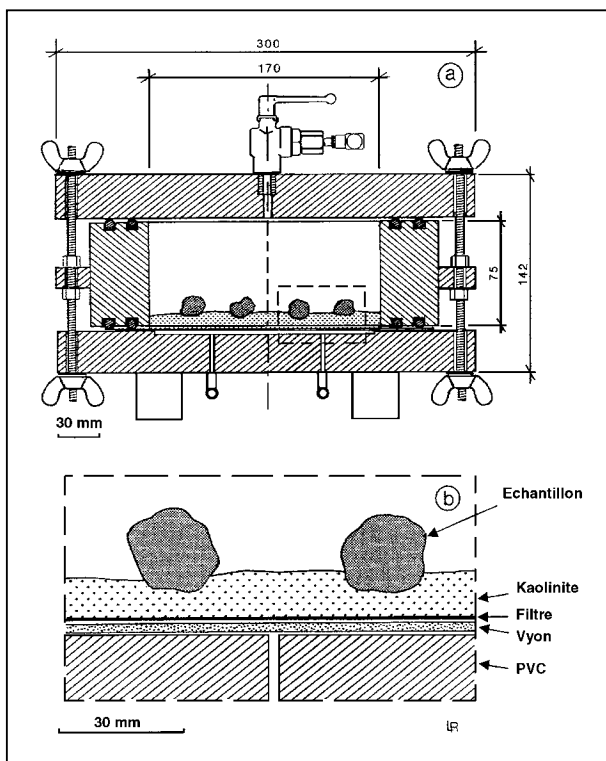
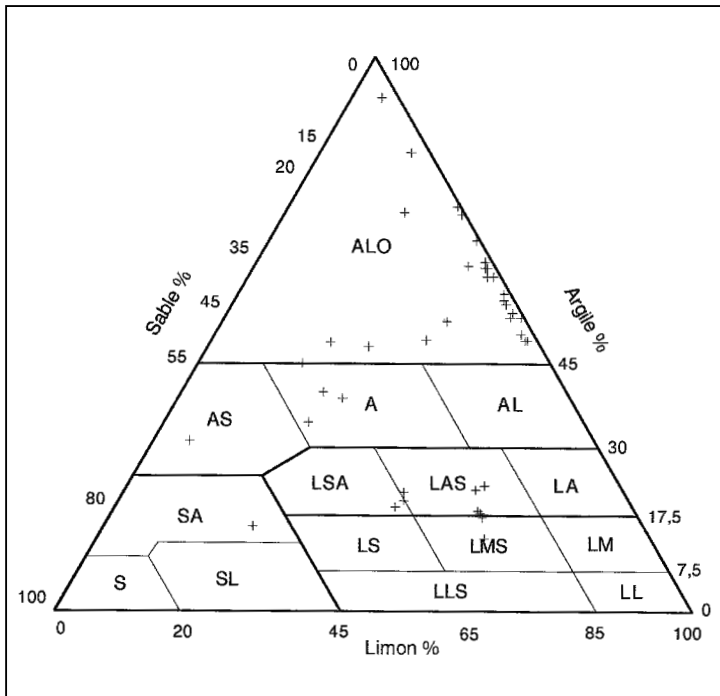


Figure 3 - Texture des horizons ayant été utilisés pour comparer les résultats de teneur en eau sur échantillons tamisés et non perturbés.

Figure 3 - Texture of the horizons used to compare water retention properties of the undisturbed and disturbed samples.



vement aux textures L, LA et AL pour lesquelles $W_{2,5}$ était supérieur à W_{cc} .

Pour les horizons argileux lourds (ALO) et argileux (A, AS, AL), un nombre suffisamment important de déterminations a été effectué à des potentiels matriciels de -10, -33, -100, -330 et -1000 hPa pour que les teneurs en eau mesurées puissent être comparées à W_{cc} . Les valeurs des EQM calculées à l'aide d'une relation analogue à la relation [1] indiquent que c'est avec $W_{2,0}$ que la différence est la plus faible (tableau 2). La teneur en eau à la capacité au champ est par conséquent proche de celle déterminée à un potentiel matriciel de -100 hPa ($pF = 2,0$). Cette valeur est à rapprocher de celle utilisée par Hall et al. (1977) pour estimer la teneur en eau à la capacité au champ et qui est de -50 hPa ($pF = 1,7$).

Réserve en eau utile

Variation selon la texture du sol

La réserve en eau utile (RU) a été calculée par différence entre la teneur en eau déterminée lors du prélèvement (W_{cc}) et celle déterminée à un potentiel matriciel de -15 000 hPa ($W_{4,2}$). Cette différence a été multipliée par la densité apparente (D_a) mesurée lors du prélèvement, de façon à exprimer les valeurs de teneur en eau en référence volumique :

$$RU = D_a \times (W_{cc} - W_{4,2}) \times 10 \quad [2]$$

avec RU en mm par cm de sol. Les résultats présentés sous la forme d'histogramme font clairement apparaître une gamme étendue de variation pour

Tableau 1 - Ecart quadratique moyen (EQM ; relation [1]) entre la teneur en eau des horizons à la capacité au champ (W_{cc}) et à -330 hPa de potentiel matriciel ($W_{2,5}$).

Table 1 - Mean square difference (EQM, relationship [1]) between the water content at field capacity (W_{cc}) and at -330 hPa ($W_{2,5}$) matric potential for different groups of textural classes.

Texture	EQM (g^2/g^2)	Nombre d'horizons
argile lourde (ALO)	$0,63 \cdot 10^{-3}$	140
argile (AL, A, AS)	$0,29 \cdot 10^{-3}$	72
limono-argileuse (LA, LAS, LSA)	$0,90 \cdot 10^{-3}$	41
limoneuse (LM, LMS)	$1,02 \cdot 10^{-3}$	14
sableuse (SA, SL, S)	$0,58 \cdot 10^{-3}$	18

Tableau 2 - Ecart quadratique moyen (EQM) entre la teneur en eau des horizons à la capacité au champ (W_{cc}) et au potentiel matriciel de -10 hPa, -30, -100, -330 ou -1 000hPa.

Table 2 - Mean square difference (EQM) between the water content at field capacity (W_{cc}) and at a matric potential of -10, -30, -100, -330 or -1 000 hPa.

Potentiel matriciel (hPa)	EQM (g^2/g^2)	Nombre d'horizons
-10 $pF = 1,0$	$1,15 \cdot 10^{-3}$	91
-33 $pF = 1,5$	$0,43 \cdot 10^{-3}$	74
-100 $pF = 2,0$	$0,25 \cdot 10^{-3}$	48
-330 $pF = 2,5$	$0,50 \cdot 10^{-3}$	212
-1000 $pF = 3,0$	$1,31 \cdot 10^{-3}$	104

chaque ensemble de texture (figure 5).

Dès 1973, une importante variation de la RU avait été relevée par Reeve et al. (1973) au sein d'une même classe de texture, au point que les RU n'étaient pas significativement différentes (au seuil de 5 %) entre plusieurs classes de texture. Par la suite, Hall et al. (1977) ont publié des valeurs moyennes de RU pour lesquelles les écarts types

Figure 4 - Valeurs de teneur en eau des horizons à la capacité au champ et à -330 hPa (pF = 2,5) de potentiel matriciel.

Figure 4 - Water contents of the sampled horizons near field

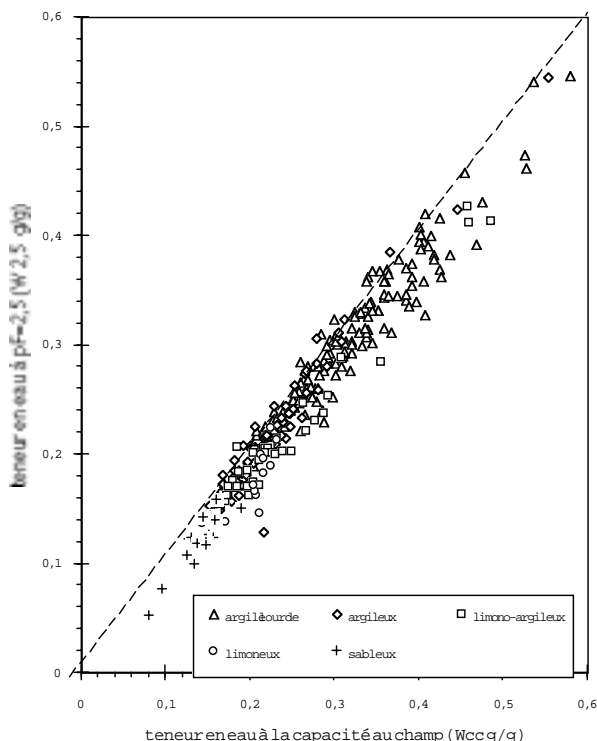
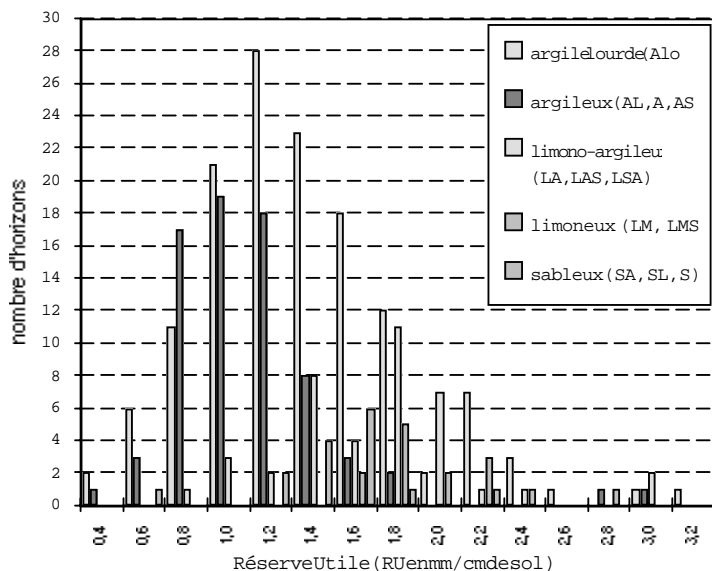


Figure 5 - Histogrammes de la réserve utile des horizons regroupés en grands ensembles de texture.

Figure 5 - Histograms of the available water capacity of the horizons with regard to their texture.



variaient de 0,3 à 0,6 mm/cm de sol au sein de chaque classe de texture. Depuis ces travaux, une large gamme de variation de la RU a été enregistrée dans de nombreuses études au sein d'une même classe de texture (Ratcliff et al., 1983). Par conséquent, une telle gamme de variation de la RU au sein d'une même classe de texture s'oppose à toute évaluation précise de la RU sur la base du seul critère texture et, ceci, quel que soit le classement retenu.

Échantillon tamisé et échantillon non perturbé

Pour les textures argile lourde (ALO) et argileuses (AL, A, AS) (figure 5), les valeurs de RU obtenues à partir d'échantillons non perturbés sont dans leur grande majorité inférieures à celles proposées par Jamagne et al. (1977), puis modifiées par Mori (1982). Celles-ci étaient en effet de 1,65, 1,80, 1,75 et 1,70 mm/cm pour respectivement les classes de texture ALO, AL, A et AS. Pour les textures limoneuses (LM, LMS) et limono-argileuses (LA, LAS, LSA), les valeurs de RU mesurées encadrent les valeurs publiées par Mori (1982) mais des valeurs beaucoup plus faibles ou beaucoup plus élevées ont été enregistrées. Enfin, pour les textures sableuses (SA, SL, S), les valeurs de RU mesurées sont plus élevées que celles proposées par Mori (1982).

Ces différences s'expliquent vraisemblablement par des différences de protocole opératoire pour les déterminations. En effet, les mesures ont longtemps été réalisées sur des échantillons de sol séchés et tamisés à 2 mm et ce fut le cas pour celles ayant conduit aux valeurs de RU publiées par Jamagne et al. (1977).

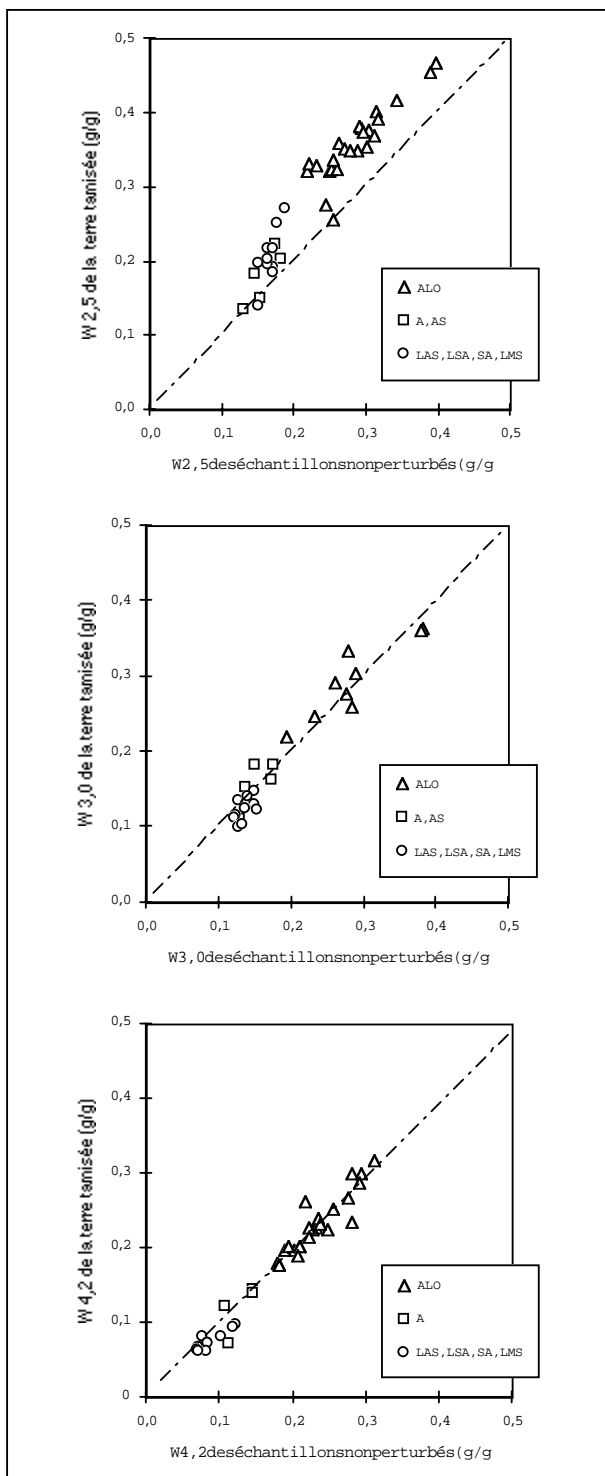
Or, on sait que les teneurs en eau déterminées sur échantillon séché et tamisé à 2 mm, et sur échantillon non perturbé (prélevé sous la forme de motte ou de cylindre à la capacité au champ et conservé dans cet état) sont d'autant plus différentes à une valeur de potentiel matriciel donné que l'échantillon est argileux (Unger, 1975). La comparaison qui a été effectuée pour une quarantaine d'échantillons (figure 6) montre une différence de teneur en eau importante à -330 hPa entre les deux types d'échantillons "terre tamisée - échantillon non perturbé"; cette différence diminue nettement à -1 000 hPa, et encore plus nettement à -15 000 hPa. Il paraît donc évident que la RU soit alors mal évaluée en utilisant des échantillons sous forme de terre tamisée à 2 mm. L'étude publiée par Jamagne et al. (1970) avait d'ailleurs montré sans ambiguïté que des déterminations réalisées sur échantillon remanié peuvent en effet conduire à des volumes d'eau très supérieurs à la porosité du sol, et par conséquent très supérieurs à ceux correspondant à la capacité au champ.

Plusieurs études ont été menées sur échantillon tamisé à 2 mm pour tenter de relier la teneur en eau mesurée à un potentiel matriciel de -1 000 hPa (pF = 3) à la teneur en eau à la

* Un potentiel matriciel plus faible correspond à une valeur de pF plus élevée puisque le potentiel matriciel de l'eau dans le sol est une grandeur négative.

Figure 6 - Valeurs de teneur en eau entre échantillons tamisés et non perturbés aux potentiels matriciels de -330 hPa ($pF = 2,5$), 1 000 hPa ($pF = 3,0$) et -15 000 hPa ($pF = 4,2$).

Figure 6 - Water contents of the sieved and undisturbed samples at -330 hPa, ($pF = 2,5$), -1 000 hPa ($pF = 3,0$) et -15 000 hPa ($pF = 4,2$) matric potentials.



capacité au champ (Dancette et Maertens, 1974 ; Chiaverini et Gras, 1977). Ayant constaté que la capacité au champ correspondait à un potentiel matriciel d'autant plus faible* que l'échantillon était argileux, une valeur de pression croissante avec la teneur en argile a été très fréquemment appliquée aux échantillons tamisés à 2 mm pour déterminer une teneur en eau qui soit aussi proche que possible de la capacité au champ (Bonneau, 1961 ; Gras, 1962 ; Périgaud, 1963 ; Chiaverini et Gras, 1977). Cette pratique doit être interprétée comme ayant été une procédure opératoire permettant de faire correspondre au mieux ces deux grandeurs mais en aucun cas, ainsi que nous l'évoquons déjà plus haut, comme indiquant que la capacité au champ correspond à une valeur de potentiel matriciel variable selon la texture. Rappelons, à ce propos, que l'on ne peut pas faire correspondre une valeur de potentiel matriciel à la capacité au champ, cette dernière ne correspondant pas à un état d'équilibre du sol (Féodoroff, 1962 ; Hénin et al., 1969 ; Chiaverini et Gras, 1977 ; Hillel, 1988).

On comprend alors, qu'après avoir constaté qu'il n'était guère possible d'interpréter les valeurs provenant d'échantillons séchés à l'air et tamisés à 2 mm, de nombreux pays aient développé des protocoles utilisant des échantillons non remaniés prélevés dans des conditions proches de la capacité au champ et conservés dans cet état jusqu'à la réalisation des déterminations au laboratoire (Hall et al., 1977 ; McKeague et al., 1984).

Quantités d'eau retenues en fonction du potentiel matriciel

De très nombreuses études ont eu pour objectif de relier la quantité d'eau retenue (exprimée en cm^3 par cm^3 de sol) à différentes valeurs de potentiel matriciel aux caractéristiques de la constitution des horizons (granulométrie, teneur en matière organique, densité apparente,...) (Petersen et al., 1968 ; Reeve et al., 1973 ; Hall et al., 1977 ; Gupta et Larson, 1979 ; Williams et al., 1983 ; Tietje et Tapkenhinrichs, 1993 ; Kern, 1995). Les études effectuées au laboratoire de Science du Sol d'Orléans ayant en majeure partie porté sur des horizons de texture argileuse, nous discuterons successivement de cet ensemble d'horizons puis, de façon beaucoup plus succincte, de ceux de textures limoneuse et sableuse.

Les sols argileux

Des études récentes ont montré que pour les textures argile lourde (ALO) et argileuses (AL, A, AS) (Bruand, 1990 ; Bruand et al., 1994), des relations linéaires pouvaient être aisément établies entre la quantité d'eau retenue à des potentiels matriciels de -330 hPa et -15 000 hPa, et l'inverse de la densité apparente ($1/D_a$) du sol dans un état hydrique proche de la capacité au champ. De telles relations indiquent que les quantités d'eau retenues sont liées à la fois à la composition granulométrique et à la façon dont les constituants élémen-

Tableau 3 - Droites de régression calculées pour l'ensemble des horizons argileux (ALO, A, AL, AS) aux différentes valeurs de potentiel matriciel entre la teneur en eau massique (W , en gramme d'eau par gramme de sol) et l'inverse de la densité apparente ($1/D_a$) des horizons à la capacité au champ.

Table 3 - Regression equations which were established for the clayey horizons (ALO, A, AL, AS) at different matric potentials between the gravimetric water content (W , in g of water per g of oven-dried soil material) and the reciprocal of bulk density ($1/D_a$) of the horizons near field capacity.

Potentiel matriciel (hPa)		Droite de régression	r^2	n
- 10	pF = 1,0	$W_{1,0} = 0,949 (1/D_a) - 0,339$	0,87	43
- 33	pF = 1,5	$W_{1,5} = 0,914 (1/D_a) - 0,324$	0,89	35
- 100	pF = 2,0	$W_{2,0} = 0,871 (1/D_a) - 0,312$	0,89	24
- 330	pF = 2,5	$W_{2,5} = 0,869 (1/D_a) - 0,313$	0,91	106
- 1 000	pF = 3,0	$W_{3,0} = 0,763 (1/D_a) - 0,261$	0,88	50
- 3 300	pF = 3,5	$W_{3,5} = 0,725 (1/D_a) - 0,246$	0,88	34
- 10 000	pF = 4,0	$W_{4,0} = 0,629 (1/D_a) - 0,201$	0,89	26
- 15 000	pF = 4,2	$W_{4,2} = 0,527 (1/D_a) - 0,152$	0,78	107

taires sont assemblés (Bruand, 1990). En effet, les variations de D_a rendent compte à la fois des variations de teneur en argile et du volume poral développé par l'argile (Bruand et al., 1988 ; Bruand et Zimmer, 1992).

Dans le cas de ces études, à la différence de la majeure partie de celles ayant pour objectif de relier les propriétés de rétention en eau aux seules caractéristiques de la constitution du sol, la teneur en eau est exprimée par référence à la masse de l'échantillon déshydraté à 105 °C, c'est-à-dire par référence à une quantité de phase solide constante.

Si la relation entre la quantité d'eau retenue et l'inverse de la densité apparente s'applique aux valeurs de potentiel supérieures à -15 000 hPa, alors chaque relation est de la forme :

$$W = a (1/D_a) + b \quad [3]$$

avec W : teneur en eau massique (g/g), D_a : densité apparente, a et b : deux coefficients variables selon la valeur du potentiel matriciel de l'eau.

Sur la base de ces travaux, l'ensemble des 214 horizons de texture argile lourde (ALO) et argileuses (A, AS, AL) a été subdivisé en deux sous-ensembles en répartissant les horizons de façon aléatoire dans chaque sous-ensemble. L'un de ces sous-ensembles a été utilisé pour calculer, pour chaque valeur de potentiel matriciel, les régressions linéaires entre la teneur en eau et l'inverse de la densité apparente en conditions proches de la capacité au champ (tableau 3). Précisons que la densité apparente varie de 1,0 à 1,9 pour les horizons étudiés. Les régressions obtenues montrent que l'étroite dépendance des variations de W avec $1/D_a$, mise en évidence par Bruand (1990) et Bruand et al. (1994) à des potentiels matriciels de -330 hPa et -15 000 hPa, s'applique effectivement à l'ensemble des valeurs de potentiel supérieures à

-15 000 hPa. On montre ainsi que la proportion de variance expliquée est élevée quels que soient la valeur de potentiel matriciel et l'effectif de l'ensemble d'horizons utilisé.

Dans un second temps, une validation des relations présentées dans le tableau 3 a été effectuée à partir du deuxième sous-ensemble d'horizons. Les valeurs de W ont été calculées aux différents potentiels matriciels et comparées aux valeurs mesurées (figure 7). L'erreur moyenne (EM) sur l'estimation a été calculée de la façon suivante :

Tableau 4 - Erreurs moyennes (EM, relation [4]) sur l'estimation de la teneur en eau massique (W , en gramme d'eau par gramme de sol) des horizons argileux (ALO, A, AL, AS) à l'aide des relations du Tableau 3.

Table 4 - Mean error (EM, relationship [4]) on the estimation of the gravimetric water content (W , in g of water per g of oven-dried soil) for the clayey horizons (ALO, A, AL, AS) by using the relationships in Table 3.

Potentiel matriciel (hPa)		E M	n
- 10	pF = 1,0	0,034	42
- 33	pF = 1,5	0,027	39
- 100	pF = 2,0	0,028	24
- 330	pF = 2,5	0,027	104
- 1 000	pF = 3,0	0,027	54
- 3 300	pF = 3,5	0,031	39
- 10 000	pF = 4,0	0,020	24
- 15 000	pF = 4,2	0,028	105

Figure 7 - Teneurs en eau mesurées et calculées à l'aide des régressions linéaires utilisant l'inverse de la densité apparente (tableau 3).
Figure 7 - Measured and calculated water contents with the regression equations shown in table 3

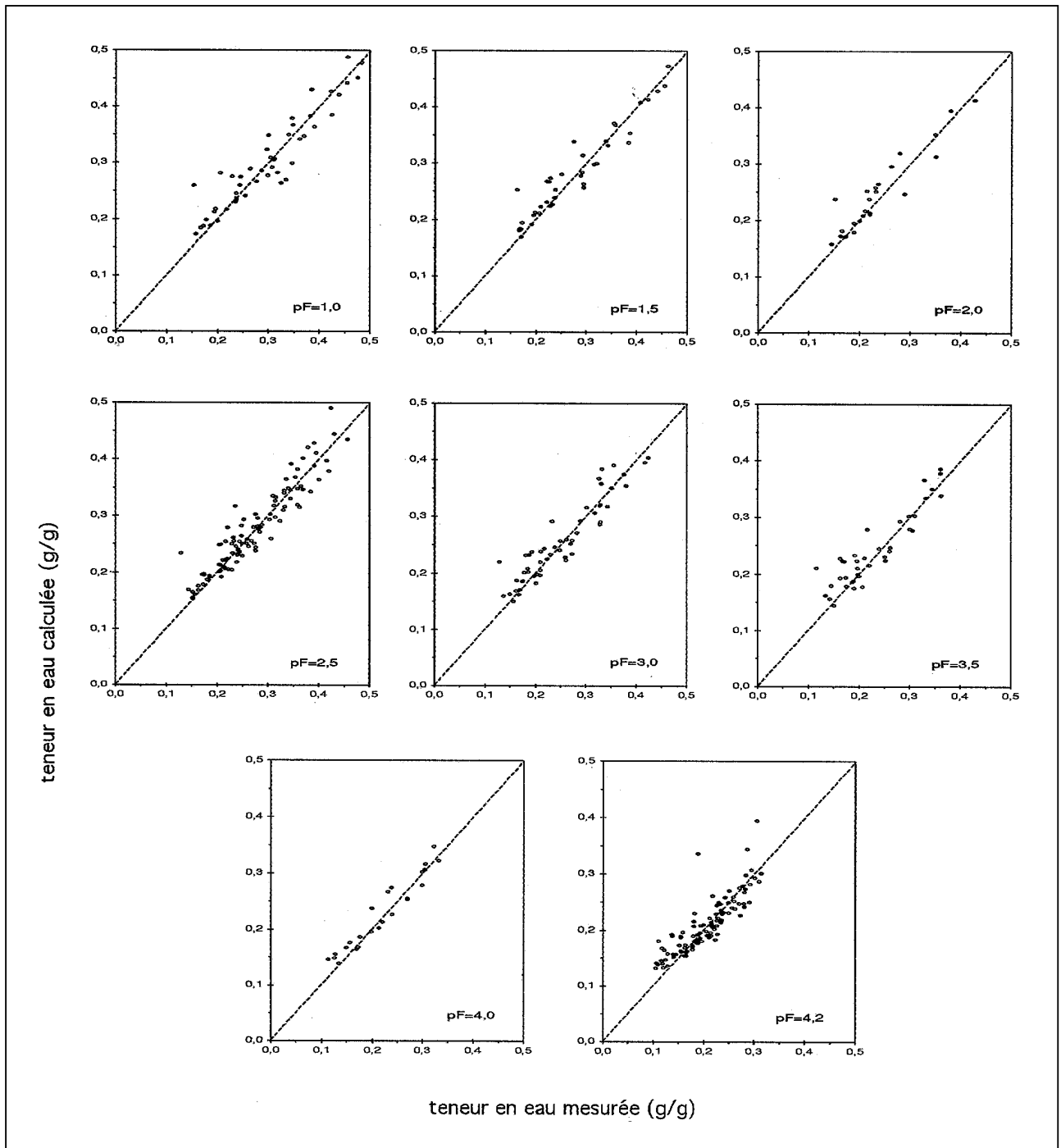
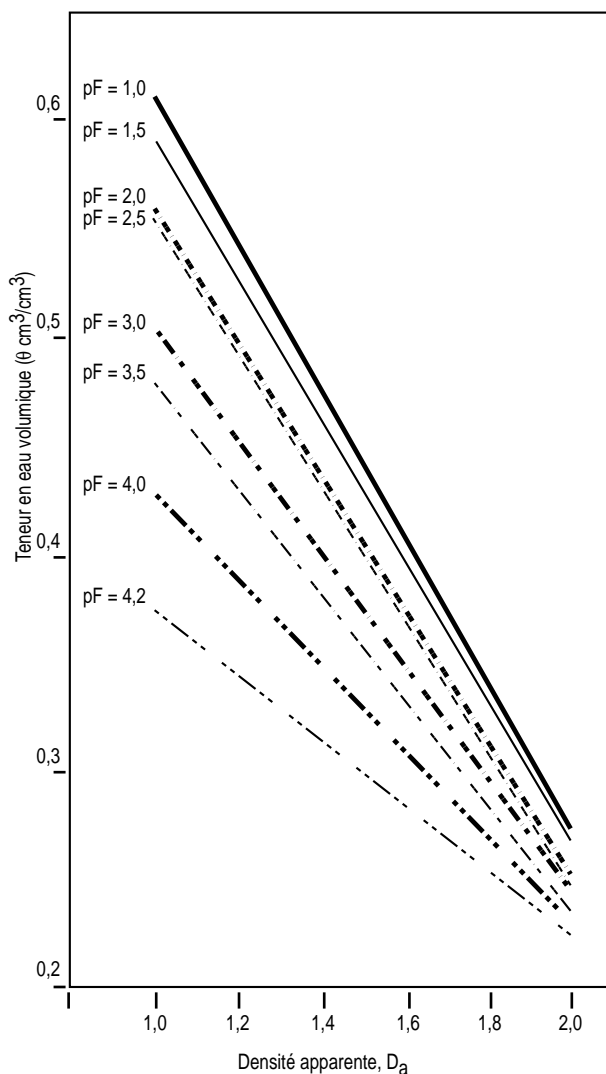


Figure 8 - Teneur en eau volumique (cm^3/cm^3) aux différentes valeurs de potentiel matriciel en fonction de la densité apparente.

Figure 8 - Volumetric water content (cm^3/cm^3) versus the matric potential for different values of bulk density.



$$EM = \left\{ \frac{[\sum(W_{\text{cal}} - W_{\text{mes}})^2]}{(n - 1)} \right\}^{1/2} \quad [4]$$

avec W_{cal} : teneur en eau calculée et W_{mes} : teneur en eau mesurée.

Les valeurs de EM varient de 0,020 à 0,034 g/g selon la valeur du potentiel matriciel (tableau 4) et il n'y a pas de différence sensible de la qualité de l'estimation selon la valeur de W_{cal} , et par conséquent de D_a (figure 7). La gamme de variation de EM est proche de celle enregistrée par Oosterveld et

Chang (1980) pour W_{cc} et $W_{4,2}$ lorsqu'ils sont estimés à l'aide de régressions multiples utilisant les teneurs en argile et sable, ainsi que la profondeur de l'horizon.

Les droites de régression ont ensuite été utilisées pour construire les courbes présentées sur la figure 8. Ces courbes donnent la quantité d'eau exprimée en cm^3 par cm^3 de sol en fonction de la densité apparente de l'horizon à la capacité au champ pour 8 valeurs de potentiel matriciel. Ainsi que l'on pouvait s'y attendre à partir des droites de régression calculées (tableau 3), les courbes correspondant à $W_{2,0}$ et $W_{2,5}$ sont très proches.

Nous pouvons aisément déduire de ces résultats une estimation de la réserve en eau utile en fonction de la densité apparente. L'utilisation de la relation [2] nécessite que l'on puisse estimer W_{cc} , ce qui peut être aisément fait à l'aide de $1/D_a$ puisque la relation entre W_{cc} et $1/D_a$, établie sur 214 échantillons argileux est la suivante :

$$W_{\text{cc}} = 0,953 (1/D_a) - 0,362 \quad r^2 = 0,96 \quad [5]$$

Cette relation combinée avec celle obtenue pour $W_{4,2}$ (tableau 3) conduit aux valeurs de RU proposées pour l'ensemble des horizons de textures argile lourde et argileuses, en fonction de la densité apparente de l'horizon en conditions hydriques proches de la capacité au champ (tableau 5).

A la différence des valeurs de RU fréquemment utilisées jusqu'alors (de 1,65 à 1,82 mm par cm de sol selon la texture argileuse, Jamagne et al., 1977), les valeurs proposées ici leur sont inférieures dès que D_a est supérieure à 1,3. Néanmoins, la distinction introduite par Jamagne et al. (1977) entre les sols

Tableau 5 - Teneur en eau volumique (cm^3/cm^3) à la capacité au champ (θ_{cc}) et à un potentiel matriciel de -15 000 hPa ($\theta_{4,2}$), réserve en eau utile des horizons argileux (ALO, A, AL, AS) en fonction de leur densité apparente en conditions proches de la capacité au champ (D_a).

Table 5 - Volumetric water content (cm^3/cm^3) at field capacity (θ_{cc}) and at -15 000 hPa matric potential ($\theta_{4,2}$), available water capacity (mm/cm) of clayey horizons (ALO, A, AL, AS) according to their bulk density (D_a) when the soil is near field capacity.

Densité apparente	θ_{cc} cm^3/cm^3	$\theta_{4,2}$ cm^3/cm^3	RU mm/cm
1,2	0,519	0,345	1,74
1,4	0,446	0,315	1,32
1,6	0,374	0,284	0,89
1,8	0,301	0,254	0,47

de texture argile lourde car développés sur des argiles sédimentaires et ceux de texture argileuse issue d'une évolution pédologique, traduisait vraisemblablement déjà l'influence de la densité apparente, la densité apparente des premiers étant la plus élevée à teneur en argile équivalente.

La RU varie donc du simple au quadruple pour D_a variant de 1,8 à 1,2. Généralement, les valeurs de RU utilisées dans de nombreux pays pour les textures argileuses varient peu, excepté en Allemagne où la valeur varie du simple au double lorsque la densité apparente corrigée par la teneur en argile (packing density, $L_d = D_a + 0,009 (\% \text{argile})$) varie de 1,75 à 1,40 (Renger et Strebel in McKeague et al., 1984).

Les sols limoneux

Le nombre d'horizons de textures limono-argileuses (LA, LAS) et limoneuses (LM, LMS, LSA) qui ont été étudiés est beaucoup plus restreint (56 horizons limoneux) que celui d'horizons argileux (214 horizons). Les valeurs de RU calculées à l'aide de la relation [2] sont très variables (figure 5) et cette variabilité apparaît être indépendante de D_a et de la teneur en argile.

La gamme de variation de RU étant très élevée (de 0,8 à 3,0 mm/cm de sol, mode à 1,8 mm/cm) et l'effectif restreint, il n'a pas été possible de proposer des valeurs de RU sur la base de ces seules données. Comme pour les horizons argileux, de nombreuses relations utilisant plusieurs caractéristiques du sol ont été proposées dans la littérature (e.g. De Jong, 1983 ; Saxton et al., 1986 ; Ahuja et al., 1985 ; Vereecken et al., 1989) pour calculer la teneur en eau à différentes valeurs de potentiel matriciel, autorisant par là même une estimation de RU. Le caractère opérationnel de ces relations est encore aujourd'hui très discuté (Tietje et Tapkenhinrichs, 1993 ; Kern, 1995) et requiert que les ensembles de sols à partir desquels elles ont été établies et ceux pour lesquels elles peuvent s'appliquer aient en commun des caractéristiques comme le matériau parental et le type d'évolution pédologique (Bruand, 1990; Arrouays et Jamagne, 1993).

Ainsi, pour les textures limoneuses, comme pour les textures argileuses, l'estimation des propriétés de rétention en eau, et en particulier de la RU, sur la base de la seule texture du sol risque de conduire dans de nombreux cas à des valeurs très éloignées de la réalité compte tenu de la variabilité qui a été enregistrée jusqu'alors.

Les sols sableux

Pour les horizons sableux (SA, SL, S), non seulement le nombre d'horizons est faible (18 horizons), mais la gamme de variation de D_a est aussi réduite (de 1,64 à 1,88). Les valeurs de RU calculées pour chaque horizon selon la relation [2] montrent une variation de 1,3 à 1,5 mm/cm pour les horizons sablo-argileux (SA), de 1,2 à 1,6 mm/cm pour les horizons

sablo-limoneux (SL) et de 1,0 à 1,2 mm/cm pour les horizons sableux (S) si l'on se limite aux seuls horizons sous-jacents aux horizons travaillés. Ces valeurs sont à rapprocher des valeurs moyennes proposées par Hall et al. (1977) pour des horizons de textures qui correspondent approximativement aux textures SA (1,6 mm/cm), SL (1,4 mm/cm) et S (1,1 mm/cm).

Comme pour les horizons limoneux, nous ne pouvons pas conclure quant aux valeurs de RU. En revanche, comme pour les horizons argileux et limoneux, la gamme de variation des propriétés de rétention en eau des sols sableux est trop élevée pour que ces propriétés puissent être estimées sur la base de la seule caractéristique texture.

CONCLUSION

Les données présentées dans cette étude montrent clairement qu'il est nécessaire de déterminer les propriétés de rétention d'eau sur des échantillons non perturbés, prélevés lorsque le sol est proche de la capacité au champ. Les déterminations sont généralement effectuées sur des échantillons de type "motte centimétrique" comme dans le cas des données qui ont été discutées ici ou sur des cylindres de plusieurs dizaines à plusieurs centaines de centimètres cubes de volume, mais il y a lieu, dans ce dernier cas, de prendre garde à la durée des mises à l'équilibre (McKeague et al., 1984).

Les valeurs de réserve en eau utile proposées dans la littérature varient peu pour de nombreuses classes de texture. Il en résulte que lors de l'estimation de cette réserve, l'épaisseur de sol prise en compte est très fréquemment la caractéristique du sol à l'origine des plus importantes variations de la réserve en eau utile estimée. Les valeurs qui sont proposées ici indiquent que la réserve en eau utile varie dans une large gamme pour les sols argileux en fonction de la densité apparente. Pour les textures limoneuses et sableuses, la très large gamme de variation des propriétés de rétention en eau qui a été enregistrée ne permet pas de proposer des valeurs de réserve en eau utile. En revanche, les résultats montrent clairement que la composition granulométrique ne peut pas à elle seule être une caractéristique suffisante pour estimer les propriétés de rétention en eau.

L'importance de la densité apparente indique qu'il est nécessaire de tenir compte à la fois de la nature et de l'organisation des constituants élémentaires. Pour une même classe granulométrique, le mode d'assemblage des constituants élémentaires varie de façon importante en fonction du matériau parental et de la pédogenèse. Lorsque les déterminations étaient effectuées sur des échantillons séchés et tamisés, le mode d'assemblage était en quelque sorte standardisé par le protocole opératoire, ce qui n'avait d'ailleurs vraisemblablement que peu de conséquences pour les horizons de surface cultivés et exposés à de sévères contraintes climatiques. En revanche, pour les horizons plus pro-

fonds, un séchage et un tamisage avaient pour effet de profondément modifier l'organisation des horizons et par conséquent leurs propriétés de rétention en eau.

Enfin, les résultats dont il a été question dans cette étude devront être affinés dans les prochaines années (en particulier pour les horizons de texture limoneuse et sableuse et pour les horizons de surface qui ont été peu échantillonnés dans cette étude) à partir des mesures qui sont actuellement en cours dans plusieurs laboratoires de Science du Sol de l'INRA.

Remerciements

Les auteurs remercient le Conseil Régional de la Région Centre pour son soutien financier au programme de recherche "Gestion des Ressources en Sol et Eau", Monsieur L. Rousset pour l'aide apportée lors de la réalisation des graphiques et Mademoiselle N. Laude pour sa contribution lors des déterminations au laboratoire.

BIBLIOGRAPHIE

- 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.
- Archer J.R., Smith P.D. 1972 - The relation between bulk density, available water capacity, and air capacity of soils. *J. Soil Sci.*, 23, 475-480.
- Baize D., 1988. - Guide des analyses courantes en pédologie. INRA, Paris, 172 p.
- Bigorre F., 1995 - Propriétés de sols de la forêt de Haye (Lorraine) et leur effet sur le bilan hydrique. DEA Pédologie, Univ. Nancy, 43 p.
- Boedt L., Verheyne W., 1986 - Évaluation of profile available water capacity. 3. A model for estimating profile available water capacities for wheat on soils under irrigation, using simple physical and chemical soil properties. *Pédologie*, 36, 33-43.
- Bonneau M., 1961 - Évaluation au laboratoire de la capacité au champ en fonction de la texture. *Bull. Ass. Fr. Et. Sol*, n° spécial, 16-26.
- Bouma J., De Laat P.J.M., Awater R.H.C.M., van Heesen H.C., van Holst A.F., van De Nes Th. J., 1980 - Use of soil survey data in a model for simulating regional soil moisture regimes. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, 808-814.
- Bregt A.K., Beemster J.G.R., 1989 - Accuracy in predicting moisture deficits and changes in Yield from soil maps. *Geoderma*, 43, 301-310.
- Bruand A., 1990 - Improved prediction of water-retention properties of clayey soils by pedological stratification. *J. Soil Sci.* 41, 491-497.
- Bruand A., Tessier D., Baize D., 1988 - Contribution à l'étude des propriétés de rétention en eau des sols argileux : importance de la prise en compte de l'organisation de la phase argileuse. *C.R. Acad. Sci., Paris* 307, Série II, 1937-1941.
- Bruand A., Zimmer D., 1992 - Relation entre la capacité d'échange cationique et le volume poral dans les sols argileux : incidences sur la morphologie des assemblages élémentaires. *C.R. Acad. Sci., Paris* 315, Série II, 223-229.
- Bruand A., Baize D., Hardy M., 1994 - Prediction of water retention properties of clayey soils: validity of relations using a single soil characteristic. *Soil Use and Management*, 10, 99 -103.
- Chiaverini J., Gras R., 1977 - Comparaison de quelques méthodes d'évaluation au laboratoire de la capacité au champ. *Ann. Agron.*, 28(4), 445 - 461.
- Chrétien J., Tessier D., 1988 - Influence du squelette sur les propriétés physiques des sols : hydratation, gonflement et aération. *Science du Sol*, 26(4), 255 - 268.
- Curmi P., 1987 - Comportement physique intrinsèque de mottes à macroporosité différente. In: *Soil compaction and regeneration, Proceedings of the workshop on soil compaction : consequences and structural regeneration processes*, 17-18/09 1985, éd. G. Monnier et M.J. Goss, Balkema, Rotterdam, 53 - 58.
- Daamen C.C., Zhenhua Xiao, Robinson J.A., 1990 - Estimation of water-retention function using scalin theory and soil physical properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 54, 8-13.
- 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.
- De Jong R., Loebel K., 1982 - Empirical relations between soil components and water retention at 1/3 and 15 atmospheres. *Can. J. Soil Sci.*, 62, 343-350.
- De Jong R., 1983 - Soil water desorption curves estimated from limited data. *Can. J. Soil Sci.*, 63, 697 -703.
- Féodoroff A., 1962 - Ressuyage du sol et capacité de rétention pour l'eau. *Ann. Agron.*, 13(6), 523 - 547.
- Fuentes C., Haverkamp R., Parlange J.Y., 1992. Parameter constraints on soil water characteristics. In : *Proceedings of the international workshop on indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils*, Riverside, Californie, 11-13/10 1989, éd. M.Th. van Genuchten, F.J. Leij et L.J. Lund, Université de Californie, Riverside, 161-167.
- van Genuchten M. Th., Leij F.J., 1992 - On estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. In : *Proceedings of the international workshop on indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils*, Riverside, Californie, 11-13/10 1989, éd. M.Th. van Genuchten, F.J. Leij et L.J. Lund, Université de Californie, Riverside, 1-14.
- Gras R., 1962 - Quelques observations sur les relations entre les propriétés physiques du sol et de la croissance du pîcher dans la vallée du Rhône, entre Vienne et Valence. *Ann. Agron.*, 13(2), 141 - 174.
- Greminger P.J., Sud Y.K., Nielsen D.R., 1985 - Spatial variability of field-measured soil water characteristics. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49, 1075-1082.
- 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, 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.
- Hénin S., Gras R., Monnier G., 1969 - Le profil cultural. Masson éd., 332 p.
- Hillel D., 1988 - L'eau et le sol. Principes et processus physiques. Collection PEDASUP, Academia, Louvain-la-Neuve, 288 p.
- Jamagne M., 1967 - Bases et techniques d'une cartographie des sols. *Ann. Agron.*, n° hors série, 18, 142 p.
- 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.
- Jamagne M., Hardy R., King D., Bornand M., 1995. La base de données géographiques des sols de France. *Etude et Gestion des Sols*, 153-172.
- Kern J.S., 1995 - Évaluation of soil water retention models based on basic soil physical properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 59, 1134-1141.
- King D., Le Bas C., Daroussin J., Thomasson A.J., Jones R.J.A., 1995 - The EU map of soil water available for plants. In : *European Land Information System for Agro-Environmental Monitoring*. eds. D. King, R.J.A. Jones et A.J. Thomasson, European Commission, DG XII, Luxembourg, 131-141.
- Leenhardt D., Voltz M., Bornand M., Webster R., 1994 - Evaluating soil maps for prediction of soil water properties. *Eur. J. Soil Sci.*, 45, 293-301.
- Lefèvre P., 1961 - Contribution à l'étude de la capacité d'échange et des bases échangeables des sols non calcaires. *Ann. Agron.*, 12, 169-206.
- McKeague J.A., Eillers R.G., Thomasson A.J., Reeve M.J., Bouma J., Grossman R.B., Favrot J.C., Renger M., Strebel O., 1984 - Tentative assessment of soil survey approaches to the characterization and interpretation of air - water properties of soils. *Geoderma*, 34, 69 - 100.
- van Kuilenburg J., De Gruijter J.J., Marsman B.A., Bouma J., 1982 - Accuracy of spatial interpolation between point data on soil moisture supply capacity, compared with estimates from mapping units. *Geoderma*, 27, 311-325.
- Monnier G., Stengel P., Fiès J.C., 1973 - Une méthode de mesure de la densité apparente de petits agglomérats terreux. Application à l'analyse des systèmes de porosité du sol. *Ann. Agron.*, 24, 533 - 545.
- Mori A., 1982 - Notices explicatives de la carte des sols de France affectés par l'hydromorphie et de la carte des réserves en eau utile des sols de France (échelle 1/2 000 000). INRA, Paris. 54 p.
- Moulenes D., 1993 - Caractérisation hydrodynamique des sols du Languedoc Roussillon. Recherche de fonctions de pédotransfert. Mémoire, INRA-ENSA Montpellier. 61 p.
- Mulla D.J., 1988 - Estimating spatial patterns in water content, matric suction, and hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 52, 1547-1553.
- Oosterveld M., Chang C., 1980 - Empirical relations between laboratory determinations of soil texture and moisture retention. *Canadian Agricultural Engineering*, 22, 149-151.
- Périgaud S., 1963 - Contribution agronomique à la mise en valeur de la Brenne (Sols hydromorphes). *Ann. Agron.*, 14(3), 261-377.
- Petersen G.W., Cunningham R.L., Matelski R.P., 1968 - Moisture characteristics of Pennsylvania soils : I. Moisture retention as related to texture. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 32, 271-275.
- Rajkai K., Varallyay G., 1992 - Estimating soil water retention from single properties by regression techniques. In : *Proceedings of the international workshop on indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils*, Riverside, Californie, 11-13/10 1989, eds. M.Th. van Genuchten, F.J. Leij et L.J. Lund, Université de Californie, Riverside, 417-426.
- Ratliff L.F., Ritchie J.T., Cassel D.K., 1983 - Field measured limits of soil water availability as related to laboratory measured properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47, 770 - 775.
- Rawls W.J., Brakensiek D.L., Saxton K.E., 1982 - Estimation of soil water properties. *Trans. ASAE* 25, 1316-1320.
- Reeve M.J., Smith P.D., Thomasson A.J., 1973 - The effect of density on water retention properties of field soils. *J. Soil Sci.* 24, 354-367.
- Reutenauer D., Ambrose B., 1992 - Fitting the van Genuchten - Mualem model to observe hydraulic properties of coarse-textured soils in the Vosges mountains of France. In : *Proceedings of the international workshop on indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils*, Riverside, Californie, 11-13/10 1989, eds. M.Th. van Genuchten, F.J. Leij et L.J. Lund, Université de Californie, Riverside, 285-281.
- 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.
- Stengel P., Gabilly Y., Bertuzzi P., Gaudu J.C., Brifault A., 1986. - La double sonde gamma LPC-INRA. Définition, expérimentation et utilisation en agronomie. *Bulletin de Liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, 109-120.
- Tessier D., 1987 - Identification of clays. Data from investigations with strongly hydrated system. In *Methodology in Soil-K Research*, 45-63.
- Tessier D., Berrier J., 1979. - Utilisation de la microscopie électronique à balayage dans l'étude des sols. Observation de sols humides soumis à différents pF. *Science du Sol*, 1, 67-82.
- 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.
- Tessier D., Lajudie A., Petit J.C., 1992 - Relation between the macroscopic behavior of clays and their microstructural properties. *Applied Geochemistry, Suppl. Issue n°1*, 151-161.
- Tietje O., Hennings V., 1993 - Bewertung von pedotransferfunktionen zur schätzung der wasserspannungskurve. *Z. Pflanzenemähr. Boden.*, 156, 447-455.
- Tietje O., Tapkenhinrichs M., 1993 - Évaluation of pedo-transfer functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57, 1088-1095.
- Unger P.W., 1975 - Water retention by core and sieved soil samples. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 39, 1187 - 1200.
- Vauclin M., Viera S.R., Vachaud G., Nielsen D.R., 1983 - The use of cokriging with limited field soil observations. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47, 175-184.
- Vereecken H., 1992 - Derivation and validation of pedotransfer functions for soil hydraulic properties. In : *Proceedings of the international workshop on indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils*, Riverside, Californie, 11-13/10 1989, eds. M.Th. van Genuchten, F.J. Leij et L.J. Lund, Université de Californie, Riverside, 473-488.
- Vereecken H., Maes J., Feyen J., Darius P., 1989 - Estimating the soil moisture retention characteristics from texture, bulk density and carbon content. *Soil Science*, 148(6), 389 - 403.
- Voltz M., Goulard M., 1994 - Spatial interpolation of soil moisture retention curves. *Geoderma*, 62, 109-123.
- Williams J., Prebble R.E., Williams W.T., Hignett C.T., 1983 - The influence of texture, structure and clay mineralogy on the soil moisture characteristics. *Austr. J. Soil Res.* 21, 15-22.
- Wosten J.H.M., Bouma J., Stoffelsen G.H., 1985 - Use of soil survey data for regional soil water simulation models. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49, 1238-1244.
- Wosten J.H.M., Bannink M.H., De Gruijter J.J., Bouma J., 1986 - A procedure to identify different groups of hydraulic-conductivity and moisture-retention